

# ASSOCIATION GÉOLOGIQUE D'ALÈS ET DE SA RÉGION

## BULLETIN N°108

### Novembre 2024



Microplis dans les carbonates cambriens du col des Mourèzes (30120) (photo JPR)

Association Géologique d'Alès et de sa Région  
6, avenue de Clavières  
30319 Alès cedex

<http://www.geolales.net>  
[contact@geolales.net](mailto:contact@geolales.net)



## Éditorial

Bonjour à toutes, bonjour à tous,

En ces temps troublés où la guerre sillonne de nouveau la planète (mais s'est-elle vraiment arrêtée un seul jour ?), où la science ne se trouve plus dans les livres mais dans l'internet « je n'ai pas trouvé sur internet donc cela n'existe pas ». Pardon, la science c'est aujourd'hui l'IA, bientôt elle remplacera professeurs et savants car qui peut prétendre avoir lu autant de livres qu'elle ?

Bientôt, il ne sera plus besoin d'apprendre, il suffira de demander à l'IA.

On trouve déjà sur internet des logiciels qui déterminent les fleurs, les champignons, les minéraux, les pierres !

Quel est donc l'avenir de notre petite association qui a la prétention d'animer un centre régional de géologie dont les activités principales consistent à :

collecter les renseignements d'intérêt géologique régional ...

former ses adhérents aux méthodes de la géologie de terrain ...

mener des recherches régionales comprenant, études, inventaires ...

etc. ...

a-t-elle encore sa place ?

Il me semble que oui si on la prend pour ce qu'elle est, c'est-à-dire un endroit où on apprend à regarder, à s'interroger sur ce que l'on voit. Il ne faut pas chercher à coller sur le terrain quelques informations glanées ici ou là, mais s'interroger d'abord sur ce que nous montre l'affleurement ou le paysage que l'on regarde. Dans quel environnement nous trouvons-nous ? quels sont les éléments qui peuvent nous aider à comprendre ? de quelles informations disposons-nous ? quelle information nous manque-t-il ? où serait-il possible de la trouver ? etc., ...

Bref seul votre regard, votre observation peut vous permettre d'avancer, il ne suffit pas d'écouter, il est fondamental de s'interroger. Celui qui sait avant d'avoir regardé a toutes les chances de se tromper.

En espérant vous retrouver lors de nos prochaines sorties.

Bonne et fructueuse lecture de ce nouveau numéro de notre bulletin.

Agariennes salutations

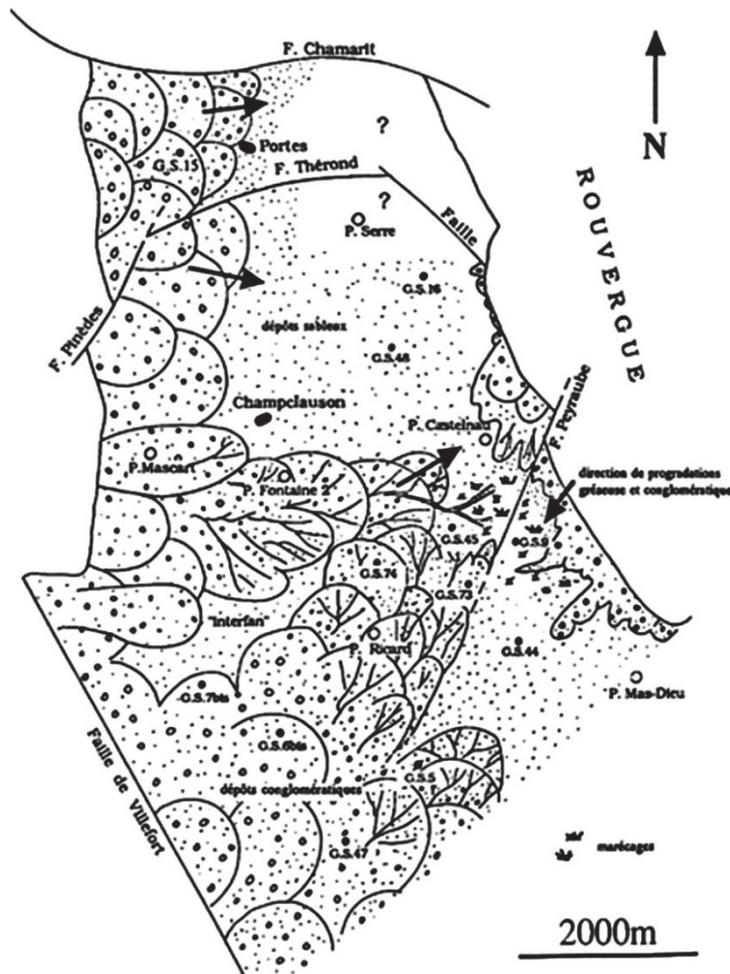
Jean-Pierre Rolley.



Au nord, la faille d'effondrement du Serre de Bannelle interrompt brusquement le bassin houiller.

Un promontoire de schistes métamorphiques, le Rouvergue, antérieur aux dépôts du Stéphanien, orienté sensiblement nord-sud, sépare la cuvette de La Grand-Combe à l'ouest de celle d'Alès-Bessèges à l'est.

Le Trias et le Jurassique recouvrent une grande partie du bassin.



Distribution des faciès dans le bassin de La Grand-Combe (Wang Hua, 1991).

Le bassin houiller lui-même est constitué d'un ensemble grésoconglomératique d'environ 2 500 mètres d'épaisseur.

Il s'agit d'un bassin d'effondrement, en milieu continental, probablement intramontagneux (car sa flore est peu variée).

C'est un fossé complexe, avec tout un ensemble de sous-bassins correspondant à des panneaux d'origine tectonique ayant souvent joué pendant la sédimentation.

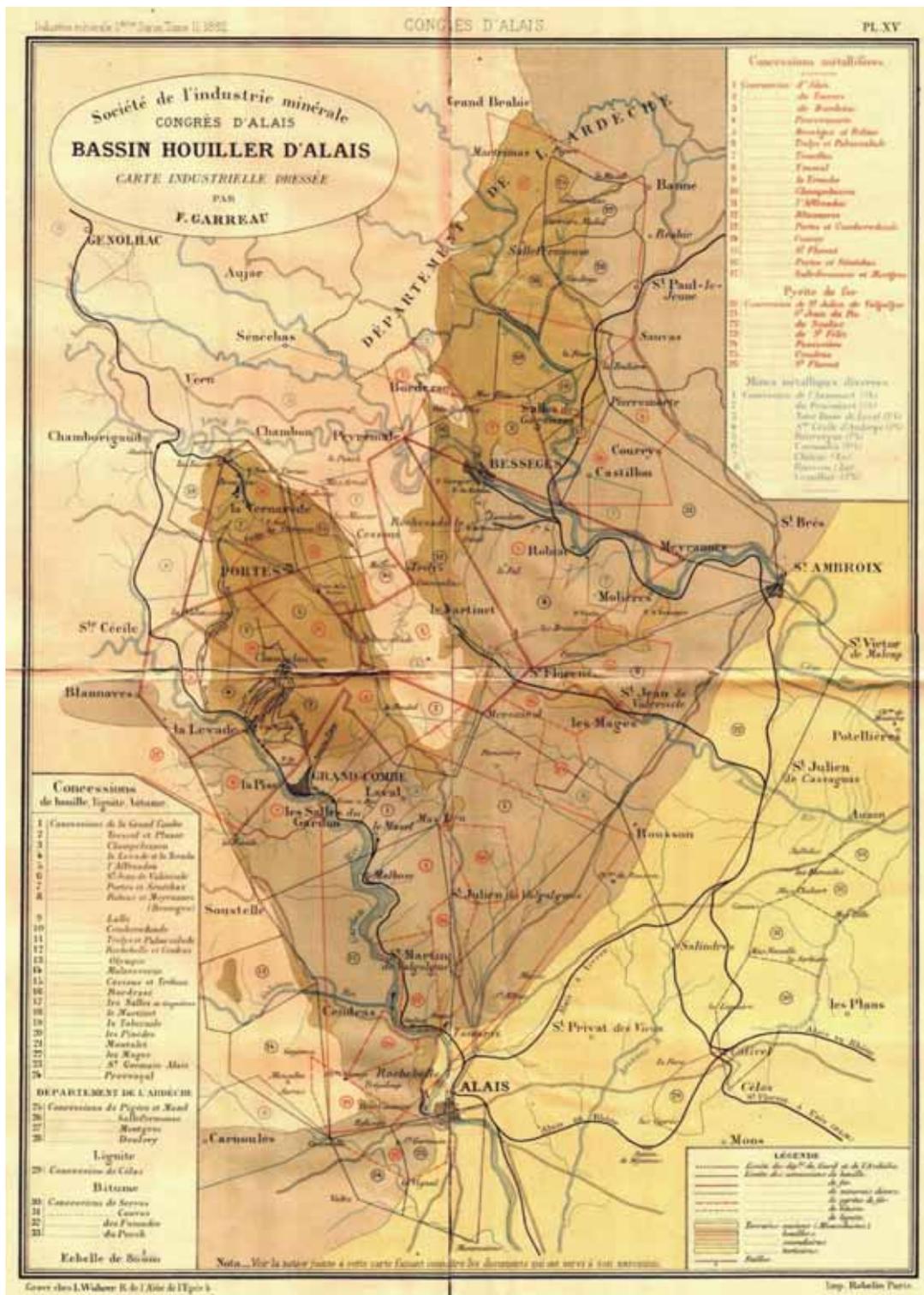
Ce qui se traduit par un remplissage de sédiments variés, lié à la fois aux mouvements tectoniques et à la position de ces panneaux vis-à-vis des zones d'apports détritiques.

Il en résulte des zones montrant de puissants apports détritiques alors que d'autres sont relativement protégées avec une sédimentation plus fine. On observe de brusques changements de faciès qui rendent les corrélations difficiles à établir

Autrefois interprétés comme dus à des charriages, ces changements de faciès correspondent en fait à de brutales variations dans les conditions environnementales et par conséquent dans les types de sédiment et de flore qui s'y développent.

**Histoire de l'exploitation.** Le bassin d'Alès-Bessèges renferme à lui seul plus de 70% des concessions accordées dans les terrains houillers du Languedoc-Roussillon. C'est le bassin le plus important de notre région, et c'est donc tout naturellement autour de lui que les exploitations seront organisées lors de la nationalisation des houillères en 1946.

C'est par les écrits de l'abbé de Cendras que l'on sait que l'exploitation de « terres noires » a été effective dès 1230 dans notre région. En 1760, on compte plus de 80 exploitations et c'est sous l'impulsion de François-Pierre Tubeuf, entre 1773 et 1786, que les travaux d'exploitation acquièrent une certaine technicité. La mine commence à se professionnaliser. Mais ce n'est qu'au XIXème siècle, après la réorganisation imposée par la loi minière de 1810, que l'exploitation prendra une certaine ampleur avec les besoins en charbon de la métallurgie et du transport ferroviaire.



Carte des concessions du bassin houiller établie pour le congrès de l'industrie minière à Alès en 1882

Mais c'est aussi un bassin montagneux. Les premières exploitations se font par galeries creusées à flanc de montagne. Il n'existe pas de réseau routier aisément praticable. La production reste limitée à un usage local, notamment par la métallurgie.

Il faut ici observer que les terrains houillers renferment aussi beaucoup de minerai de fer. L'exploitation de ce dernier n'est pas concessible avec celle du charbon. C'est pourquoi de nombreuses entreprises ont demandé et obtenu une concession pour fer, généralement superposée à celle qu'elles avaient déjà pour la houille. Mais rares sont celles qui ont réellement exploité ces minerais.

Vers 1826, se constitue la *Société civile des Houillères de la Grand-Combe, de Pluzor et autres concessions réunies* qui rassemble 6 petites concessions indépendantes.

Toutefois ce n'est qu'avec la réalisation de la liaison ferrée "Beaucaire - Nîmes - Alès - La Grand-Combe", entre 1839 et 1842, que la phase industrielle démarre.

L'importance du développement de ce moyen de transport devient telle qu'en 1836 la Société civile des Houillères de la Grand-Combe, de Pluzor et autres concessions réunies, va se transformer en *Compagnie des mines de la Grand'Combe et des chemins de fer du Gard*.

Ce désenclavement entraîne un développement rapide des exploitations. De nombreux puits sont creusés et équipés de machines à vapeur.

Mais assez vite la nécessité de développer le réseau ferré va amener la séparation des activités mine et transport. Le 18 septembre 1855, la Compagnie des mines de la Grand-Combe et des chemins de fer du Gard cède à la Compagnie ferroviaire Lyon-Méditerranée son réseau pour devenir simplement la *Compagnie des mines de la Grand'Combe*.

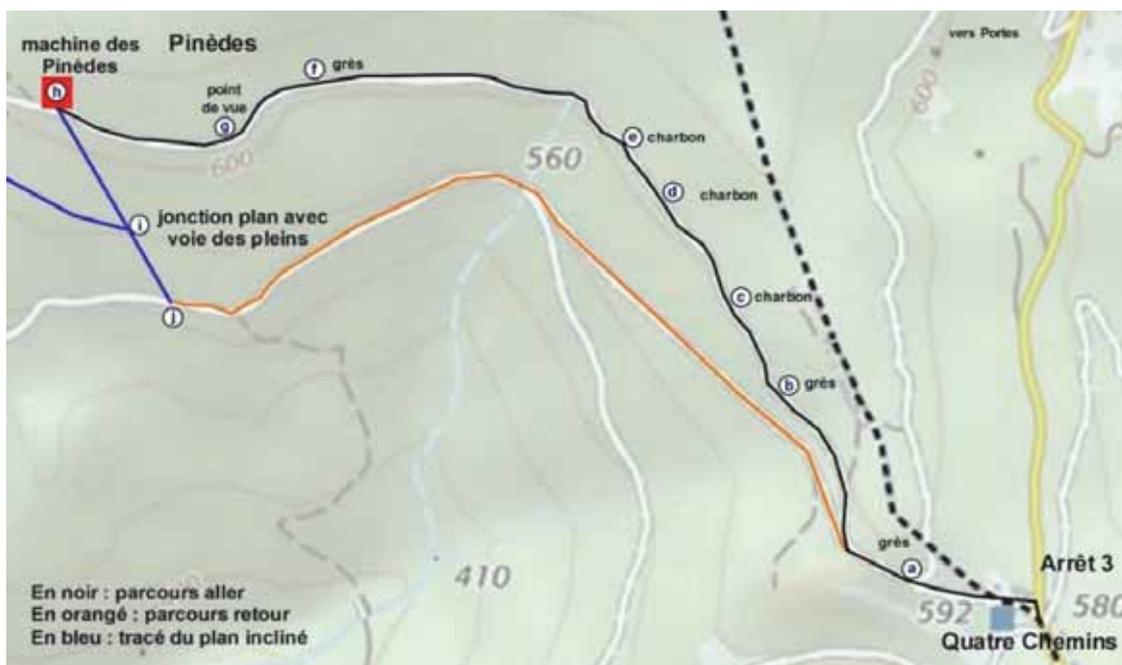
Cependant de nombreuses concessions ne sont pas desservies par le rail. Elles restent isolées, leurs productions stagnent, restent modestes.

Parmi celles-ci la concession de Portes et Sénéchas, attribuée en 1822, peine à se développer malgré des efforts de modernisation, dont la réalisation vers 1848, d'un plan incliné avec machine à vapeur entre les mines de La Vernarède (quartier Werbrouck) et La Canebière. Elle est reprise, en 1854, par l'homme d'affaires Jules Mirès, qui va chercher à la désenclaver en réalisant une liaison par voie ferrée formée de plans inclinés successifs, entre La Vernarède (les mines) et La Levade (alors terminus de la voie ferrée).

Il faut attendre 1867 avec la prolongation de la ligne Beaucaire – Nîmes- Alès-La Levade vers Villefort, Brioude, et la réalisation simultanée d'un branchement particulier entre La Vernarède et Chamborigaud pour débloquer la situation.

**Arrêt 2.** Le temps peu engageant nous fera omettre cet arrêt.

**Arrêt 3.** Nous voici donc au lieu-dit Les Quatre Chemins, en limite des anciennes exploitations de charbon à ciel ouvert du Saut du Chien, des Lumières, du Serre des Andats.



Arrêt 3. Carte des sites d'observation.



Arrêt 3. Aire aménagée des Quatre Chemins.

Deux panneaux d'information ont été installés ici par la commune de Sainte-Cécile-d'Andorge. Le premier panneau présente la carte d'un circuit de visite de vestiges miniers. Un second nous informe que ce site fait l'objet d'un projet de parc photovoltaïque.

Nous nous engageons à pied sur la piste pour un parcours d'environ 3,5 km.

Peu après, au départ d'une autre piste allant vers Portes, nous nous attardons quelques instants devant un premier affleurement marqué **a** sur la carte des affleurements.

Ce sont des grès fins avec quelques éléments de quartz blanc plus grossiers. Leur couleur varie du gris clair au beige clair sur cassure fraîche. En surface cependant cette couleur tire vers le roux par altération des minéraux de fer qui y forment souvent ainsi que sur les plans de diaclase une pellicule de couleur brun sombre pouvant atteindre  $\frac{1}{2}$  mm d'épaisseur. Les grains de quartz, hyalin, blanc, parfois gris très sombre, sont polis, anguleux mais émoussés, peu arrondis. Leur granulométrie varie de moins de  $\frac{1}{10}$  mm à 1 à 2 mm, rarement plus sauf dans les passées grossières, conglomératiques, où ils peuvent atteindre plusieurs cm.



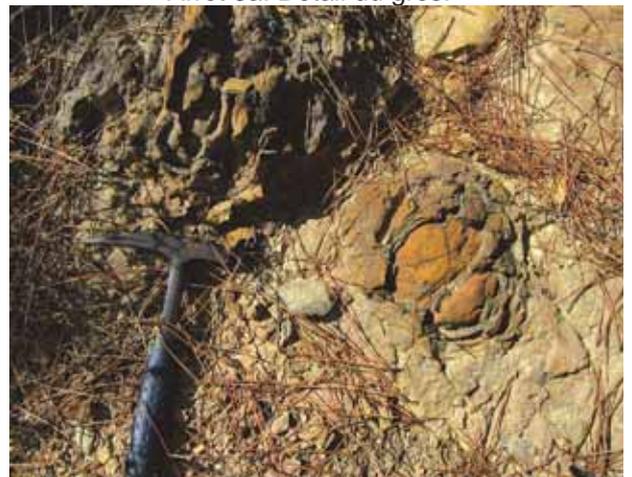
Arrêt 3a. Affleurement de grès.



Arrêt 3a. Détail du grès.



Entre arrêts 3a et 3b. Nodule ferrugineux.



Nodule ferrugineux fortement dégradé.

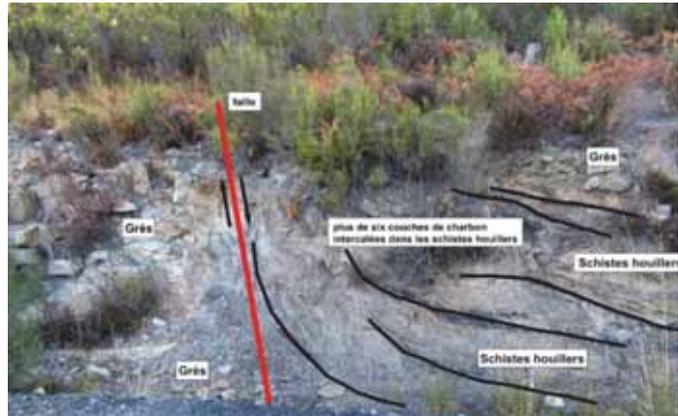
Nous observerons ces grès tout au long de notre parcours, plus ou moins fins, parfois conglomératiques. Ils sont fréquemment très fracturés mais forment parfois des massifs

importants notamment entre les arrêts **e** et **f** où ils ont pu être exploités pour la construction des ouvrages miniers voisins.

Particulièrement entre les points **a** et **b**, des amas ferrugineux brun à jaune, de forme plus ou moins sphérique apparaissent. Pouvant atteindre des tailles pluri-décimétriques ils sont généralement, en affleurement, très altérés, se dégradent par desquamation. Quelques figures de Liesegang peuvent y être observées. Il s'agit de sidérose (carbonate de fer) transformé en surface, par altération et hydratation, en limonite (hydroxyde de fer)<sup>1</sup>. On trouve cependant plus fréquemment de petits nodules rouge sombre, denses (densité aux environs de 3 contre 2,4 pour les grès), arrondis, de taille variant du cm au dm, de grès fins très riches en sidérose.



Entre arrêts 3d et 3e. Grès, schistes houillers et charbon.



Arrêt 3e. Grès, schistes houillers et charbon (affleurement photographié en 2017).

À partir du point **c** de minces veines noires apparaissent dans le talus, en intercalations avec des grès noirs très fins, micacés, le tout dans des grès brun clair, très fins, argileux. Ces veines charbonneuses sont très minces, n'atteignent pas le dm en épaisseur, sont très irrégulières mais ont l'avantage de souligner les déformations des bancs de roche. Bien sûr ces veines de charbon n'ont pas pu faire l'objet d'exploitation. Sur le passage un petit panneau expliquant simplement la formation du charbon a été placé par la commune de Sainte-Cécile-d'Andorge

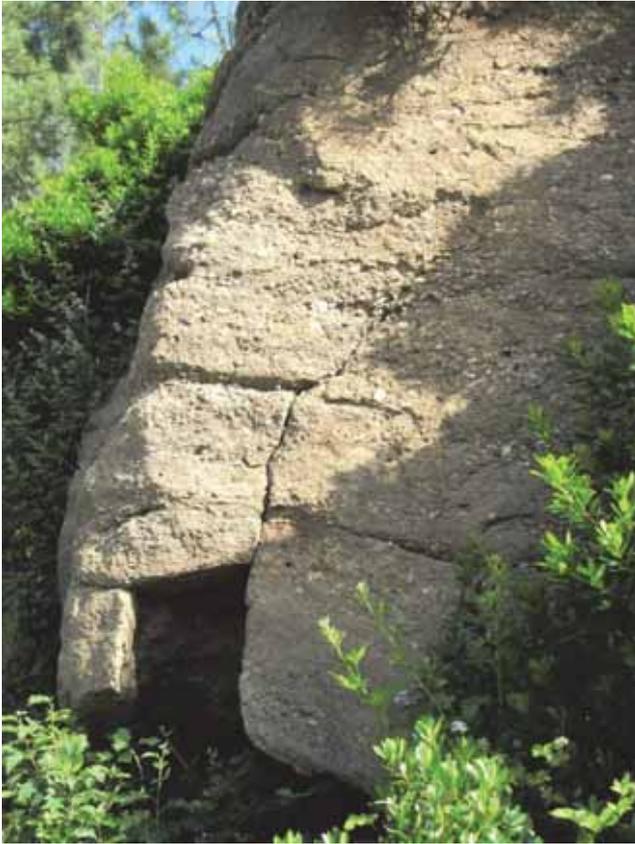
Au point **f** nous traversons un très gros massif de grès fin à grossier, conglomératique, dans lequel les grains de quartz peuvent s'aligner soulignant alors la stratification. Ce massif se poursuit sous la piste et a été probablement utilisé comme carrière pour la réalisation des bâtiments miniers voisins.

Puis au niveau du point **g** un incendie survenu il y a quelques années, a éclairci la végétation, ce qui nous donne une vue étendue sur la plaine d'Alès et la Vallée Longue.

---

<sup>1</sup> Sidérose - carbonate de fer  $\text{FeCO}_3$ , dureté 4, densité 4, système de cristallisation rhomboédrique. Se présente sous forme de rhomboédres et aussi agrégats grenus, en masses botryoïdales, noduleuses ou terreuses. Couleur brun clair à foncé. Effervescence à chaud à l'acide chlorhydrique. Se transforme en limonite par hydratation.

Limonites - hydroxydes de fer  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ , densité ~4. En masses botryoïdales, terreuses, concrétionnées (oolithes, pisolithes), mamelonnées. Couleurs très variables entre le jaune et le brun à brun noir en passant par le rouge.



Arrêt 3f. Massif de grès conglomératique.



Arrêt 3f. Grès conglomératique.

Enfin nous arrivons (point **h**) à une construction en pierre (principalement en grès conglomératique dur local), parallélépipédique, flanquée d'une tour ronde réalisée dans le même matériau. Il s'agit de la machine des Pinèdes, construite en tête du plan incliné de même nom, plan qui constituait un des éléments du système de transport organisé entre les mines et le réseau ferré. Cette construction abritait un mécanisme assurant le mouvement de berlines pleines (chargées de charbon) et de berlines vides sur le plan incliné.



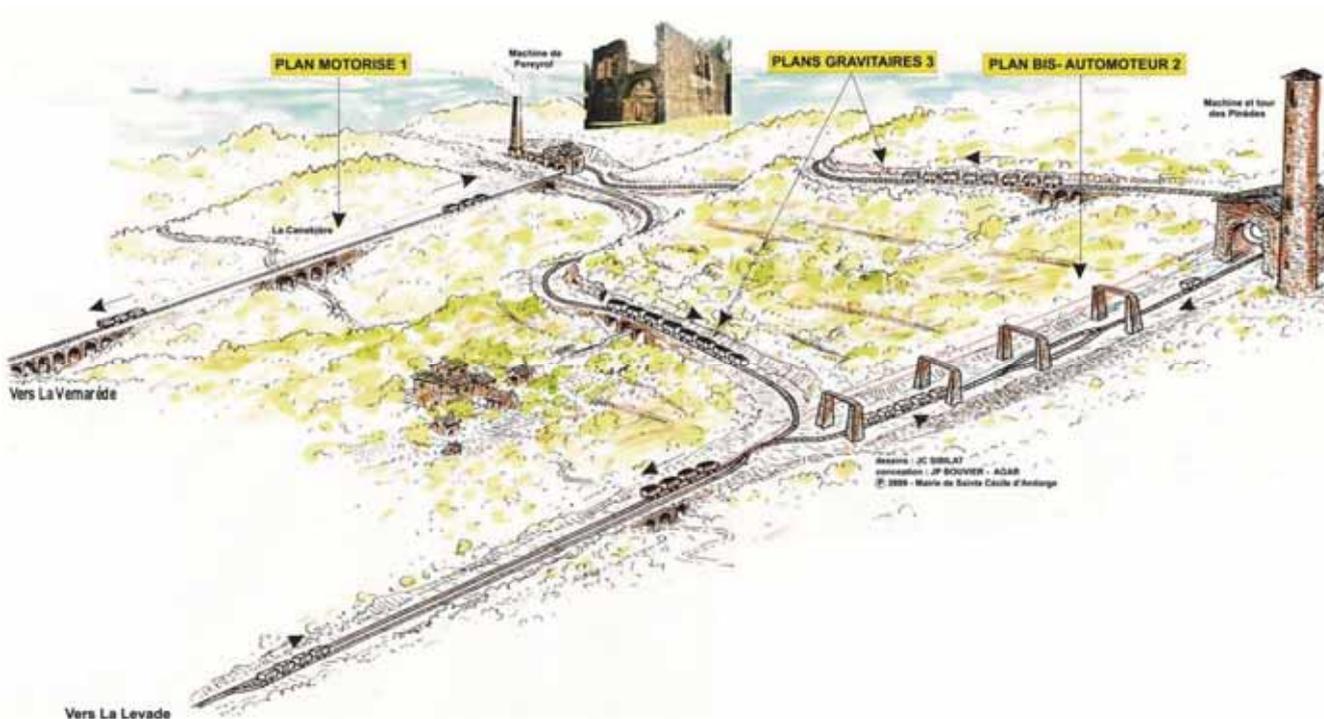
Arrêt 3h. Machine et tour des Pinèdes.

Deux grands panneaux techniques installés il y a une vingtaine d'années apportent quelques explications sur ce dispositif et son fonctionnement.

L'un de ces panneaux (partiellement reproduit ci-dessous) représente les trois éléments principaux du transport ferroviaire à multiples sections mis en service en 1859 par les mines de Portes et Sénéchas pour transporter le charbon de La Vernarède, centre des mines, à la gare de La Levade.

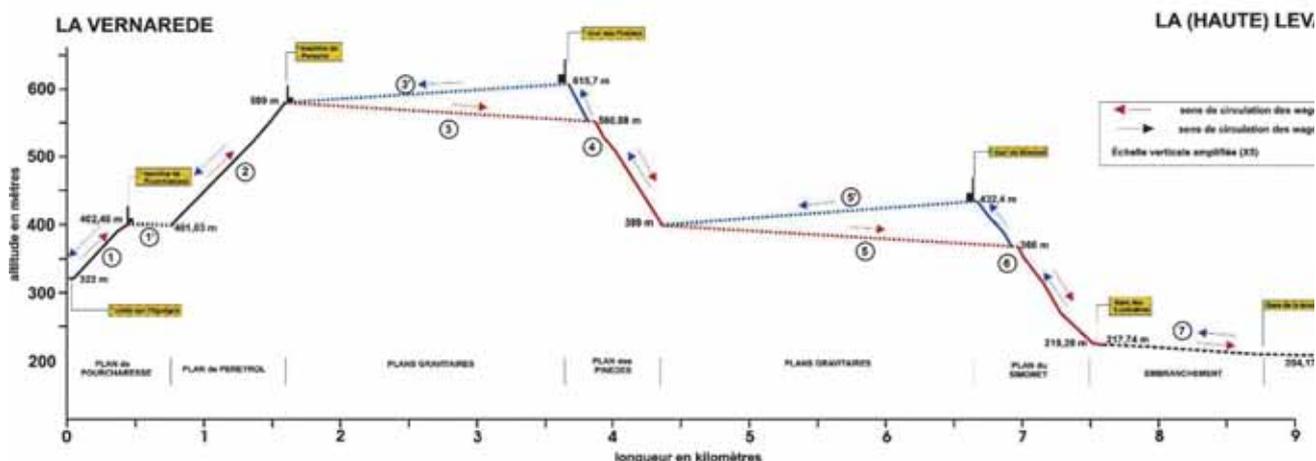
Les schémas ci-après présentent la trajectoire de cette liaison et son profil en long.

Alors que le réseau français de chemin de fer utilise un écartement de rails de 1,435 m, que les équipements miniers adoptent généralement des écartements de 0,60 à 0,80 m, les mines de Portes ont choisi un écartement de 1,10 m ce qui leur permettait de faire circuler des berlines de forte capacité (3,5 à 4 t de charge).

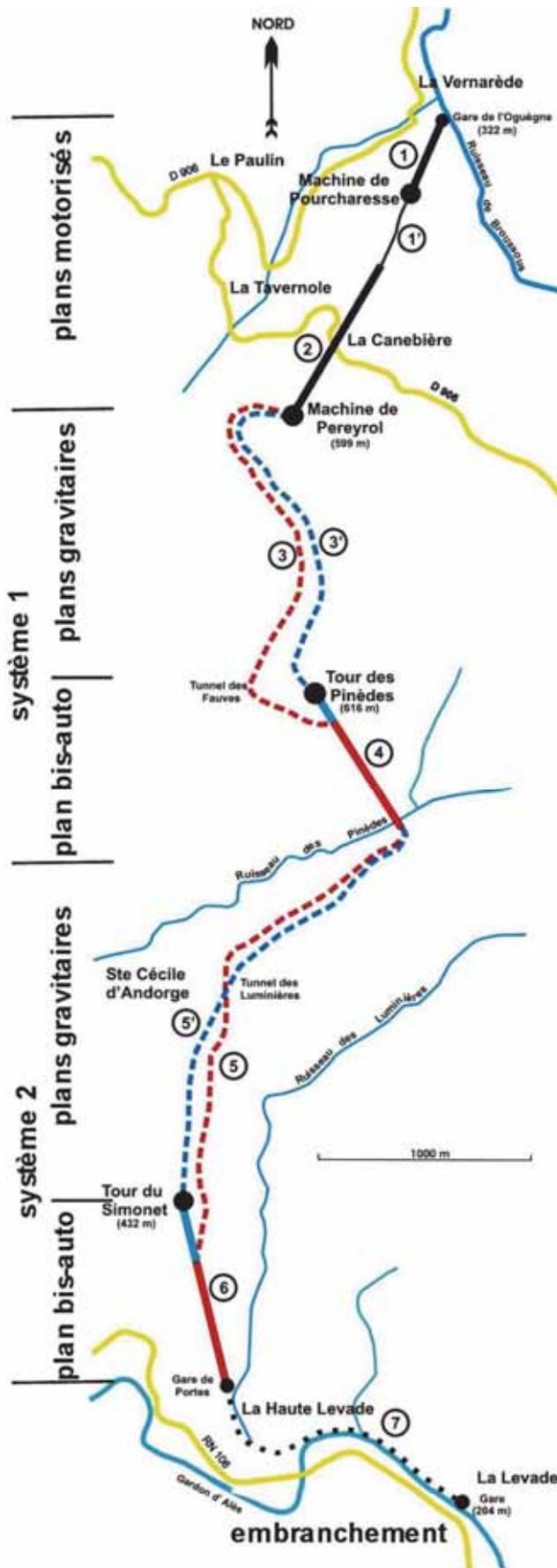


Arrêt 3h. Présentation générale du système de transport par 3 types de plans inclinés

**PROFIL EN LONG DES PLANS INCLINÉS ENTRE LA VERNAREDE ET LA LEVADE**



Profil en long des plans inclinés entre La Vernarède et La Levade.



Trajectoire du circuit ferroviaire.

Deux premiers plans inclinés, les plans de Pourcharesse et de Pereyrol (en trait noir plein sur les tracés) font monter 4 wagons chargés de charbon jusqu'au niveau de la machine de Pereyrol, soit de 322 m à 599 m d'altitude, altitude maximale atteinte par ces wagons. Simultanément ils feront descendre vers La Vernarède le même nombre de wagons vides. Les machines de Pourcharesse et de Pereyrol sont simplement des treuils équipés de tambours d'enroulement-déroulement des câbles de traction, tambours entraînés par une machine à vapeur.

Les berlines, les pleines comme les vides, vont ensuite parcourir un circuit où la force qui les fait se déplacer est simplement leur propre poids (berline plus chargement éventuel) pour rejoindre un système de plans inclinés particulier qui a été appelé plan bis-automoteur. Ces parcours sont tracés en trait bleu pour les berlines vides, rouge pour les pleines, en pointillé pour les parcours gravitaires, en trait plein pour les plans inclinés.

Ce dispositif sera appliqué deux fois successivement, d'abord pour le plan des Pinèdes où nous nous trouvons, puis pour celui du Simonet.

Le profil en long permet de constater que les berlines vides en retour atteindront, à la machine des Pinèdes, une altitude maximale de 616 m.

Au bas du plan du Simonet, à 219 m d'altitude, une gare a été aménagée avec des quais surélevés sur lesquels arrivent les berlines pleines. Au niveau du sol un embranchement particulier, au gabarit normal de 1,435 m, a été réalisé pour rejoindre le terminus de La Levade.

Arrivées à cette gare, appelée gare des Lumières ou encore gare de Portes, les berlines pleines étaient vidées dans les grands wagons de la Cie des chemins de fer puis repartaient en sens inverse, à vide, pour rejoindre La Vernarède, tandis que les grands wagons chargés du charbon étaient tractés vers la gare de La Levade (circuit en pointillé noir).



Panorama depuis le sentier des Pinèdes

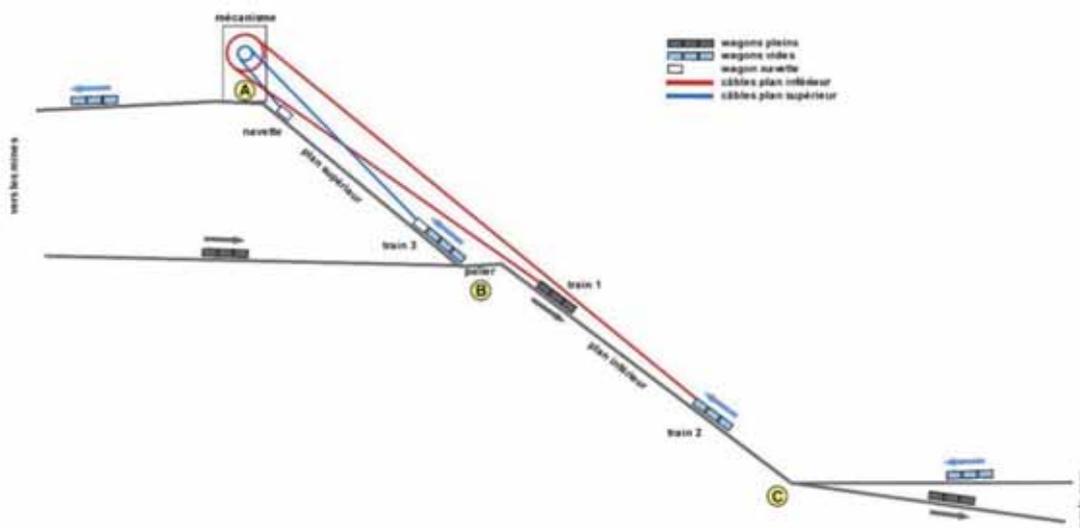


Schéma de fonctionnement des plans bis-automoteurs.

### **Fonctionnement des plans bis-automoteurs.**

Le plan bis-automoteur est une amélioration du plan incliné automoteur, mise au point vers 1840 par P.A. Bourdaloué, géomètre topographe.

Initialement deux plans automoteurs successifs étaient utilisés pour descendre le charbon des mines de Champclauson à La Levade, alors terminus de la voie ferrée. Mais il fallait encore utiliser des animaux pour terminer le retour des berlines vides aux mines. Bourdaloué a rapidement constaté que, disposant d'un excès d'énergie, il pouvait combiner les deux plans en un seul et alors se passer de traction animale. Ce fut un succès, ce système fonctionna plusieurs dizaines d'années. Les ingénieurs des mines de Portes n'hésitèrent pas, une quinzaine d'années plus tard, à en appliquer deux fois le principe. La Cie des mines de La Grand'Combe en a réalisé un autre, le plan du Puech, qui n'a pas été d'une grande efficacité.

Les deux plans inclinés successifs sont séparés par un petit palier. Un treuil, placé en tête du plan supérieur, comporte des tambours assurant l'enroulement et le déroulement des câbles de traction, deux pour le plan supérieur, deux autres pour le plan inférieur. Ces quatre tambours sont fixés sur un même axe, leurs diamètres sont déterminés en fonction des longueurs des plans. Deux freins à bande complètent le mécanisme.

*Les berlines pleines arrivent, par gravité, au palier intermédiaire B. Quatre d'entre elles sont attelées au câble descendant le plan inférieur. Simultanément, en C, quatre berlines vides sont accrochées au câble remontant le plan inférieur. Quatre autres, vides, sont attachées, en B, au câble remontant le plan supérieur plus une cinquième dite navette pour compenser la berline vide qui est accrochée, en A, au câble descendant le plan supérieur. L'opérateur qui commande le treuil n'a alors plus qu'à desserrer le frein pour libérer le système ; les quatre berlines pleines, train (1) descendant, vont faire remonter les deux trains, trains (2) et (3), de quatre berlines vides. Les berlines vides, en retour vers les mines, arrivent en C par plan gravitaire au bas du plan inférieur ; un premier voyage les remonte au niveau du palier B, un second au niveau de la machine A d'où elles continuent leur retour par un autre plan gravitaire.*

Notre parcours aurait dû se poursuivre par la descente du plan supérieur. Mais aujourd'hui, pour des raisons de sécurité (très forte pente, temps pluvieux, donc terrain glissant et dangereux), nous y renonçons et rebrousserons simplement chemin.

*Nous pouvons néanmoins le décrire rapidement. Le plan supérieur était bordé, sur chacun de ses côtés, de piliers en pierre espacés régulièrement. Ces piliers supportaient une poutre transversale munie d'une poulie sur laquelle passaient les câbles du plan inférieur ce qui écartait ceux-ci des voies au sol. D'autres dispositifs, placés entre les rails sur toute la longueur du plan, évitaient le frottement des câbles sur les traverses et le ballast.*

*Le palier médian qui séparait les deux plans constituait un point important, c'était le point d'arrivée des berlines chargées de charbon et la jonction des deux plans. C'était en quelque sorte une gare intermédiaire.*

*Le sentier se poursuit avec la descente d'une partie du plan inférieur jusqu'à la piste de retour.*

Nous venons de passer quelques moments sur une réalisation que l'on pourrait presque qualifier de pharaonique.

Ce système de transport ferroviaire, long d'environ 7 km, a été mis en service en septembre 1859. Sa réalisation a pris moins de trois ans, a mobilisé jusqu'à 2000 ouvriers, techniciens, ingénieurs. Il a fallu étudier, arpenter le terrain, acheter les parcelles nécessaires ; définir précisément le tracé, creuser des tranchées, construire des ouvrages d'art, ponts, viaducs, et même deux tunnels, des bâtiments divers ; aménager une gare de transbordement ; équiper une quinzaine de kilomètres de voies ferrées, installer les diverses machines ; amener et installer les câbles (en fer) nécessaires ; avec toutes les difficultés afférentes (recrutement, logement, approvisionnements, alimentation, etc.). Et tout ceci dans un environnement montagneux, avec les outils et moyens techniques du milieu du XIXe siècle.

Sa réalisation en plusieurs tronçons au fonctionnement différent obligeait, à chaque extrémité de section, à une interruption de trafic (10 points de rupture), à des manœuvres diverses, en particulier de décrochage et accrochage des wagons. Le personnel, 50 à 60 personnes, était réparti tout le long du circuit. La gestion devait être très difficile.

Un aller-retour nécessitait environ deux heures et demie mais un même wagon ne pouvait que difficilement faire plus de deux allers-retours par jour. À raison de quatre trains par heure, ce sont au moins 500 t de charbon qui pouvaient être acheminées chaque jour, soit 150 000 t/an alors que la production des mines de Portes n'atteignait pas encore 200 000 tonnes par an.

Le prix de revient du charbon s'établissait alors aux environs de 7 F la tonne auxquels il fallait ajouter le coût du transport de La Vernarède à Alès qui, par route et traction animale, revenait à 10 F/t, soit 17 F la tonne rendue à Alès. Avec ce nouveau moyen de transport le coût a été estimé à 2,23 F pour un tonnage annuel de 150 000 t, à 2 F/t pour 210 000 t/an.

Ce transport a donc en partie répondu aux attentes. Le rapport de l'assemblée générale du 28/11/1859 nous apporte, bien que certainement exagérément optimiste, plusieurs informations dont le coût de réalisation. Bien évidemment le budget a été largement dépassé. Il est probable qu'une grande partie des études, dont le montant paraît très faible, a été réalisée antérieurement à 1854 par les précédents exploitants.

	Projet	Réalisation	
Études	?	11 156 F	
Achat terrains	100 000	121 000 F	1 F (1850) représente
Construction	1 100 000	2 400 917 F	environ 2,50 € (2006)
Total	1 200 000	2 533 638 F	

Mais en 1862 la Cie de la Méditerranée décide la prolongation de sa ligne au-delà de La Levade, vers Brioude. Dès 1864 les mines de Portes demandent et obtiennent l'autorisation de réaliser un embranchement à écartement normal entre La Vernarède et Chamborigaud.

Cet embranchement est mis en service peu après l'ouverture de la prolongation en 1867. Le système de plans inclinés est, sans regrets, aussitôt abandonné, les équipements divers démontés, vendus ou récupérés pour d'autres installations, les terrains presque en totalité revendus.

Aujourd'hui il en reste des vestiges, plus ou moins visibles, plus ou moins préservés, sur toute la longueur du parcours.

Jean-Pierre Bouvier

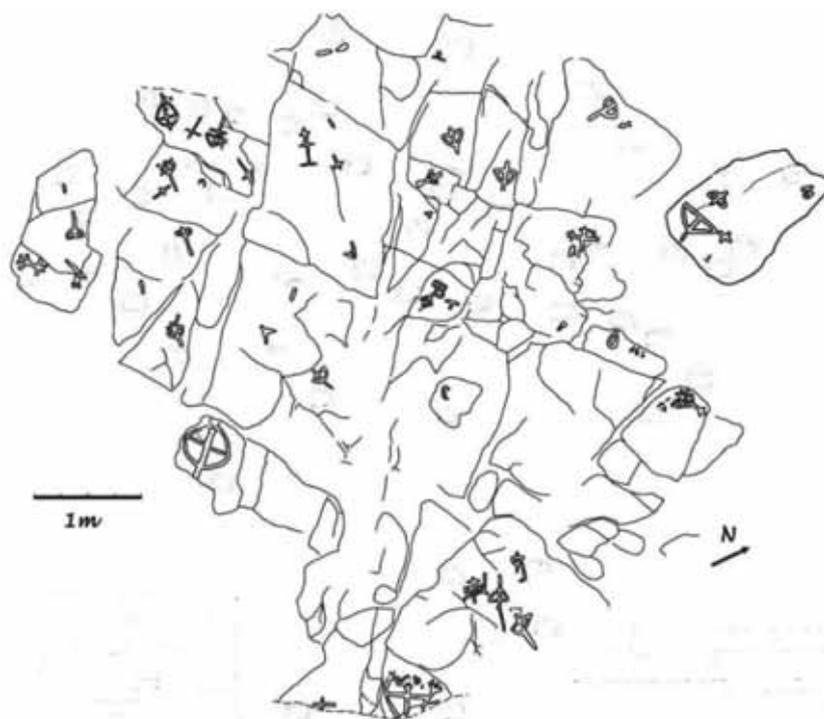
### Bibliographie sommaire

- AGAR bulletin 63, 2005
- Burat Amédée « Le matériel des houillères en France et en Belgique », Paris 1861
- Sté d'histoire moderne de Nîmes : Archéologie et patrimoine industriels ans le Bas-Languedoc oriental - actes colloque Nîmes 2013, Lacour 2015
- Wang Hua : dynamique sédimentaire, structuration et houillification dans le bassin houiller stéphanien des Cévennes thèse Dijon 1991

-----

### Les gravures rupestres du hameau de Florac

La sortie ayant été quelque peu raccourcie, Philippe Gaubert nous propose la visite d'un site voisin, près du hameau de Florac (route de Portes), où on peut observer quelques gravures rupestres.



Dessin des gravures de Florac, Portes, d'après Éric Olivier.  
L'orant reproduit ci-dessous apparaît tout en bas, au milieu.

Sur la gauche de la route, on observe un massif de grès du houiller appartenant au système Portes - Champclauson.

Ce massif gréseux comporte de nombreuses gravures anciennes, une cinquantaine au moins, dont une très intéressante.

Il s'agit d'une gravure anthropomorphe, représentant un personnage les bras levés, que l'on appelle orant (du latin *orare* prier), par opposition à l'autre état de l'humain, le gisant.

On peut observer un tracé de 4 à 10 mm de profondeur, montrant une cupule situant la bouche, une main doigts écartés, l'autre main proche de la coiffure, et un embryon de barbe ; le dessin est dynamique, stylisé, et ne serait pas renié pas nos auteurs modernes de BD.

La comparaison avec le Sorcier du mont Bégo est intéressante.

Leur tracé est obtenu par creusement et piquetage à l'aide de blocs de quartz que l'on trouve facilement intercalés en filons dans les schistes.

La proximité d'une voie ancestrale de communication, la voie Régordane, peut expliquer la présence de ces gravures.

Ces vestiges sont connus de longue date, et ont été étudiés notamment par l'Abbé Jean Roux et le docteur Pellet à qui l'on doit aussi la carte géologique de la région.



Orant du Mont Bégo



Orant de Florac

L'écrivain Jean Pierre Chabrol y fait aussi allusion dans son livre *Le Crève Cévennes*, déplorant la profanation de la région par la modernité, et confirmant la dimension mystique de la chose.

Jusqu'à récemment on a peu étudié ces gravures rupestres, probablement à cause de l'absence d'un contexte archéologique précis.

On retrouve des gravures de ce type notamment dans les Alpes, dans la vallée des Merveilles, au pied du mont Bégo, celles-ci sont datées du Chalcolithique, entre 3 200 et 1 700 ans avant JC, grâce aux travaux de Henry de Lumley.

C'est le fameux *Sorcier de la Vallée des Merveilles*.

Toutefois, la datation directe de ce type de vestiges est impossible, et on ne peut avancer de date que par rapport à d'autres artefacts trouvés sur place, ou en étudiant le mode d'exécution, sachant que l'on observe souvent des retouches ou des christianisations.

Ce site pose aussi la question de la conservation des éléments archéologiques en général, en effet une partie de la dalle rocheuse a été détruite lors de travaux de voirie.

La partie la plus proche de la route est protégée par un dispositif en géotextile que nous avons consciencieusement remis en place après nos observations.

Philippe Gaubert

## Calcaires et roches carbonatées du Cambrien de la région vignanaise

par Marc de Gouvenain



Figure 1 : ensembles géologiques synthétiques des Cévennes (sources : Parc national des Cévennes, juillet 2013).

À l'origine de cette sortie, une interrogation sur l'aspect et la nature des roches qui, sur la carte géologique des Cévennes n'occupent qu'une toute petite partie cantonnée au sud-ouest du massif, légendées selon les cartes : 'calcaires du Vigan', 'roches carbonatées paléozoïques' ou 'paléozoïque non métamorphique'. Il s'agirait ainsi des roches carbonatées les plus anciennes des Cévennes. Datées du Cambrien, elles affleurent suivant une bande ouest-est Alzon-Le Vigan et dans un massif légèrement décalé au sud-est, celui de Saint-Bresson. Ce dernier massif abrite en outre un village nommé Roquedur... et quel géologue résisterait à l'appel d'un pareil toponyme ?

La présentation faite lors de cette sortie qui rassemblait une vingtaine d'Agariens n'est en rien une série d'affirmations mais des pistes d'explications, trouvées dans la littérature, explications qui n'engagent que les auteurs des documents sources mentionnés, qu'il s'agisse d'écrits relevés grâce à internet ou des cartes géologiques du BRGM et fascicules associés.

Nous évoluerons dans ces deux zones où sont encore visibles les sédiments (Précambrien, Cambrien (-540 Ma), Ordovicien), en contact avec les plutons granitiques du Saint Guiral (Le granite de Saint-Guiral a été daté à  $301 \pm 4$  Ma et celui du Liron à  $307 \pm 4$

Ma (Brichau et al., 2007)), puis au-dessus les dépôts détritiques triasiques et les calcaires jurassiques. Sur la carte géologique BRGM au 1/50.000, feuille Le Vigan, ces roches « grésoschisto-carbonatées » sont indiquées par la lettre k. Nous verrons les formations du Cambrien inférieur et moyen des unités de Saint-Bresson et du Vigan, soit les k1, k2, k3, k4, kS, kC, k(o)... mais aussi les zones contact avec le granite du Saint-Guiral.

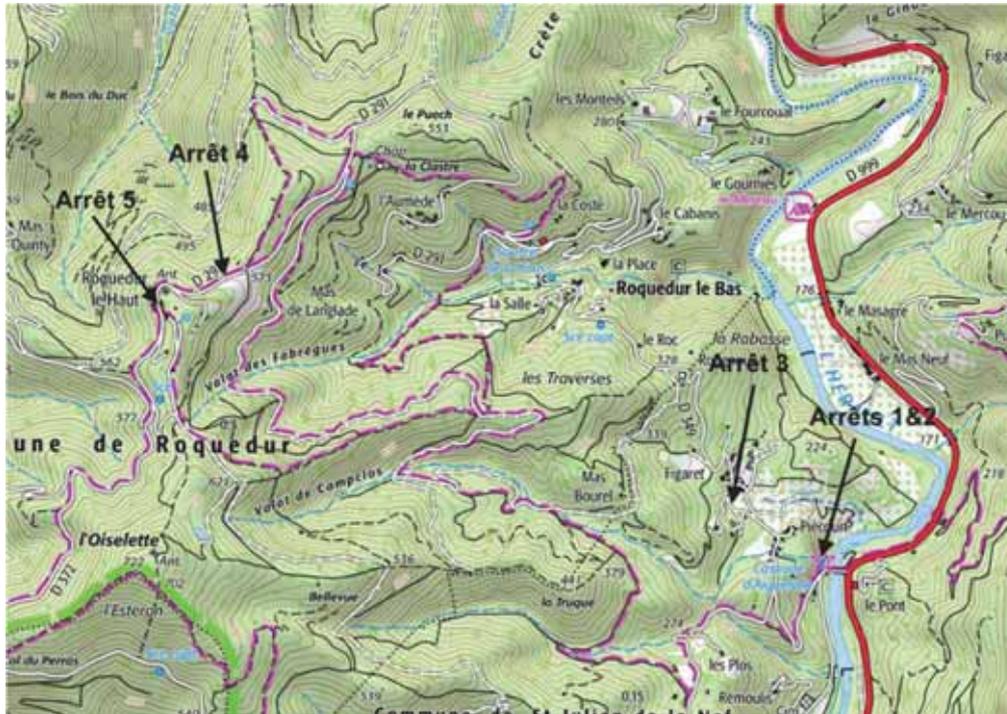


Figure 2 : carte illustrant les arrêts de la journée.

**Arrêts 1 & 2** - Rendez-vous au pied de la cascade de travertin d'Aiguefolle, sur la rive droite de l'Hérault, au pont de Saint-Julien-de-la-Nef, 5 km après Ganges sur la D999.

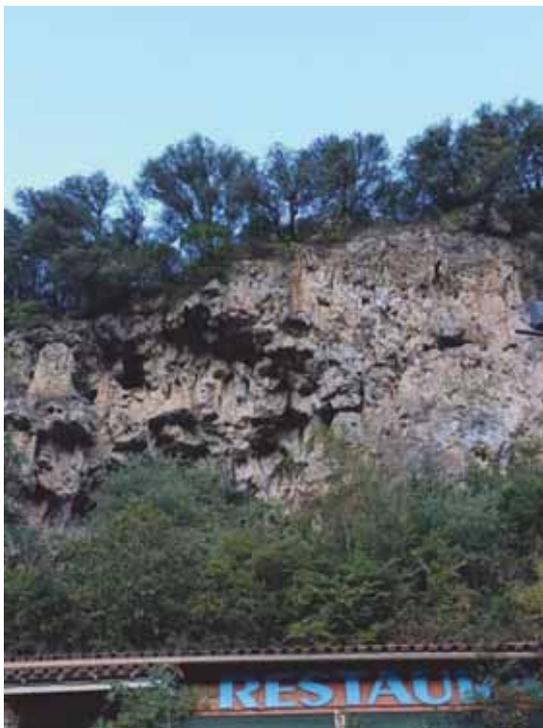


Figure 3 : photo du travertin visible au-dessus du restaurant.



Fig.3-bis : <http://heraultinsolite.blogspot.com/2015/02/la-cascade-daiguefolle.html>

Dans cette région de schistes, on peut s'interroger sur l'origine des concrétions de cette cascade. S'agit-il de la dissolution d'une roche locale ou de calcaires jurassiques et créacés d'une couverture disparue depuis, ce qui en ferait le témoin de celle-ci ? Je n'ai pas trouvé de publications sur le sujet comme d'ailleurs sur le sujet du Cambrien du Vigan.

L'origine du travertin (aussi appelé tuf calcaire). Ces travertins auraient-ils pour origine des eaux issues des Causses et des massifs calcaires jurassiques environnants ? Cette cascade « pétrifiée », active durant les épisodes fortement pluvieux pourrait être dans ce cas un ancien karst avant l'incision de la rivière Hérault, ou proviendrait-elle de la dissolution des calcaires et dolomies cambriens ?

La cascade n'a rien à envier aux tufs calcaires du Haut-Var ou du Jura. Les dépôts ayant formé cette falaise de travertin drapée de concrétions, haute de plus d'une dizaine de mètres sont caractérisés par de nombreuses cavités (vacuoles) et des restes de racines ou de végétaux pris dans le calcaire ; ils sont récents, de l'Holocène très certainement, donc éloignés de 500 Ma du Cambrien. Mais l'intérêt, outre la curiosité géologique, est le rappel de l'équation dissolution-précipitation des carbonates :



L'eau de pluie s'enrichit en  $\text{CO}_2$  émis par divers organismes du sol. Ces eaux riches en  $\text{CO}_2$  dissolvent les calcaires (carbonates de calcium) avec pour résultat une eau très chargée en ions calcium et hydrogénocarbonate. Cette eau est alors en déséquilibre chimique avec le  $\text{CO}_2$  atmosphérique. Et pour retrouver l'équilibre tend vers la précipitation :



Le  $\text{CO}_2$  est relâché vers l'atmosphère, et le carbonate de calcium précipite, formant alors le travertin, déposé sur la roche ou sur la végétation et les mousses qui la couvrait et encroûtant celles-ci. Ce phénomène se produit en particulier au niveau de cascades, où l'agitation de l'eau et son mélange avec l'air la mettent en équilibre avec l'atmosphère.

Nous nous éloignons de la cascade de quelques dizaines de mètres sur la petite route qui monte (D 349), et observons que ces dépôts reposent sur une roche grisâtre à grain très fin qui fait effervescence à l'acide et que la carte géologique indique comme k2. Nous avons sous la main un calcaire datant du Cambrien, ici un « ensemble carbonaté, calcschistes, calcaires lités avec alternances grésos-carbonatées ». Et il est très probable que nous tenons là l'origine des travertins de la cascade. En effet ces travertins (marqués U et attribués au Quaternaire), forment un grand replat au niveau de Piécourt. Il faut noter également que les travertins ne se forment pas dans les karsts mais à l'arrivée en surface d'eau chargée en  $\text{CO}_3\text{Ca}$ .

Notre premier contact avec une roche datant du Cambrien étant maintenant établi, parlons de cette période géologique d'une manière générale.

Le Cambrien (de Cambria, nom latin du Pays de Galles) s'étend de -538 à -485 millions d'années, c'est la première période des six que compte l'ère paléozoïque.

Les roches datant du Cambrien sont très souvent métamorphosées donc sans fossiles. Elles sont présentes en France, notamment dans la baie du Mont Saint-Michel, sur la Presqu'île de Crozon, en Vendée, dans les Vosges, dans le Massif-central, dans les Pyrénées, ou dans la Montagne Noire.

La particularité notable de ces temps géologiques est qu'hormis peut-être quelques bactéries et végétaux simples la vie ne s'est pas encore installée sur les terres émergées. Elle revêt de multiples et diverses formes marines, souvent très localisées, et c'est cet important endémisme de la faune qui fait du Cambrien la seule période sans biostratigraphie complète à l'heure actuelle. Une période qui reste peu claire, notamment en Cévennes où le

Cambrien étant essentiellement métamorphique, les interprétations divergent ou sont absentes.

Exemple de vie marine au Cambrien :



Figure 4 : Exemple de vie marine au Cambrien

([http://www.clg.pastel.free.fr/cartable/troisieme/histoire\\_vie\\_terre/comparaison\\_mer\\_paysage/comparaisonperiode.htm](http://www.clg.pastel.free.fr/cartable/troisieme/histoire_vie_terre/comparaison_mer_paysage/comparaisonperiode.htm))

Cette illustration (Figure 4) est basée sur les organismes de la « faune des schistes de Burgess », gisement exceptionnel dans les Rocheuses canadiennes dont la particularité est l'exceptionnel état de fossilisation avec des appendices et des parties molles rarement préservés ailleurs dans le monde. Recommandation est ici faite de consulter : <https://burgess-shale.rom.on.ca/fr/>, un site présentant une galerie des fossiles, une série de vidéos sur le thème et un chapitre « Ressources » très fourni.

La fossilisation des corps sans squelette est difficile, on rencontre rarement des fossiles de vers, etc. (pourtant la biomasse sans squelette est plusieurs milliers de fois supérieure à celle des animaux à squelette). Il est donc important de rappeler que parmi les diverses formes de vie marine au Cambrien, les animaux à coques ou spicules calcaires sont rares.

Pour ce qui concerne la sortie d'aujourd'hui, les roches carbonatées, cette absence d'organismes dont les coquilles ou débris de squelettes calcaires formeraient un sédiment (comme au Jurassique ou au Crétacé les falaises de craies ou calcaires coquilliers) pose la question : d'où vient le calcaire des couches carbonatées que nous allons voir et dont nous venons de toucher un exemple ? L'autre question est où ces dépôts ont-ils eu lieu ?

Présentation est faite par Marc des échantillons qu'il a pu récolter lors des deux reconnaissances qui ont précédé la sortie.



Figure 5 : photo des échantillons récoltés lors des reconnaissances.

Première constatation : quasiment tous les échantillons (y compris d'autres ne figurant pas sur la photo) sont des roches d'un grain fin, plus ou moins litées, plus ou moins claires, mais nous ne trouverons pas ici de brèches ou de conglomérats.

L'essai à l'acide chlorhydrique classique (effervescence à froid sur les calcaires et effervescence à chaud sur les dolomies) n'est pas totalement déterminant. In situ, les essais ne donnent pas le même résultat à quelques centimètres d'écart, indication probable que la concentration en carbonate est variable dans la masse. Un échantillon est très sombre, il s'agit d'un niveau du kc, calcschiste ampéliteux (niveau antenne au col des Mourèzes).

Revenons à la carte géologique pour en apprendre plus sur les terrains géologiques du Cambrien que nous traverserons aujourd'hui.



Figure 6 : Extrait de la carte géologique de la zone d'investigation.

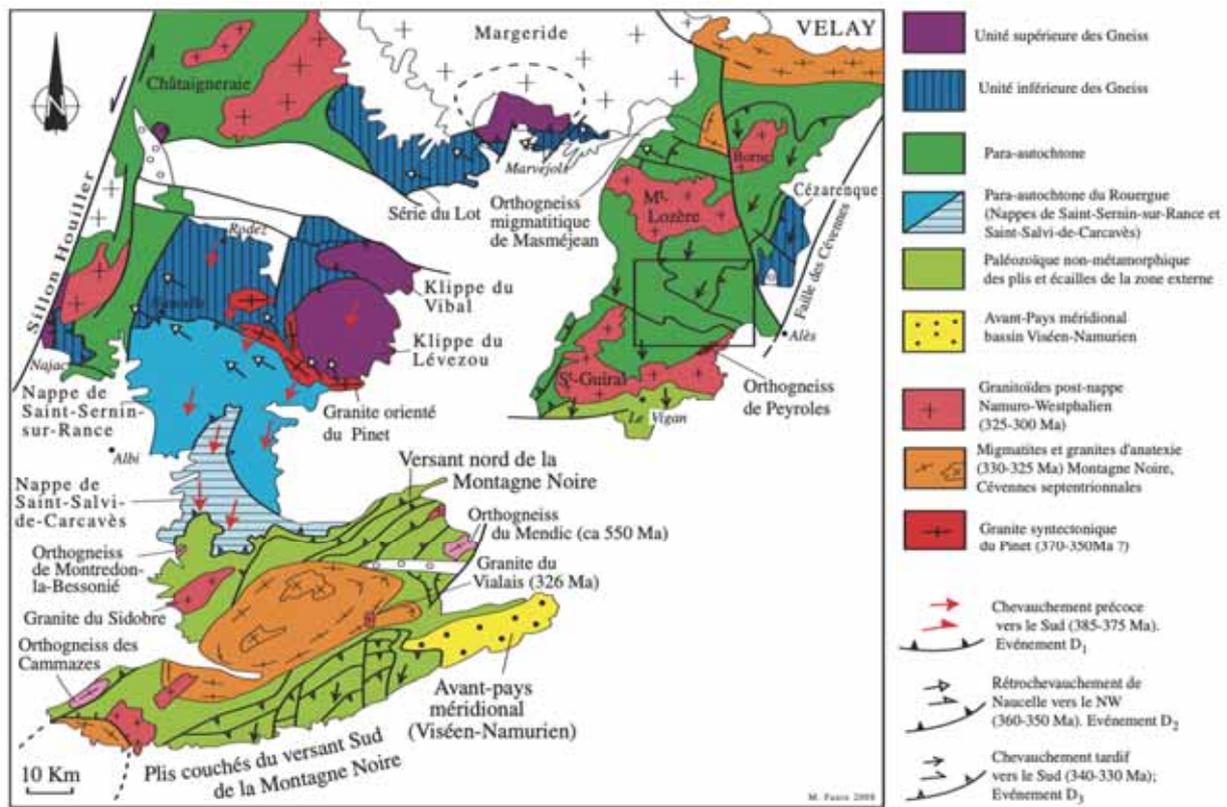
Les deux unités, de Saint-Bresson (de Roquedur au nord aux Malines au sud) et du Vigon, sont très visibles, indiquées en marron (mais pas exclusivement) ainsi que le massif granitique du Saint-Guiral représenté en rouge.

Que nous disent les fascicules des cartes BRGM de ces terrains paléozoïques (et précambriens ?) :

Feuille Le Vigon : Sédimentaire anté-pliessement : Unité de Saint-Bresson-Les-Malines. C'est la plus variée du point de vue lithologique, la seule fossilifère et la plupart de ses faciès sont connus et datés dans le versant nord de la Montagne Noire. Elle sert donc à caler les autres séries.

Feuille Nant : (k1). Cambrien inférieur probable (Géorgien inférieur). ... L'âge envisagé résulte de son analogie de faciès avec la Formation de Marcory de la Montagne Noire, du fait qu'elle semble occuper un axe anticlinal sous la formation carbonatée (terminaisons périantyclinales à l'ouest près de la Ferrière, à l'est près du col de Mourès, feuille le Vigon), enfin de la présence en plusieurs points, entre elle et la formation carbonatée, de lames calcaires évoquant le Niveau des alternances, très caractéristique dans la Montagne Noire.

La relation semble donc s'imposer avec la Montagne Noire, ce que confirme une carte géologique plus générale s'éloignant du sud-ouest des Cévennes, sur laquelle on distingue l'identité des terrains de la région vignanaise et de ceux d'une bonne partie de la Montagne Noire, séparés par la couverture de calcaires jurassiques du Larzac et de la région de Lodève (figure 7).



Le chapitre tectonique du fascicule Nant nous en apprend un peu plus sur la structure générale de la région dans laquelle nous évoluons aujourd'hui :

« Comme pour le reste des Cévennes méridionales, les terrains anciens affleurant sur le territoire de la feuille Nant ont fait l'objet d'assez nombreux travaux de structurologie dont les conclusions se montrent plutôt contradictoires. En effet, suivant les auteurs, il y aurait deux, trois, ou cinq phases de tectonique souple, antérieures au Stéphanien ; les épisodes majeurs auraient entraîné soit des schistosités de flux, puis de fracture, avec microplis d'ordre décimétrique, soit d'hypothétiques nappes « penniques » plurikilométriques déversées vers l'Ouest pour les uns, vers le Sud pour les autres.

Malgré le fait évident qu'il existe d'innombrables plissements dans les « schistes cévenols » d'âges incertains de l'Ouest (zone de la Dourbie) et de l'Est (haute vallée de l'Hérault) aussi bien que dans les séries carbonatées et schisto-gréseuses partiellement datées dans le Sud du massif du Saint-Guiral, les répétitions de couches résultant de grands plis isoclinaux ou d'écaillés imbriquées ne paraissent pas démontrées dans l'étendue de la feuille. Le seul élément clair est, dans le Sud, l'anticlinal passant à pli-faille, ou écaille, d'Alzon, qui manifeste une poussée apparente vers le Sud-Est et le Sud. Sous lui, mais dans des positions discutables, les affleurements cambriens de la région de Bréau appartiennent à la nappe du Vigan, interprétée actuellement comme poussée aussi au Sud (voir feuille le Vigan). En se basant sur l'histoire de la Montagne Noire, qui représente la suite des Cévennes méridionales dans le sud-ouest, on peut penser à un âge hercynien post dinantien pour toutes ces structures »

Jean-Pierre Rolley nous rappelle ici que les informations données par les fascicules des cartes géologiques du BRGM sont très généralement basées sur des travaux des années 1950 à 60 ou tout début 70 c'est-à-dire qu'il y a un demi-siècle ! La compréhension des phénomènes a beaucoup évolué. Il faut donc utiliser les notices avec précaution. Les descriptions des formations sont, en général, bonnes et fiables, mais l'arrivée d'analyses chimiques et autres, de la sédimentologie, etc. sont susceptibles de modifier beaucoup de choses dans les interprétations. Idem pour l'arrivée de la tectonique des plaques et de la mécanique des roches qui ont beaucoup modifié la perception des mouvements.

Nous quittons la cascade d'Aiguefolle pour monter, par la D 349, vers Roquedur-le-Haut. Passé le travertin au-dessus de la cascade, tous les affleurements de bord de route sont maintenant exclusivement du k2, sauf une zone très réduite, après les quelques maisons de Piécourt et un parking en contrebas où, sur la gauche, affleure une roche gris verdâtre, grenue, répertoriée « vs » sur la carte géologique : « niveau volcano-sédimentaire à fragments de dacites et rhyodacites »

### Arrêt 3 :

Affleurement d'un niveau volcano-sédimentaire noté 'vs', (photo Google maps)



Figure 8 : Photo de l'affleurement volcano-sédimentaire.

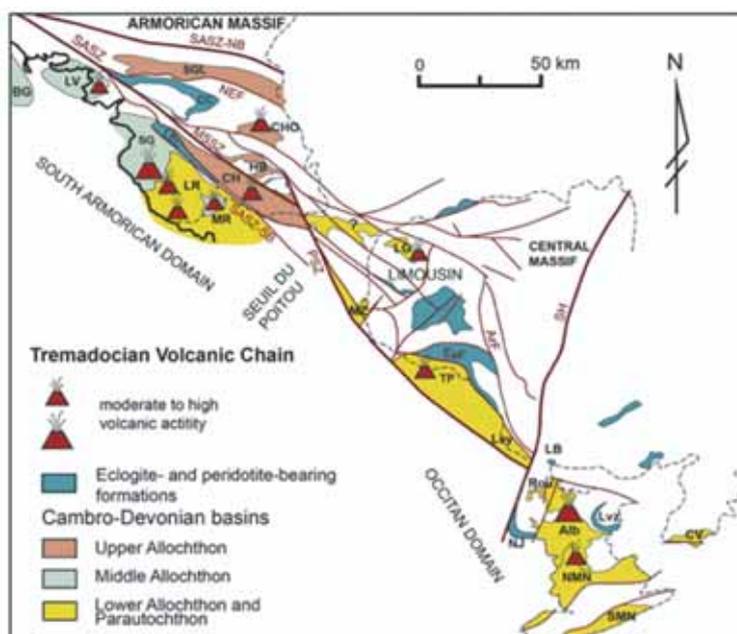


Figure 9 : Carte synthétique des bassins au Paléozoïque Inférieur sur la marge nord du Gondwana, de la zone Sud Armoricaine au domaine Occitan

(<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1674987116300196>).

De cet élément volcanique, associé au k2 et donc daté Cambrien, il n'est rien dit d'autre mais la carte (figure 9), même si elle n'explique pas directement le volcanisme sédimentaire de l'arrêt 3, peut aider à préciser le contexte général de ces dépôts de la région du Vigan.

À savoir qu'au Cambrien la région est située en bordure nord du méga continent Gondwana, duquel depuis un bon moment se sont éloignés Laurentia, Baltica et Sibéria, mais dont les marges nord, dans un contexte d'extension se fragmentent, comme on le voit sur la carte ci-dessous

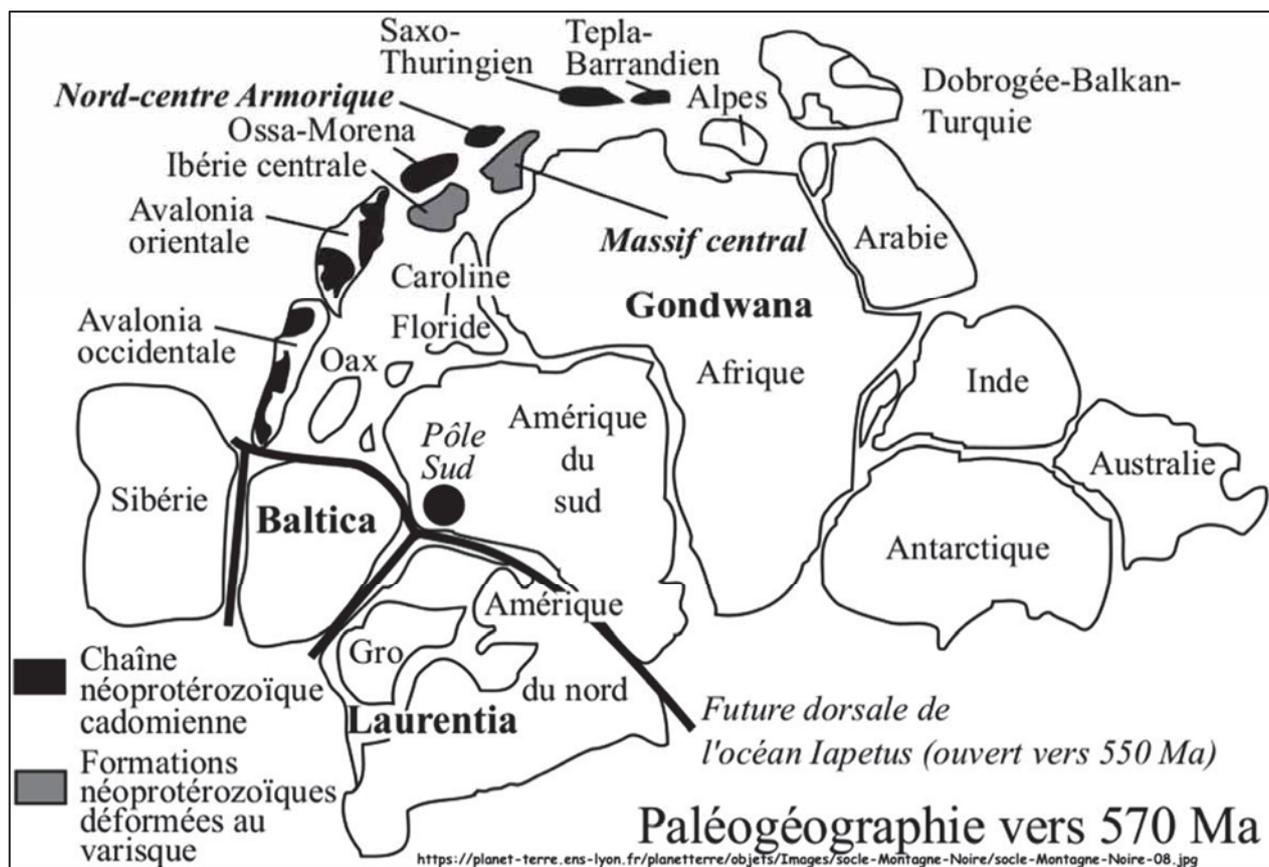


Figure 10 : Carte paléogéographique au Cambrien Inférieur (<https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/socle-Montagne-Noire.xml>).

Carte à laquelle on peut ajouter la page 102 de l'ouvrage « Histoire de la Terre » (Serge Elmi, Claude Babin, éd. Dunod) :

« Au sud, enfin, des régions comme la Montagne Noire, la Sardaigne ou la Bohême ont été naguère attribuées à une Protothéthys ; les modèles actuels admettent que ces régions participaient, très probablement, de la plate-forme nord-gondwanienne.

La Montagne Noire peut ainsi avoir été un élément marginal et subsident du bloc ibéro-aquitain. Le Cambrien y représente un grand cycle sédimentaire transgressif sur le Précambrien. Cette transgression est soulignée par une phase de sédimentation détritique qui traduit l'existence de terres émergées sur l'emplacement du Larzac et du Castrais. La mer cambrienne progresse ainsi du sud vers le nord. Le Cambrien supérieur, peu représenté, paraît correspondre à une phase régressive... »

Plus tard, au cours de l'Ordovicien, puis du Silurien, des morceaux de plaques (terrane) dispersées dans la période précédente vont se réunir dans un contexte de compression, formant ainsi un unique ensemble du Cotentin à la Montagne-Noire.

**Arrêts 4 & 5** - Six kilomètres sur la D349 puis D291 nous amènent à une montée d'où est visible tout l'horizon est, puis au parking avant le village de Roquedur-le-Haut d'où nous rejoignons à pied la place de l'autre côté du village pour observer le panorama ouest.

Notes : les contacts Cambrien/Granite du Saint-Guiral-Liron sont nombreux, un contact Cambrien/Trias est très visible, et inversé, sur la D999, deux kilomètres avant Alzon, le contact Cambrien/Jurassique dans la vallée de la Glèpe existe mais est très difficile d'accès dans une pente raide très végétalisée.

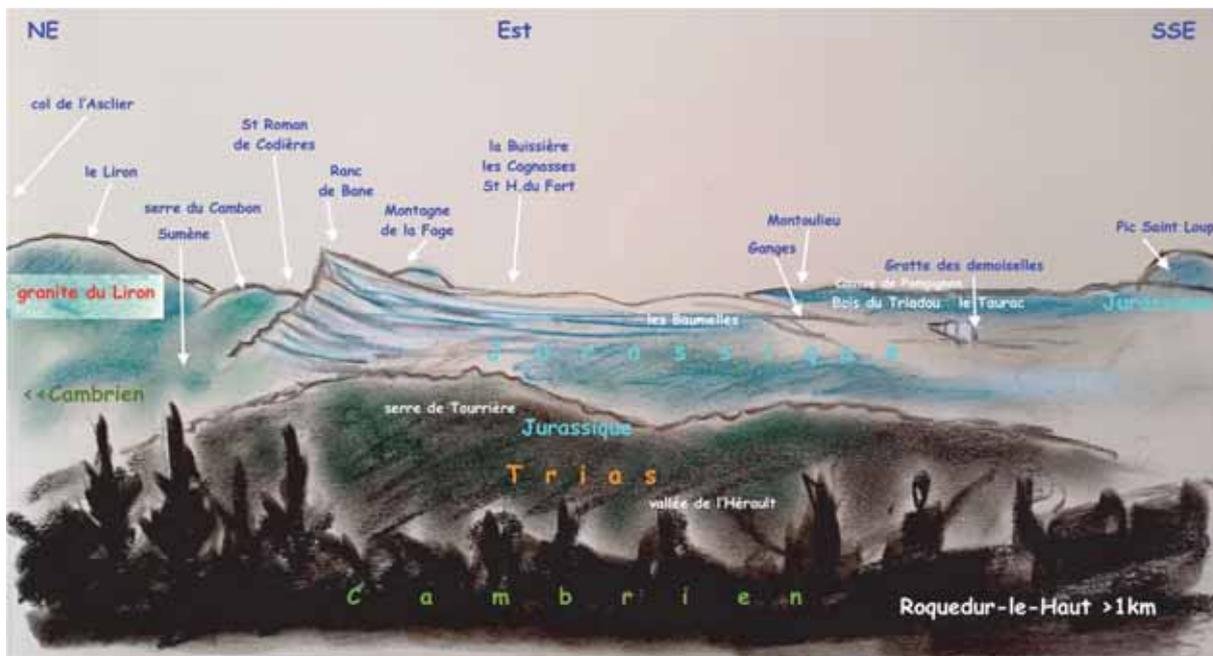


Figure 11 : Panorama vue vers l'Est dans la montée à 1Km avant Roquedur-le-Haut (Marc de Gouvenain).



Figure 12 : Panorama vue vers l'Ouest depuis la place du Village de Roquedur-le-Haut (MdG)

Nota : Entre Alzon et le Vigan on rencontre un faisceau de faille globalement E-W. La plus importante est sans contexte la faille de l'Arre (voir ci-dessous) qui selon les auteurs prend les noms de faille d'Alzon, de faille de l'Arre, faille de Pont-d'Hérault, etc. Une ou deux failles (faille de Mars et faille des Mourèzes) de même direction courent le long de la bordure sud du massif de granite du Saint-Guiral.

## La faille de l'Arre (d'après la notice de la carte de Nant et le bulletin n°92 de l'AGAR)



Fig.13 : Situation des failles de l'Arre, de Mars et des Mourèzes

« Il s'agit d'un accident W-E probablement hérité du sillon houiller Carmaux-Sumène et qui constitue en quelque sorte la limite méridionale des Cévennes. Cette faille semble avoir une longue histoire et aurait localement un rejet de 1000 à 1500 mètres pour la surface antétriasique entre le fond de la vallée de l'Arre et le sommet du Lingas. La surface de faille présente de nombreuses irrégularités avec des plongements tantôt normaux, tantôt inverses. Elle est en outre accompagnée de plis, torsions des couches et petites pincées manifestant un serrage assez intense pour un pays considéré comme tabulaire.

Dans l'étendue de la feuille, en dehors d'une érosion intense des terrains antérieurs et de l'altération de la pénélaine ainsi formée, nous ignorons ce qui a pu se passer entre le Carbonifère et le Trias. En effet, le Permien qui remplit de grands bassins dans l'Ouest (Rodez, Saint-Affrique), le Sud (Lodève) et l'est (Largentière) n'existe pas à l'affleurement et vraisemblablement pas non plus en profondeur sous les terrains secondaires de la région considérée. Il est cependant possible que certaines fractures aient commencé à ce moment, notamment suivant la direction W-E du sillon houiller Carmaux-Requista-Molières-Le Vigan qui jouera en donnant la faille majeure Cernon-Arre.

Les décrochements E-W sont à l'échelle des accidents majeurs de premier ordre, en particulier la faille Le Vigan-Sumène (ou Faille d'Alzon, Faille de Pont-d'Hérault) qui se continue sous la couverture jusqu'à la faille des Cévennes et est reconnue vers l'Ouest sur plus de 50 kilomètres. »

De Roquedur-le-Haut nous redescendons par l'étroite D 291, vers l'Hérault, longeant des affleurements quasi constants de k1 : Cambrien inférieur (Géorgien). C'est une formation flyschöide comprenant une alternance de schistes plus ou moins gréseux et de grès chloriteux massifs le plus souvent feldspathiques ou psamitiques (roche sédimentaire détritique, riche en quartz et en muscovite).

Puis nous traversons l'Hérault pour partir vers Pont-d'Hérault et continuer sur la D999, traverser Le Rey où l'on longe de très nets affleurements de k3-o(a) correspondant à une série gréso-pélimitique datée du Cambrien-Ordovicien.

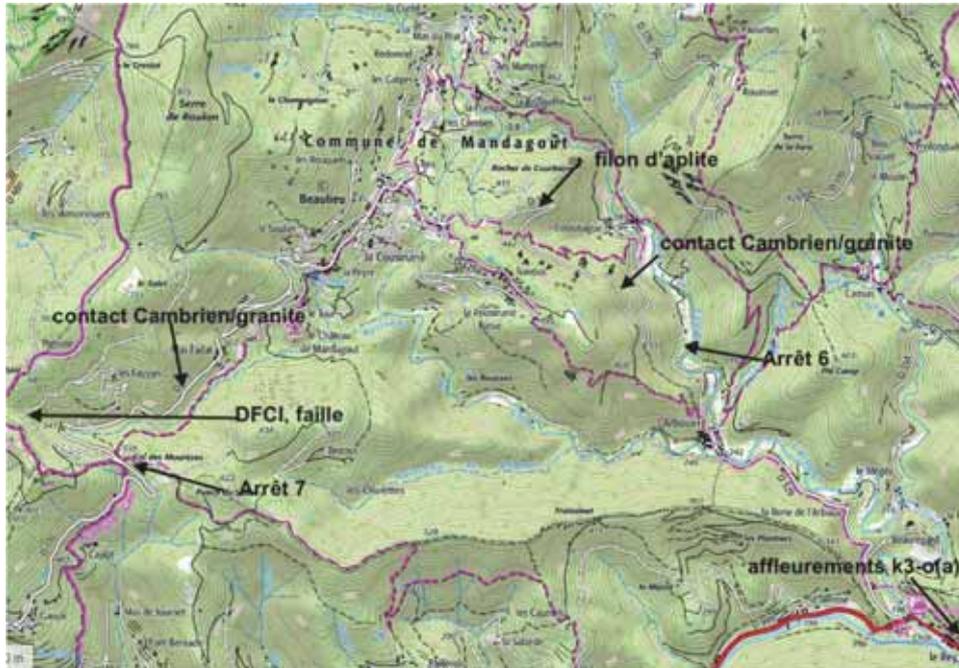


Figure 14 : carte détaillant les arrêts 6 et 7 ainsi que des éléments observés durant le trajet.

**Arrêt 6** - Quittant la D 999 pour prendre la D 329 en direction de Beaulieu, nous faisons un arrêt 2 km plus loin, au-dessus des serres, pour observer de plus près ce k3-o (a) :

« Série flyschoïde grésopélitique, qui débute par une série surtout grésopélitique de teinte claire rappelant le Cambrien supérieur de la Montagne Noire. Au tiers supérieur de la série apparaît un niveau de schistes noirs ampeliteux à cubes de pyrites. »

Quelques petites pyrites oxydées ont effectivement été trouvées ici lors des reconnaissances. Ce faciès cambrien n'est pas carbonaté mais schisteux, il nous permet – sans affirmer quoi que ce soit mais en se référant aux sources trouvées au cours des recherches faites avant l'excursion d'aujourd'hui – de parler du contexte durant le Cambrien et après l'extension des marges nord du Gondwana, formation de terranes, ouvertures de rifts (parfois pseudo-rifts), avec dépôts marins, en eaux plus ou moins profondes, d'où une multiplicité de milieux qui, semble-t-il, pourrait être une des raisons de « l'explosion de la vie » au Cambrien. Les croquis qui suivent, donnent une idée de cette histoire d'extension puis compression, avec présence de volcanisme. Documents extraits de :

([https://www.unilim.fr/musee\\_geologique\\_de\\_plein\\_air/geologie-du-limousin/le-socle-ere-primaire/](https://www.unilim.fr/musee_geologique_de_plein_air/geologie-du-limousin/le-socle-ere-primaire/))



Figure 15 : Photo d'affleurement de la série k3-o(a).

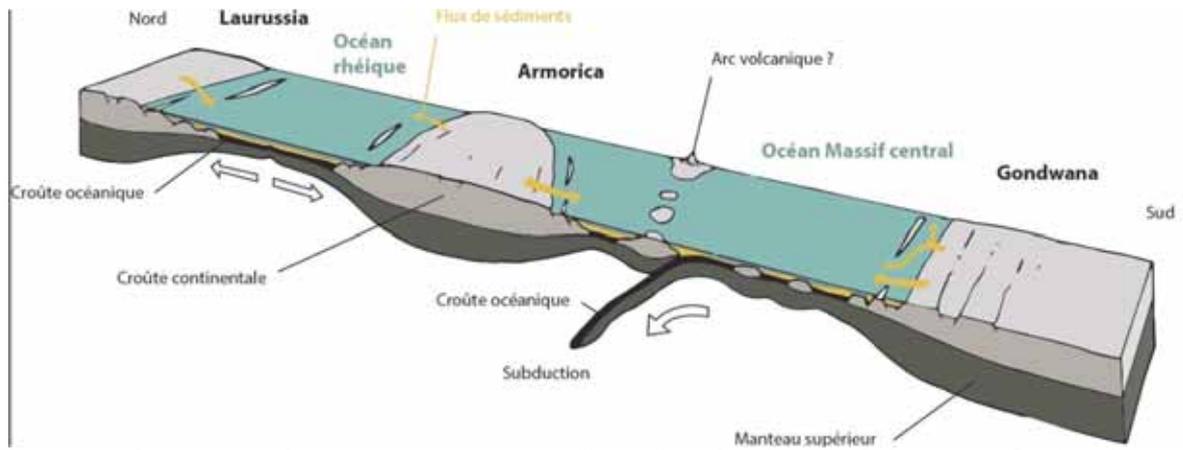


Figure 16 : Coupe synthétique il y a 450 – 400 millions d'années (dessin C. Lansigut, Geologis).

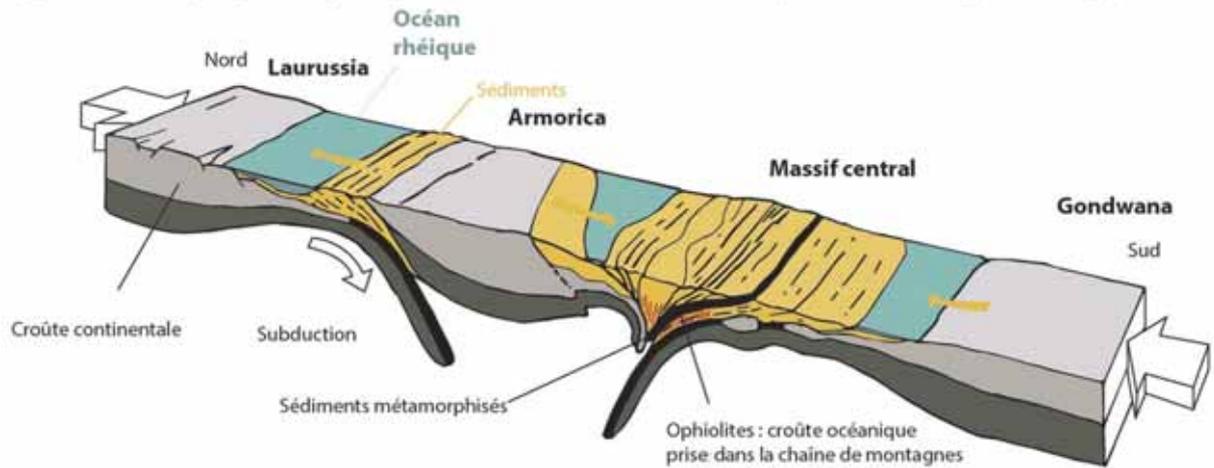


Figure 17 : Coupe synthétique il y a 350 millions d'années (dessin C. Lansigut, Geologis).

Rappelons ici qu'aucune publication concernant les roches carbonatées du Paléozoïque des Cévennes n'ayant été trouvée, nous en revenons à la proximité avec la Montagne-Noire et selon la littérature (<https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/socle-Montagne-Noire.xml>) : « *La mer épicontinentale de l'Édiacarien (Précambrien) et la plateforme carbonatée du Cambrien. Les terrains les plus anciens de la Montagne Noire sont représentés par des alternances de pélites et grès verts (appelés formation de Marcory). La partie supérieure de cette série renferme des fossiles d'éponges et de mollusques du Cambrien inférieur. Un âge édiacarien est donc probable pour la base de la formation de Marcory (k1). Ces dépôts correspondent à une mer peu profonde recouvrant le Nord du mégacontinent Pannotia, plus précisément sa partie gondwaniennne (voir carte plus haut) dont la bordure est structurée par la chaîne cadomienne* ».

Poursuivant la montée vers Beaulieu, nous passons la limite très nette du contact Cambrien/granite du Saint-Guiral et plus haut, puis juste après une épingle à cheveux serrée un filon très net d'aplite. De là, puis de Mandagout, en se retournant vers le sud-est, on a le panorama suivant :

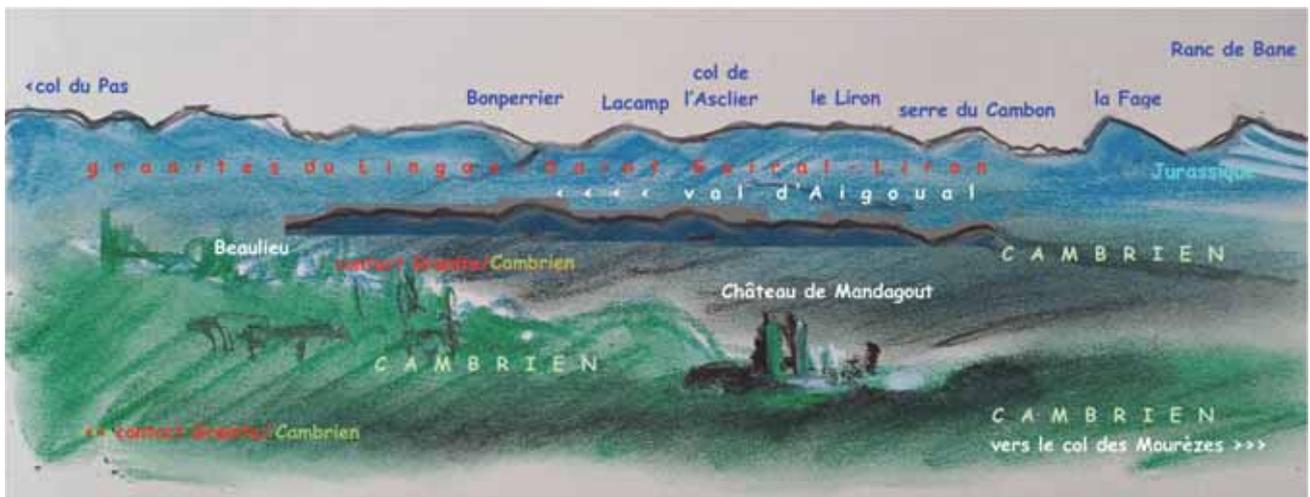


Figure 18 : Panorama vue déformée de N à ESE depuis la montée du Rey à Beaulieu au-dessus du Château de Mandagout. (MdG).

Nous roulons maintenant depuis Beaulieu sur la D 170 en direction du Vigan, au-dessus du château de Mandagout et, après le hameau du Mas Fadat, passons dans l'autre sens le contact granite/Cambrien, pour arriver au col des Mourèzes qui sera le lieu de pique-nique puis de promenade géologique tout l'après-midi.

**Arrêt 7 - col des Mourèzes.** Les formations « en personnages » qui donnèrent peut-être son nom au col ne sont pas visibles, totalement recouvertes par la végétation, mais le « bartasseur » en trouvera quelques-unes 500 m plus bas que le col, sur le flanc sud-est.

Le col des Mourèzes, traversé par la faille des Mourèzes (cf. ci-dessus) est un festival de Cambrien carbonaté, visible sur de beaux affleurements dégagés d'une roche litée, accumulant de petites épaisseurs, plus ou moins chahutées par des plissements. Lesquels bancs sont très réactifs à l'acide chlorhydrique, à froid, ou à chaud, ou pas réactifs du tout.



Figure 19 : Photo d'affleurement illustrant les dolomies bien litées (kC) au col des Mourèzes.



Figure 20 : Extrait de la carte géologique au col des Mourèzes (BRGM Géoportail).

L'extrait de la carte géologique (Figure 20) montre bien cette diversité, avec ici du kS, du kC, l'un et l'autre dans leur version plus ou moins métamorphisée (skarn du château de Mandagout, par exemple et sur la DFCl, cf. plus bas), k1, k2 et granite sont tout proches.

kS : schistes fins homogène, gris foncé à noirs avec passées fines de silt et de microquartzites.

kC : carbonates comportant des niveaux de dolomie cristalline grise, des calcaires noirs alternant avec des schistes ampéliteux, des calcaires clairs à gros silex, des calcaires à fins niveaux siliceux. En l'absence de datation, on peut y voir : a) un faciès distal des séries de plate-forme du Cambrien, b) l'équivalent des carbonates à silex et pélites noires briovériens supérieur (subdivision de l'échelle des temps géologiques, qui regroupe l'Édiacarien et le Cryogénien) de la zone axiale de la Montagne Noire.

La coupe géologique suivante (Figure 21), issue d'un rapport sur les minéralisations du col des Mourèzes (As, Au, Fe, Sb, Cu, Ag), illustre cette diversité lithologique.

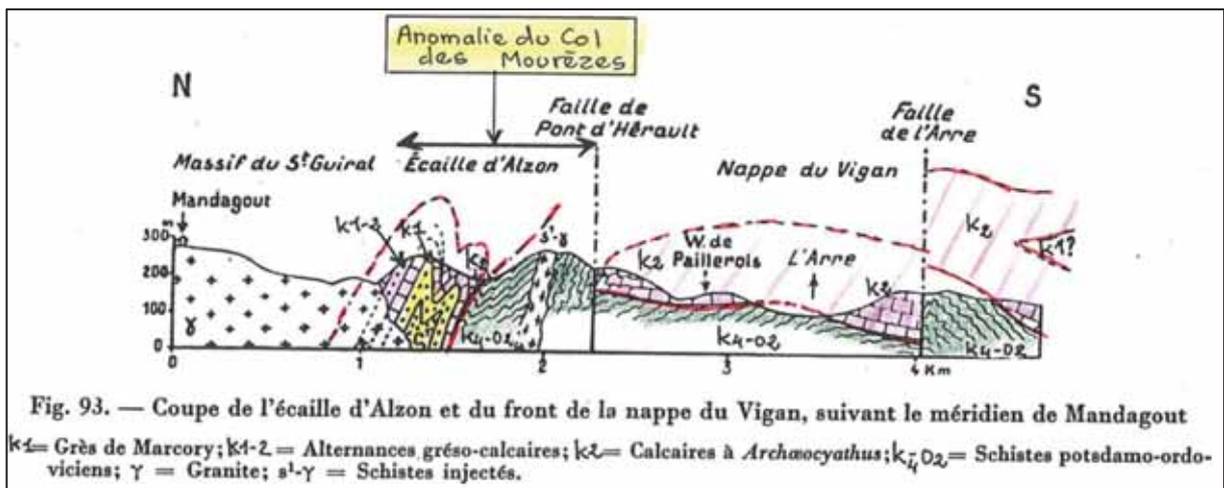


Figure 21 : Coupe géologique issue d'un rapport disponible sur InfoTerre (dossier du sous-sol BSS, S420055).

« L'anomalie du Col des Mourèzes », illustrée sur la coupe, correspond à des indices d'or (Au) accompagnés par de nombreux éléments tels que As, Sb, Fe, Cu, Ag, Sn, Ba, Zn, Pb.

Le fer fut exploité tout près à la Sanguinède, en contrebas sud-est du col, dans les années 1850. ([http://www.accac.eu/L\\_environnement/Les-mines-dans-le-Gard/RR-38215-FRd.pdf](http://www.accac.eu/L_environnement/Les-mines-dans-le-Gard/RR-38215-FRd.pdf)). Le fascicule BRGM Le Vigan mentionne en indices et gîtes minéraux à Arsenic, Tungstène et Fer dans les skarns au contact dolomie Cambrien/granite aux alentours de Mandagout.

Une fois le pique-nique assis au soleil sur les rochers de kC terminé, il est temps de poursuivre ici la réflexion sur l'origine de ces calcaires déposés à une époque où la vie n'existait pas sur les terres émergées et où la vie marine ne présentait pas d'animaux à coquilles. De l'érosion des feldspath peuvent très bien provenir des ions  $\text{Ca}^+$ , d'où possible précipitation de roches carbonatées d'origine physico-chimique, mais une autre piste, semble-t-il fondamentale, est apparue au cours des investigations préparatoires à cette sortie, à savoir l'intervention bactérienne dans les constructions carbonatées en milieu marin, ce que résume bien l'article suivant : <https://hal.science/hal-04086269/document>, « *La précipitation du carbonate de calcium ( $\text{CaCO}_3$ ) biologiquement induite en milieu marin joue un rôle important dans le cycle biogéochimique du carbone. Cette biocalcification est gouvernée par quatre facteurs clés : le taux de carbone inorganique dissous dont dépend le taux de carbonates ( $\text{CO}_3^{2-}$ ) dans le système, le taux d'ions calciques ( $\text{Ca}^{2+}$ ), le pH et la disponibilité des sites de nucléation, c'est à dire des zones de cristallisation primaire de la phase solide du minéral. Les bactéries impliquées dans la biocalcification marine vont alors agir sur un ou plusieurs de ces facteurs.* » et plus loin : « *Dans l'environnement marin, les structures calcaires rocheuses naturelles telles que les beachrocks et les stromatolithes sont formées naturellement sous l'action des microorganismes induisant une précipitation de  $\text{CaCO}_3$  sur plusieurs centaines voire milliers d'années. Les beachrocks ou grès de plage sont le résultat d'une lithification (processus de compactage et de cimentation) des sédiments littoraux (sables ou graviers) par un ciment carbonaté tel que l'aragonite ou la calcite magnésienne, en milieu intertidal. De même, les stromatolithes sont des dépôts stratifiés de  $\text{CaCO}_3$  qui résultent d'épisodes successifs d'accrétion et de lithification, de sédiments et de tapis microbiens (assemblages multicouches de micro-organismes correspondant à des biofilms épais et ancrés sur un support). Les microorganismes biocalcifians marins appartiennent en grande majorité au domaine des Bacteria.* »

Jean-Pierre Rolley le rappelle cependant « Il faut se méfier des modes. La découverte d'un phénomène devient très vite l'explication à tout, puis peu à peu rentre dans le rang. La dérive des continents devenue tectonique des plaques en est un bon exemple. Il fut un temps où l'on a mis les bactéries à toutes les sauces, elles étaient à l'origine des concentrations d'or, elles allaient dépolluer les sols, etc. Elles ont, bien sûr, un rôle important en chimie minérale car en prélevant du carbone, elles modifient les équilibres mais il existe aussi de la précipitation chimique « pure » ou tout au moins où l'activité bactérienne est secondaire. »

Nous n'avons pas à ce jour trouvé de traces évidentes de stromatolithes, pas plus que de fossiles d'Archaeocyathes (éponges calcifiées sans spicules, typiques du Cambrien), encore moins de trilobites comme on peut en trouver dans la Montagne Noire, mais ne perdons pas espoir !

Côté minéralisation nous observons des cristaux de quartz et des minéralisations sulfurées indéterminées (rouille à l'affleurement et gris-bleuté à la cassure).



Figure 22 : Photos des minéralisations observées sur le terrain.

L'après-midi sera occupée par une marche sur la DFCI qui, du col, monte plein ouest puis passe au-dessus des Faysses. Dans le premier virage à gauche, un large affleurement nous présente une nouvelle fois ce mille-feuille cambrien, auquel se rajoute ici un très beau plissement en falaise.

Jean-Pierre Rolley prend dès lors et jusqu'au retour au col et la fin de la sortie, le relais pour commenter sur un bon kilomètre de cette DFCI les variations du faciès en fonction du degré de métamorphisme de contact dans la formation grésoschisteuse kS au contact du granite du Saint-Guiral.



Figure 23 : Les agariens en discussion devant un affleurement.

Le faciès est retrouvé plus haut tout au long de la piste, toujours lité, plus ou moins déformé.



Fig.24 : Plissements de déformation contre la faille



Fig.25 : Plissements de fluage dans les carbonates

Arrivé à un tournant de la piste, nous observons un passage du kC carbonaté au kS schisteux affecté par le métamorphisme de contact.



Figure 26 : Photo illustrant la formation grés-schisteuse kS proche du contact avec le granite du Saint-Guiral (au-dessus des Faysses, Mourèzes)

Çà et là, à l'approche du granite, nous pouvons rencontrer des traces du métamorphisme de contact comme des schistes tachetés (fig.27).

Un peu plus loin, on observe des lambeaux de schistes au sein d'une pâte aplitique (fig.28)



Fig.27 : Schiste tacheté (cordiérite) à l'approche du granite

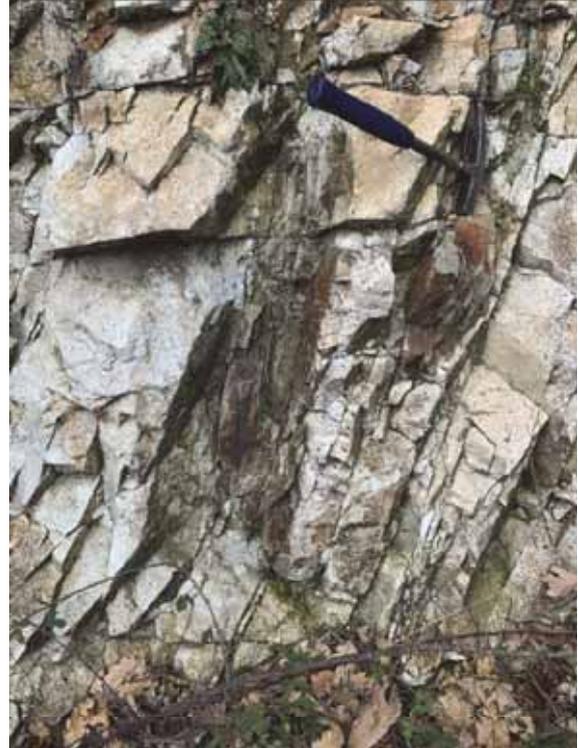


Fig. 28 : Lambeau de schiste dans l'auréole aplitique du granite

Enfin nous arrivons dans la zone de passage au granite (fig.29) puis au granite massif (fig.30)



Fig.29 : Contact entre les schistes quartziteux et granite du Saint-Guiral



Fig.30 : Granite du Saint-Guiral

*Note : Cette sortie entre Roquedur-le-Haut et le col des Mourèzes sur le thème des roches carbonatées datées du Cambrien peut être prolongée par le circuit Le Vigan-Alzon : le Cambrien, le Trias et la faille de l'Arre, effectué par l'AGAR, en juin 2016 (Bulletin AGAR n°92, page 40)*

Marc de Gouvenain

## La grotte Cosquer

Le premier weekend du mois de juin a été consacré à une approche de la grotte Cosquer et de la géologie des Calanques en compagnie du géologue, préhistorien et plongeur scientifique, Jacques Collina-Girard.

Détaché au CNRS pendant deux ans dans le cadre de l'étude scientifique de la grotte Cosquer (1994-1996), M. Collina-Girard a participé aux deux campagnes d'étude sous-marines conduites dans la grotte en 1991 et 1994 par Jean Courtin et Jean Clottes, en collaboration avec le Département des Recherches Archéologiques Subaquatiques et Sous-Marines (DRASSM).

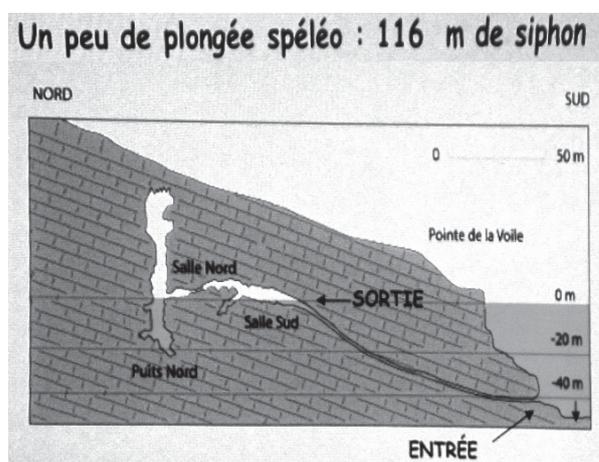
C'est à ce titre, et sur l'invitation de Nicole Denis-Touzillier, qu'il nous a fait l'amitié de venir nous parler, samedi en fin d'après-midi, de cette découverte fabuleuse, à l'occasion d'une conférence donnée à la salle de l'Académie à Alès.



Dans la salle de l'Académie Cévenole (photo R. Guin)

### I-Synthèse rapide sur la grotte et l'histoire de sa découverte

*La grotte Cosquer est une grotte ornée paléolithique située dans la calanque de la Triperie, à Marseille, près du cap Morgiou. D'après les datations au carbone-14 des peintures rupestres, elle a été fréquentée entre 33 000 et 19 000 ans avant le présent (BP). La grotte comporte plus de 200 figurations pariétales correspondant à deux périodes d'occupation, l'une gravettienne (33 000 BP) et l'autre épigravettienne ou solutréenne (19 000 BP). Il s'agit également de la seule grotte ornée, connue à ce jour, dont l'entrée s'ouvre sous la mer : sa seule entrée pénétrable par les humains est un siphon sous-marin situé à 37 m sous le niveau de la mer.*



*La grotte Cosquer, ornée à une époque où le rivage était à plusieurs kilomètres de la côte actuelle, se retrouve aujourd'hui envahie par les eaux du fait du changement climatique. La grotte est inaccessible à pied d'homme depuis près de 9 000 ans par suite de la remonté du niveau de la mer. Ce lieu, protégé durant des millénaires, reconnu désormais comme patrimoine archéologique est donc voué à disparaître.*

*La grotte porte le nom d'Henri Cosquer, le plongeur qui l'a signalée en 1991.*

*L'originale étant à jamais fermée au public et menacée d'une disparition programmée, il manquait à la grotte Cosquer un projet de réplique, à l'image de celles réalisées à Lascaux dès les années 1970, puis à Chauvet en 2015. Ce projet, initié par la Région Sud Provence-Alpes-Côte d'Azur en 2016, trouve son aboutissement avec l'ouverture le 4 juin 2022 à Marseille du site Cosquer Méditerranée, comprenant une réplique partielle de la cavité originale.*

*Au terme d'un chantier de deux ans, des équipes appartenant à de nombreux corps de métiers (spécialistes de la 3D, artistes-plasticiens, sculpteurs, ingénieurs...) ont d'abord conçu, puis réalisé dans les sous-sols d'un bâtiment déjà existant (la Villa Méditerranée), une grotte factice comprenant un parcours de visite partageant avec le public les principales zones d'intérêt artistiques, géologiques et minéralogiques de la grotte Cosquer. Le relevé 3D de la grotte originale a joué un rôle important dans la réussite du projet de réplique, en particulier dans un contexte où les équipes en charge de la réplique n'ont pas eu accès à la grotte originale.*

*Remis par l'État à la Région Sud, il a permis à la société Perspective(s) de réaliser l'anamorphose de la grotte, permettant son implantation dans la Villa Méditerranée. Les données 3D ont également permis aux équipes Arc et Os à Montignac (Alain Dalis) et Déco Diffusion à Toulouse (Bernard Toffoletti et Gilles Tosello), déjà engagées dans le projet de réplique de la grotte Chauvet en Ardèche, de réaliser la reproduction de 20 panneaux ornés comprenant les principales figures,*

*Dans Cosquer Méditerranée, les visiteurs embarquent sur des modules de visite. Face aux parois ornées émergeant de bassins qui évoquent le plan d'eau de l'originale, les éléments de compréhension sont dispensés dans des casques audios. Le site comprend également une galerie d'animaux du pléistocène évoquant le bestiaire de la période glaciaire et une sensibilisation aux questions du climat.*



Le lendemain de la conférence, nous étions 27 à nous rendre à Marseille pour une visite du musée *Cosquer-Méditerranée* suivie d'une excursion en bateau dans les Calanques en compagnie de Jacques Collina-Girard.

## II-Navigation géologique entre Marseille et Cassis (2 juin après-midi).

Jacques Collina-Girard, Maison méditerranéenne des sciences de l'homme, 5 rue du château de l'horloge, BP64, 13094-Aix en Provence Laboratoire Méditerranéen de Préhistoire Europe-Afrique (LAMPEA) UMR 7269, Aix-Marseille Université, CNRS, ministère de la Culture.

---

Un cabotage entre Marseille et Cassis renvoie, à des histoires emboîtées à différentes échelles de temps. Les grandes périodes géologiques ont été marquées, pendant des dizaines de millions d'années par des bouleversements géographiques majeurs, antérieurs à la surrection des Pyrénées et des Alpes. Le dernier million d'années a été le théâtre de l'instabilité des climats quaternaires balançant entre périodes glaciaires et interglaciaires. Le façonnement des paysages littoraux s'est achevé, à la fin de la dernière glaciation, avec une remontée de la mer de plus de 100 m. qui a fini de donner au « massif des calanques » sa physionomie actuelle.

### 1- Le vieux port de Marseille

Le Vieux Port est établi sur la calanque du Lacydon, profonde crique littorale envahie par la mer. Les fouilles, effectuées près de la mairie de Marseille, ont retrouvé les traces d'une première fréquentation étalée entre l'âge du Bronze moyen (vers -1 400) et l'âge du bronze final (vers -1 060). La fondation de la Cité phocéenne, vers -600, est attestée par les vestiges retrouvés dans les anciennes vases du Port. Le lieu était certainement fréquenté antérieurement, vers -6 000, par les populations néolithiques dont on a retrouvé poteries et amas de coquillages consommés, près de la Gare Saint Charles.



Figure 1 : les poudingues sous les palais du Pharo

Sous les jardins du Pharo (fig.1), des nappes de galets alternent avec des niveaux plus sableux déposés par des crues successives et épisodiques dans un delta depuis longtemps disparu. Sur l'autre rive, ces poudingues s'observent dans les soubassements du Fort-Saint-Jean. Ces formations datent du Tertiaire et de la période Oligocène, d'il y a environ 30 millions d'années. Les galets proviennent majoritairement d'un continent disparu situé au Sud. L'emplacement de Marseille était alors occupé par un bassin d'effondrement tectonique réceptacle de ces dépôts torrentiels. Des restes de troncs d'arbres, découverts lors du creusement du métro, évoquent un grand delta dont celui de l'Amazone pourrait nous donner actuellement une idée. Par ailleurs, Corse et Sardaigne se séparaient de la Provence, via

une déchirure qui en s'élargissant ouvrait la Mer Ligure, réalisant ainsi une première autonomie vis-à-vis du continent.

## **2- L'archipel du Frioul**

Quittant le Vieux Port par la passe entre Fort-Saint-Jean et Fort-Saint-Nicolas, le navire accélère et se dirige vers les îles de l'Archipel du Frioul : If, Ratonneau et Pomègues.

### **2.1. L'îlot du Château d'If**

Le lieu doit surtout sa célébrité internationale au roman d'Alexandre Dumas, *Le Comte de Monte-Cristo* dont on peut conseiller la relecture. On y trouvera une description du Marseille de l'époque napoléonienne et des îles rencontrées par le navire *Le Pharaon*, longeant la cote à partir de l'Est et pénétrant dans la Rade de Marseille.

### **2.2. Ratonneau et Pomègues**

Au XIX<sup>e</sup> siècle on découvrit à la faveur de tirs de mines des ossements d'animaux disparus dans une carrière proche de la calanque de Morgiret, au Nord-Ouest de l'île de Ratonneau. Le site a disparu mais le paléontologue Marion en 1883 nous dit que : « ... *au cours des travaux entrepris à Ratonneau par l'Administration des ponts-et-chaussées, pour la construction des jetées de la Joliette, les coups de mine donnés dans les carrières du Frioul, mirent au jour des brèches osseuses concernant les restes de plusieurs mammifères de la période quaternaire.* »

La Calanque de Port Pomègues et sa ferme aquacole (élevage de loups) est le résultat de l'ennoyage fini-glaciaire de plusieurs cuvettes de dissolutions karstiques (dolines). Des fouilles sous-marines ont traversé des accumulations de poteries souvent intactes avec des pipes en terres... D'où le nom de *Calanque aux pipes* utilisé par les plongeurs. Ces dépotoirs en mer datent en majorité du XVII<sup>e</sup> et XVIII<sup>e</sup> siècles, mais aussi du XIX<sup>e</sup> siècle et de l'époque moderne.

## **3- L'îlot du phare de Planier**

À environ treize kilomètres, l'îlot de Planier marque au sud l'entrée dans la rade de Marseille. Ce haut-fond est la partie émergée d'une arête calcaire orientée NE-SW entre Planier et le Cap Croisette. Au Nord Est le Sec-du-Veyron culmine à -12 m. Les plongeurs y trouveront des reliefs typiquement terrestres de lapiaz noyés et de grottes immergées.

## **4- Calanques et îles entre Marseille et la calanque de Sugiton**

### **4.1. La lithologie du « massif des calanques »**

Le bateau quitte l'abri des îles du Frioul pour virer de bord vers la Corniche marseillaise, aux calanques et aux criques urbanisées. Le bâtiment du Marégraphe, monument historique, a défini le niveau zéro du nivellement cartographique de la France en suivant, depuis plus de cent ans, les fluctuations du niveau de la Méditerranée. D'Ouest en Est, se succèdent trois ensembles calcaires superposés, avec un léger pendage général vers l'Est, depuis le Jurassique jusqu'à la fin du Crétacé, l'essentiel du massif de Marseilleveyre étant constitué par les calcaires urgoniens donnant aux paysages des calanques une grande part de leur spécificité.

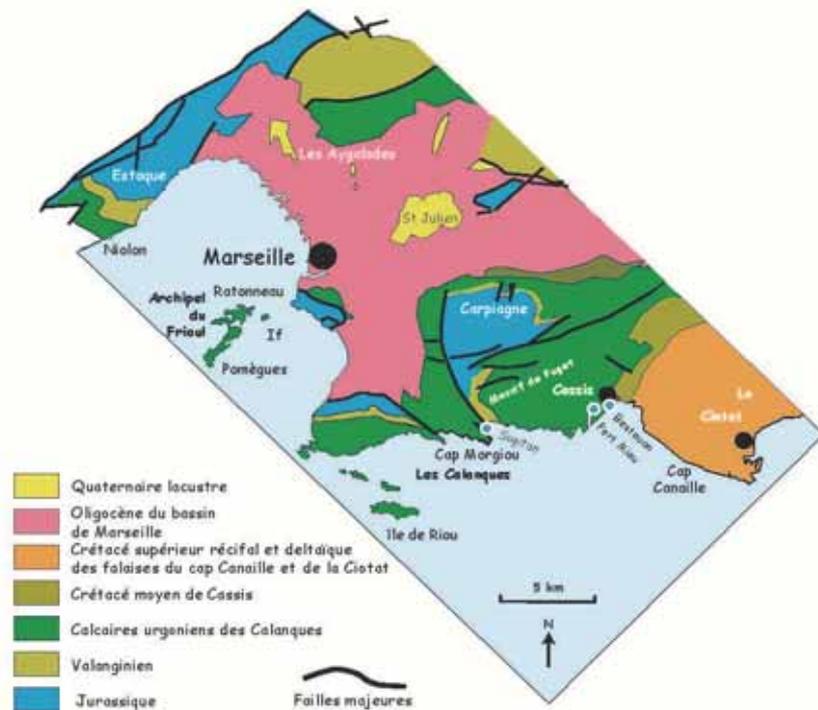


Figure 2 ; carte géologique simplifiée de Niolon à la Ciotat

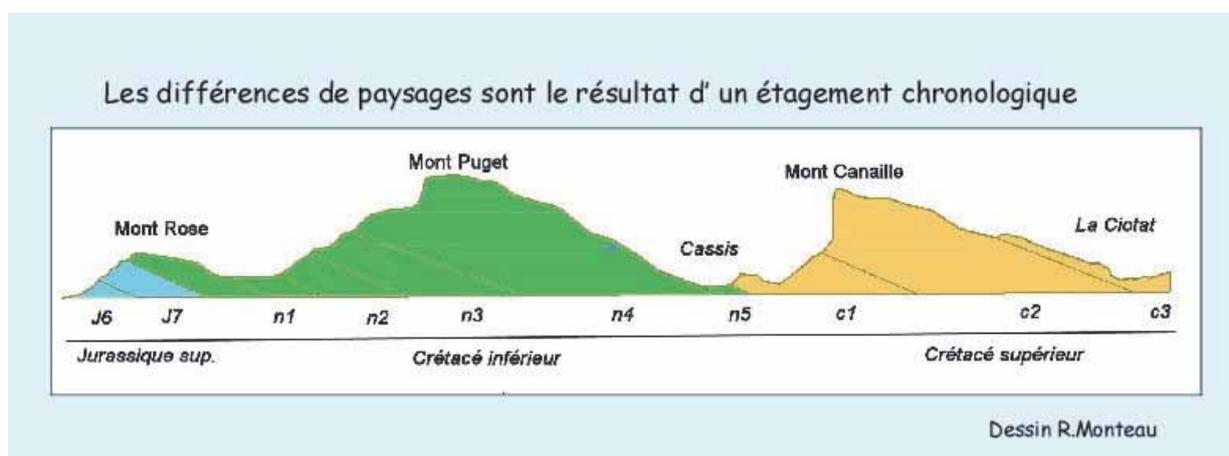


Figure 3 : Succession des terrains entre le Mont-Rose et la Ciotat (dessin R. Monteau)

### - Le « Jurassique » de la Calanque de Montredon

Au pied du Mont-Rose, sur le littoral de la Madrague de Montredon, la série commence par des dolomies où l'on peut observer, rides de courants (*Ripple Marks*), fentes de dessiccations (*Mud Cracks*) et stromatolithes (entassement de films algaires encroûtants). A ces sédiments déposés sous une faible tranche d'eau, en conditions lagunaires, succèdent, en remontant le chemin, des calcaires oolithiques, associés à une mer plus ouverte. On trouvera ensuite les premiers niveaux à rudistes (*Requienia*), lamellibranches, qui marquent ici la transition vers le crétacé inférieur récifal.

### - Les calcaires urgoniens (Crétacé inférieur)

Les paysages du massif de Marseilleveyre s'inscrivent sur les calcaires dit urgonien, produits du démantèlement de *patates* récifales qui accidentaient les fonds sous-marins, d'un plateau continental peu profond, il y a environ 120-130 millions d'années. Ces récifs étaient constitués de rudistes (coquillages coloniaux qui s'agglutinaient les uns aux autres à la manière des récifs de coraux des Bahamas actuelles). Disparus en même temps que les derniers dinosaures de la région aixoise, ces organismes sont emblématiques de la géologie

des calanques. On peut facilement s'en faire une idée en observant les dalles du revêtement de la Gare Saint Charles.

#### - Les argiles de la dépression de Cassis

Vers l'Est la dépression de Cassis est creusée dans des terrains plus argileux du Crétacé inférieur et du Crétacé moyen, surmontés dans les falaises du Cap Canaille et jusqu'à la Ciotat, par les dépôts du crétacé supérieur.

#### - Les calcaires, grès et poudingues du Crétacé supérieur

Au-dessus de Cassis, on peut observer dans les falaises du Cap Canaille le passage à des affleurements grésocalcaires du Crétacé supérieur. Des accumulations de galets (poudingues), dépôts deltaïques, clôturent la séquence pour donner les paysages très particuliers, terrestres et sous-marins du Bec de l'Aigle et de l'Île Verte.

### 4.2. Un rivage pré-découpé par la fracturation.

Le massif de Marseillevyre est haché par un réseau de diaclases (Cassures sans déplacements) et de failles (cassures avec déplacements relatifs des compartiments). Ces cassures, associées à des zones de broyage tectonique, fragilisent les terrains et facilitent une érosion préférentielle suivant une trame orthogonale NW-SE et NE-SW qui se retrouve dans la découpe littorale entre Marseille et Cassis, et dans l'orientation des îles des archipels du Frioul et de Riou.

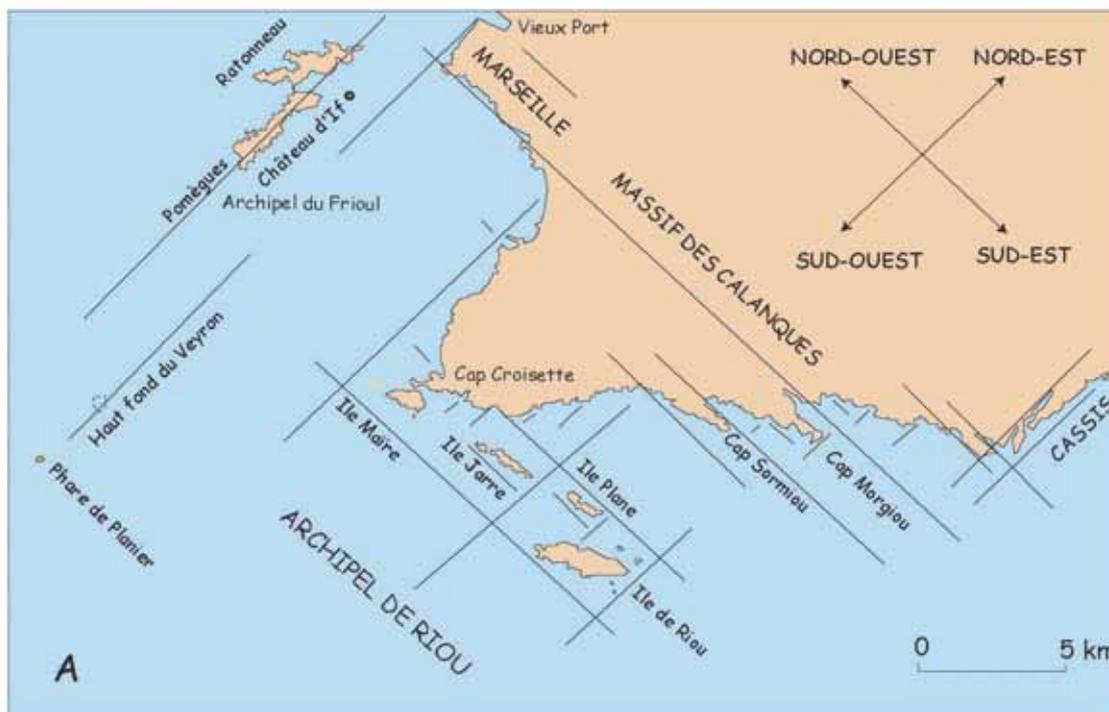


Figure 4 : orientation de la trace du rivage, des calanques et des archipels entre Marseille et Cassis

### 4.3. Des rivages envahis par la mer : les calanques

Dans le massif des Calanques, l'histoire s'est terminée par une submersion et les îles des calanques sont le sommet d'un karst partiellement noyé dont on retrouve encore les champs de dolines sur les documents bathymétriques. La combinaison de vallées sèches orientées orthogonalement par la fracturation a déterminé, comme on l'a vu, position et orientation des calanques. Leur submersion a mis la touche finale au paysage que nous connaissons. Toutes les échancrures du littoral, entre Marseille et Cassis, criques et calanques sont le résultat d'une invasion d'un ancien littoral par la mer de la fin de la dernière glaciation.



Figure 5 : carte des principales calanques entre le Cap-Croisette et Cassis.

#### 4.3.1. Calanque de Callelongue

Entre Marseille et Cassis se succèdent plusieurs calanques. Celle de Callelongue, accessible en voiture et en bus depuis Marseille, a des allures de petit port grec avec hangars à bateaux et cabanons. Les marcheurs pourront gagner, en une bonne demi-heure, la calanque de Marseilleveyre en cheminant sur un sentier douanier littoral. Cela sera l'occasion d'observer les restes d'anciennes grottes démantelées, probablement messiniennes, dont il ne reste que les planchers stalagmitiques et des amorces de lapiaz, figures de dissolutions des calcaires.

#### 4.3.2. Calanque de Marseilleveyre

Une exploitation abandonnée montre que la calanque de Marseilleveyre est totalement colmatée par des dépôts continentaux quaternaires. À la base, reposant sur les calcaires du substratum, des éboulis grossiers et non lités consolidés en brèches laissent place, par un niveau intermédiaire de sables grossiers indurés, à des éboulis lités alternant avec des sables grossiers ruisselés et remaniés par les vents. Ces cailloutis se prolongent sous la mer en constituant la remontée du *Plateau des chèvres* qui ne dépasse pas moins 15 m entre la côte et l'île de Jarre. La partie supérieure de la série plus sableuse est très similaire à celle qui a été exploitée dans la sablière de l'île de Riou.



Figure 6-vue générale de la calanque de Marseilleveyre, au fond les falaises du Cap-Canaille



Figure 7 : Trottoir algair à lithophyllums

#### 4.3.4. Calanque de Sormiou

La Calanque de Sormiou, accessible par la route depuis Marseille est associée à une zone anticlinale faillée orientée NW-SE. Au Cap Sormiou, la profondeur est de moins 35m.

En arrière, la calanque, bien abritée du mistral, devient moins profonde. Sur la face ouest de la calanque, La grotte des Capelans, partiellement noyée et difficilement accessible par la terre, constitue une plongée spectaculaire. Immédiatement sous la surface, des trottoirs algaires (fig.7) à lithophylum, micro-récifs méditerranéens, se sont édifiés depuis 700 ans en réponse à la légère remontée de la mer notée depuis l'Antiquité.

#### 4.3.5. Calanque de Morgiou

La Calanque de Morgiou avec son orientation NW-SE, son tracé rectiligne et son étroitesse est typique des calanques marseillaises. On peut y accéder depuis la mer ou en avoir un point de vue spectaculaire, en gagnant, via le campus de Luminy, le belvédère qui surplombe la calanque ainsi que celle de Sugiton. Jusqu'en 1992, les préhistoriens s'étonnaient de la pauvreté de la Provence en vestiges du Paléolithique supérieur. C'est en septembre 1992 que le plongeur Henri Cosquer, annonçait à la communauté scientifique sa découverte, au Cap-Morgiou, d'une grotte ornée à accès sous-marin : la remontée de 135 mètres de la mer, après la dernière glaciation, avait miraculeusement épargné les peintures rupestres de cette grotte, exécutées lors de deux périodes de fréquentations : -27 000 ans et -18 000 ans.



Figure 8 - le cap Morgiou vu de la mer.

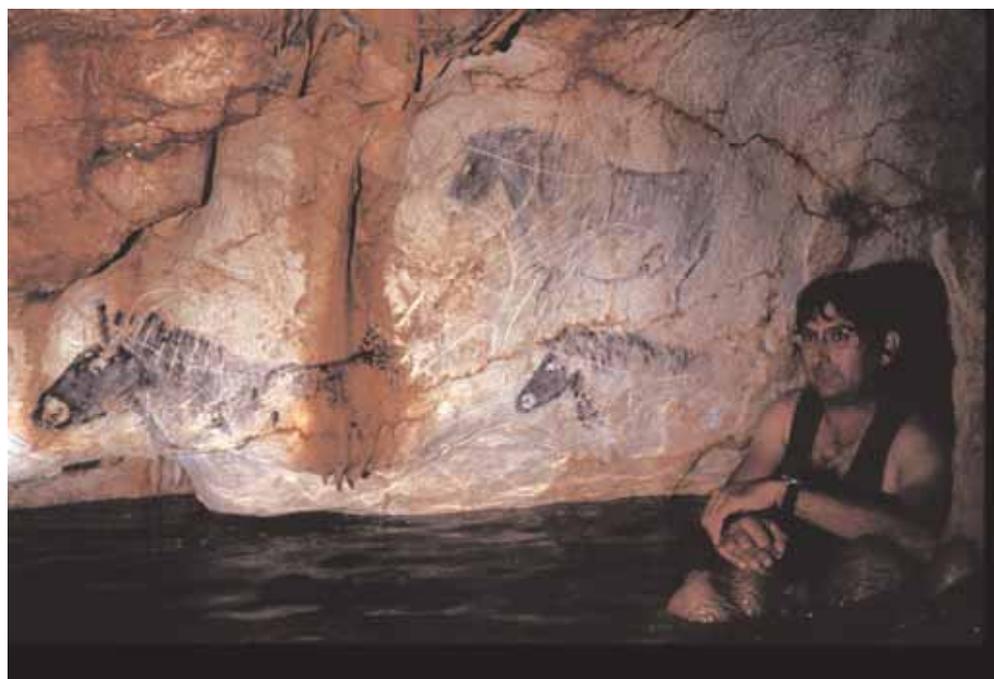


Figure 9 - le panneau des petits chevaux dans la grotte Cosquer

#### 4.5. Les îles de l'archipel de Riou

À partir du port de la Pointe Rouge, l'île Maire est la première île de l'Archipel de Riou, dont les îles se succèdent, parallèlement à la côte du massif de Marseilleveyre.

##### 4.5.1 : L'île Maire

L'île Maire, à la crête déchiquetée, apparaît comme une structure complexe, chevauchante en direction du littoral. Ce « chevauchement » fait passer les calcaires massifs de l'Urgonien du sommet de l'île sur des niveaux d'argiles en plaquettes, plus récents (Aptien). Ces terrains plus anciens recouvrant des terrains récents indiquent qu'une écaille de calcaires urgoniens est passée en force, pour recouvrir les argiles aptiennes, comme poussée par un bulldozer emballé.

Face au large, l'île Maire se prolonge par les écueils des Farillons bien connus des plongeurs car plusieurs arches sous-marines percent spectaculairement la roche entre -5 m et -20 m. Elles ont été creusées par la dissolution des calcaires, avant la remontée de la mer au cours des derniers 20 000 ans. Non loin de là repose entre -25 m et -33 m, une épave célèbre, celle du *Liban*, coulé tragiquement, avec ses 200 victimes en septembre 1903. Une catastrophe dont la croix du Cap-Croisette perpétue encore le souvenir.

##### 4.5.2. Île Jarre

L'île Jarre présente, elle aussi, la morphologie chaotique typique de l'érosion des calcaires partout hachés de nombreuses failles et fractures. À l'extrémité Ouest de l'île, une sépulture a été découverte au XIX<sup>e</sup> siècle dans une cavité karstique. Ce squelette, de grande taille et aux dents saillantes, avait été attribué par les pêcheurs, en souvenir du blocus napoléonien, à un représentant de la marine anglaise. La couche archéologique, de l'âge du fer, a malheureusement été éventrée et remaniée par les bergers et pêcheurs. À l'ouest de l'île, l'écueil du Jarron, barre une petite crique dans laquelle a été découverte sous une dizaine de mètres d'eau l'épave du Grand Saint Antoine, navire brûlé là après avoir apporté du Levant la grande peste qui décima Marseille en 1720. En subsistent seulement quelques restes de planches décomposées et des clous carrés disséminés dans les posidonies ...



Figure 10 : l'île Jarre et, en arrière-plan Riou, l'île Plane, le grand et le petit Conglu

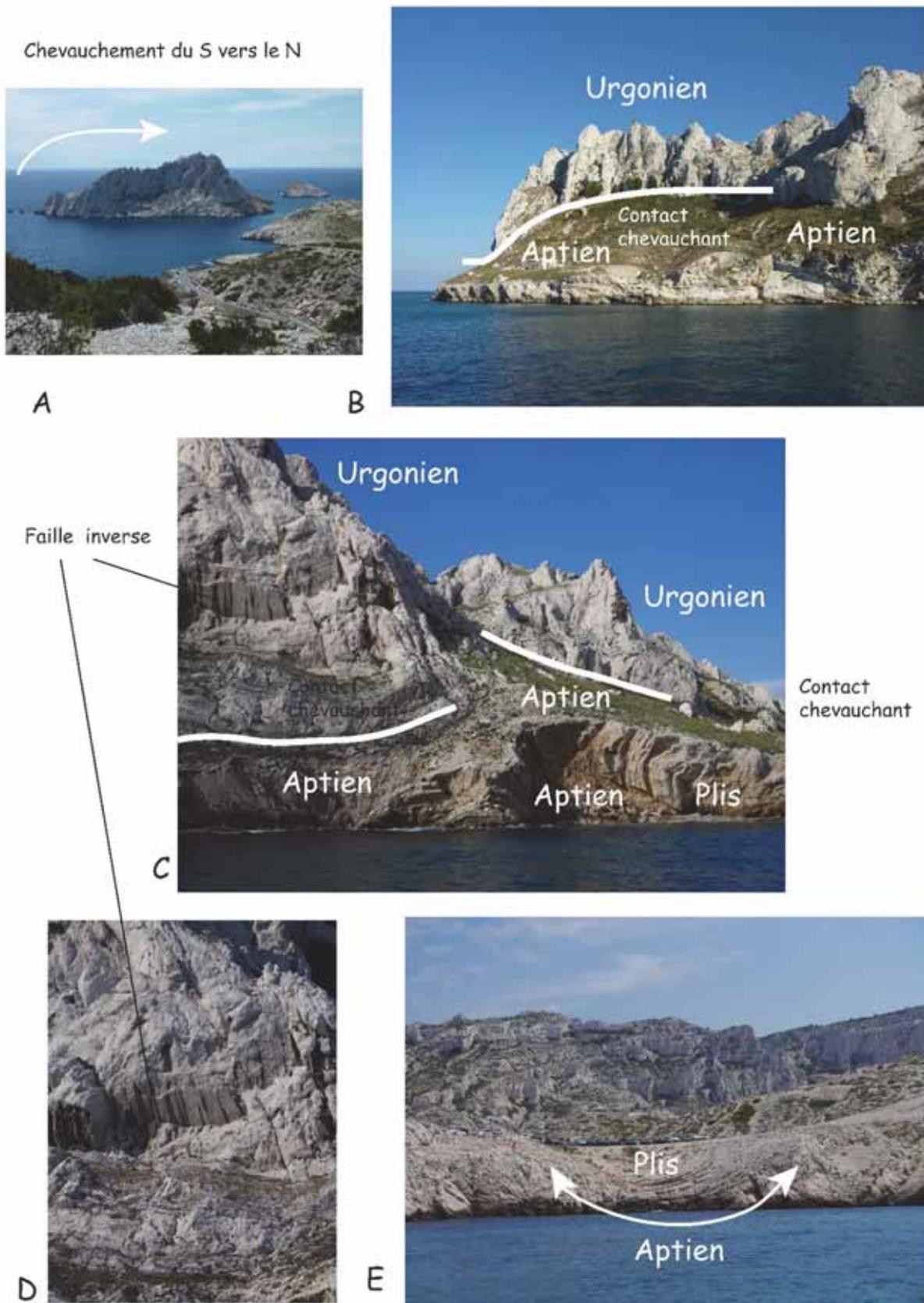


Figure 11 : l'île Maire, écaille chevauchante vers le sud ;

- a-Vue générale,
- b-Position du contact anormal faisant reposer la barre urgonienne sur les argiles en plaquettes de l'Aptien,
- c-Vue depuis la passe du cap Croisette,
- d-Miroir de faille inverse,
- e-Chiffonnage des niveaux aptiens, face à l'île Maire.

#### 4.5.3. L'île Plane

L'île Plane (ou Calsereigne) à la surface curieusement plate, contraste avec les îles voisines, beaucoup plus accidentées. Les géologues ont émis l'hypothèse qu'il y a là, un plan de glissement, de chevauchement, semblable à ceux de Riou, mais ici, totalement décapé des terrains qui s'y superposaient initialement. La roche de l'île Plane est partout attaquée en profondeur par la dissolution avec des formes typiques d'érosion karstique aussi bien sur terre qu'englouties sous la mer...



Figure 12 : l'île Plane vue depuis Riou, en arrière le littoral du massif de Marseilleveyre

#### 4.5.4. Les îles de Riou, d'Impériaux et des Conglus

L'île de Riou est la plus grande de l'Archipel. Les falaises à pic du sud de l'île et les écueils des Impériaux et du Grand-Conglu dominant la mer par des reliefs turriformes et des couloirs étroits qui prolongent fractures et failles sous la surface dans des lieux de plongées exceptionnels. Sur le versant septentrional de l'île de Riou, deux vallons orientés nord-sud étaient colmatés par des sables intensivement exploités à la fin du XIX siècle. La base de ces dépôts, comme ceux de la Calanque de Marseilleveyre, renvoie aux climats froids de la dernière glaciation. Leur partie supérieure, plus récente, a livré un site fouillé par le préhistorien Jean Courtin. Le matériel archéologique, daté de 8 000 à 6 000 ans BP (6 000 à 4 000 ans avant J-C) remonte au néolithique cardial. Des meules en pierres, extraites d'un affleurement de grès actuellement sous la mer, vers 12-18 m de fond, ont confirmé que l'on pouvait, à cette époque, passer à pied sec du continent vers les îles. Dans la partie orientale, au-dessus de la Calanque de Monasterio ont été retrouvées les traces, plus récentes, d'une pêcherie du I<sup>o</sup> siècle avant J-C avec ossements de thons et tessons d'amphores à saumure. Cette pêche a toujours été traditionnelle comme en témoigne le toponyme « madrague » désignant, en Provence, des lieux où les thons étaient piégés par des filets perpendiculaires au littoral. Ces pêcheries, débutent aux époques antiques et médiévales mais on raconte qu'au XVI<sup>o</sup> siècle on pouvait encore pêcher à Marseille 8000 thons en un seule journée. Rappelons, aussi, que c'est sur l'îlot du Grand-Conglu que J-Y Cousteau réalisa les premières fouilles sous-marines d'une épave antique dans les années 1952-1957 et que, récemment, en 1998, la découverte de la gourmète de Saint Exupéry dans les filets du

pêcheur Jean-Claude Bianco, au large de ce même écueil, par 70 m de fond, a éclairé le mystère de la fin du célèbre écrivain aviateur.

## 5- Calanques entre Sugiton et Cassis

### 5.1. Calanques d'En Vau et de Port Pin

Les deux calanques d'En Vau (fig.13) et de Port Pin, qui succèdent à la crique arrondie de la calanque de l'Oule, illustrent idéalement la trame de fractures NW-SE et NE-SW dans laquelle elles s'inscrivent parfaitement comme le montrent cartes ou vues aériennes (fig.14).



Figure 13 : calanque d'en vau

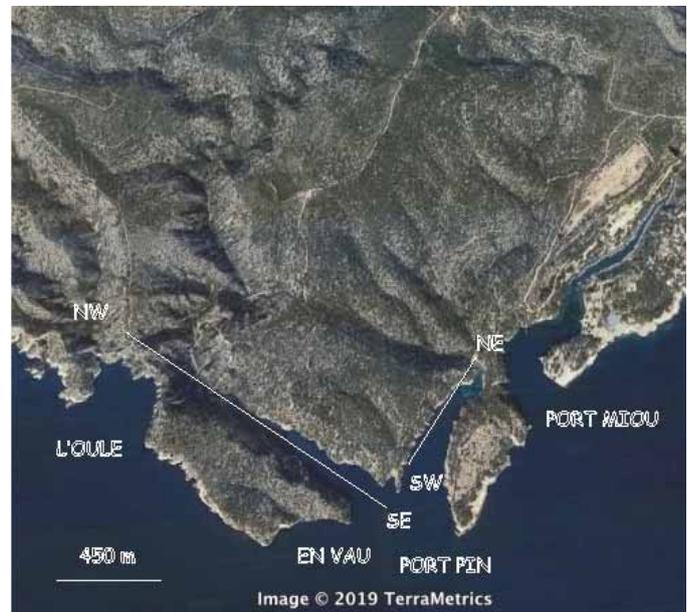


Figure 14 : document Google earth montrant les directions croisées des calanques d'en vau et de port pin

### 5.2. Calanque de Port-Miou

Le massif des Calanques cache, en profondeur, d'importants fleuves insoupçonnés émergeant à faible profondeur, à Port-Miou et au Bestouan. Les gigantesques galeries très partiellement reconnues en amont sont les plus importants réseaux karstiques noyés explorés en Europe. La résurgence de Port-Miou, remontée en plongée sur près de deux kilomètres s'étend certainement très loin jusqu'au Grand-Polje de Cuges les Pins. Ce réseau spectaculaire est hérité de l'intense karstification messinienne, moment où la Méditerranée asséchée d'il y a 5-6 millions d'années, a été transformée, en l'immense mer morte et sursalée du Messinien. Cette chute du niveau de base a eu pour conséquences l'enfoncement généralisé des réseaux souterrains, l'incision des fleuves en gorges profondes (gorges du Verdon) et la formation des canyons sous-marins (Planier et Cassidaigne) qui échancrent, vers -200 m, la bordure du plateau continental pour plonger jusqu'à plus de 1 500 mètres. La rupture du seuil de Gibraltar, probablement par érosion régressive d'un canyon a provoqué, ensuite, une spectaculaire remise en eau qui a ennoyé ces réseaux karstiques à une époque où les ancêtres des premiers hominidés entraient en scène et fréquentaient peut-être ces étendues de sels maintenant immergées à grandes profondeurs.

## 6- Baie de Cassis

### 6.1. Grotte des Trémies

En quittant Port-Miou, sur la face Est de la presqu'île de la Pointe Cacao, sous une ancienne trémie, se trouve une grotte entre - 9m et -20m. Cette cavité, où stalactites et

stalagmites révèlent un passé aérien, a donné lieu entre 1968 et 1972 à des fouilles sous-marines sous la direction des préhistoriens E. Bonifay et J. Courtin. Le sondage a révélé des vestiges d'occupations humaines : silex et faune consommée étaient présents dans des niveaux anciens (200 000 ans) surmontées par des vases fines post glaciaire.

## 6.2. Port de Cassis

Le littoral s'élargit au niveau de la Baie de Cassis, entaillée dans de terrains plus tendres, argileux (fin du Crétacé inférieur). En arrière, les imposantes falaises du Cap Canaille montrent une belle coupe dans les formations de la fin du crétacé inférieur et du passage du Crétacé moyen au crétacé supérieur sur le versant qui surplombe la ville de Cassis.

## 7- Dolines émergées et submergées

Les calcaires du massif des calanques sont affectés de cuvettes de dissolution. Ces dolines sont des dépressions circulaires à fond plat, colmatées par les argiles, résidus insolubles des carbonates. Elles sont souvent liées à des tassements sous l'effet de dissolutions sous-jacentes. Près de Cassis, une doline colmatée, entre 130 000 et 360 000 ans avant nous, formait anciennement un lac, en relation avec la résurgence du Bestouan (Romey *et al*, 2014). On retrouve ces dépressions sous la mer, datant de l'époque où le plateau continental actuel était émergé et où s'y abreuvaient les grands herbivores représentés dans la grotte Cosquer ; chevaux et bisons et autres antilopes saïgas. Les Poljés (plaine en slovène) sont de grandes dépressions à fond plat, souvent inondées et colmatées par les argiles de décalcifications. Le Poljé de Cuges-les-Pins est célèbre dans la région, mais sous la mer, entre les îles du Frioul et la Côte bleue, on retrouve une grande dépression dont la morphologie est très comparable quand on l'observe sur les cartes bathymétriques.

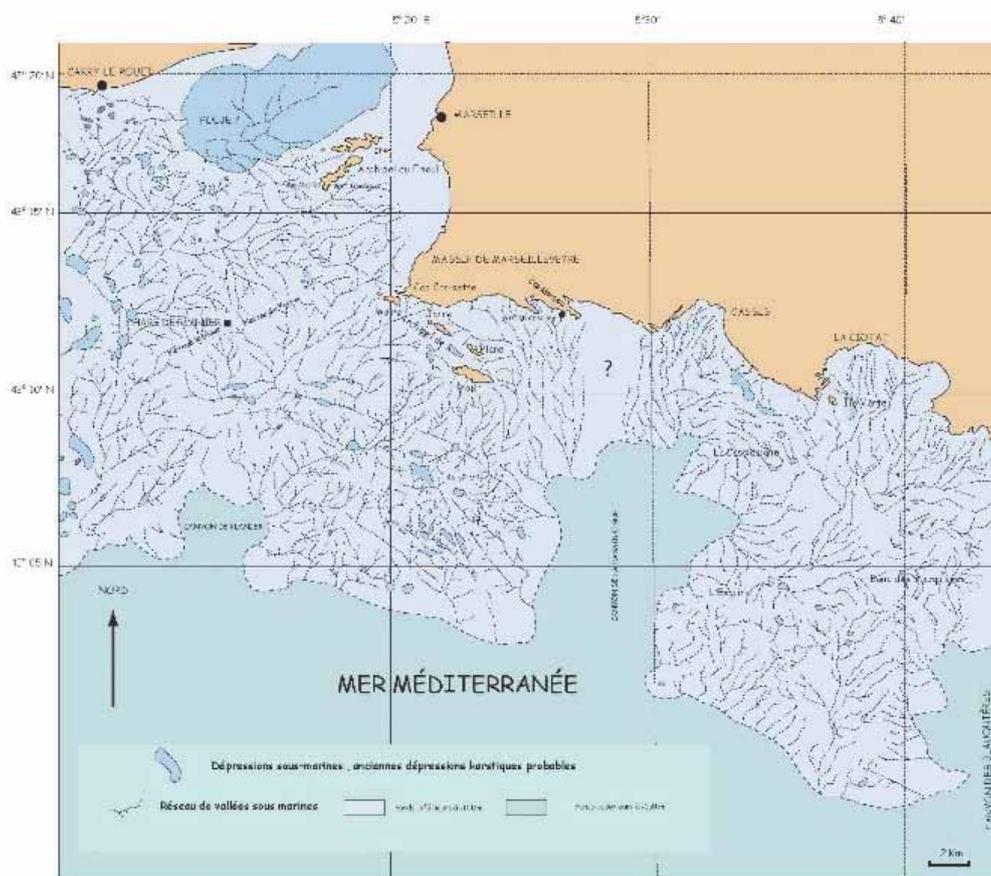


Figure 15 : dépressions fermées (dolines) sur le plateau continental

## 8- Falaises du Cap Canaille

À l'est de Cassis, les falaises du Cap-Canaille, dominant la mer à des altitudes de 350 m à 400 m. Elles sont constituées par des dépôts deltaïques du Crétacé supérieur, produits de démantèlement d'un continent méridional disparu intercalés avec des calcaires issus d'un plateau continental, en bordure d'un océan situé au Nord. Ces poudingues et ces grès intercalés de lentilles calcaires passent à des poudingues au-dessus de la Ciotat. Au Bec de l'Aigle, ces formations sont spectaculairement sculptées par les vents quaternaires en grandes cupules d'érosion éolienne (taffonis) de toutes tailles dans des poudingues aux reliefs chaotiques, prolongés sous la mer par des sites spectaculaires très appréciés des plongeurs. Ces poudingues de la Ciotat proviennent d'un continent sud formé d'un socle métamorphique avec une couverture permienne de grès et de quartzites, composition dont témoignent aujourd'hui ces galets, qui en sont le seul témoignage actuel. Au pied des falaises de la Ciotat, la grotte sous-marine des Trois-Pépés a fourni, dans une obscurité totale, au biologiste marin Jean Vacelet, une faune relique d'éponges carnivores inconnues renvoyant à des conditions proches des conditions abyssales.



Figure 16 : Le Bec de l'Aigle à la Ciotat, poudingues du Crétacé supérieur et érosion éolienne en « taffonis »

Jacques Collina-Girard

### Bibliographie sommaire

- Charles, Nicolas, Blanc, Jean-Joseph, Collina-Girard, Jacques, Monteau, Raymond (2021).-Guide, curiosité géologiques du Parc National des Calanques, BRGM éditions. 139 pages
- Collina-Girard, J (2022). La caverne engloutie, la grotte cosquer, regard sur la préhistoire des calanques, dossier science suivi d'un roman ; éditions mémoires millénaires, collection science et fiction ; 155 pages.
- Collina-Girard, J (2012) - La Provence immergée, plongées à Marseille et ses abords, les Presses du Midi éditeur. Toulon. 282 pages.
- Marion, A.F. (1883) - Esquisse d'une topographie zoologique du Golfe de Marseille » in Annales du Musée d'Histoire Naturelle de Marseille-Zoologie, Tome I°, 10-11
- Poté, Louis, (sous la direction de (2013) -Cassis et ses rivières. Plaquette éditée par l'association Cassis La Rivière Mystérieuse. Imprimerie XL PRINT, 42010-Saint Etienne, Maison de l'Europe et de la Vie Associative ; 4 Rue du Docteur Severin Icard, 13260-Cassis. ([www.rivieresmysterieuses.org](http://www.rivieresmysterieuses.org)).
- Romey, Carole, Rochette, Pierre, Vella, Claude, Arfib, Bruno, Andrieu-Ponel, Valérie, Brauche, Régis, Champollion, Cédric, Douchet, Marc, Dussouillez, Philippe, Hermitte, Daniel, Mattioli, Emanuela, Parisot, Jean-Claude, Swenninger, Jean-Luc. Geomorphology, 214 (2014)402-415.

## Volcanisme de la basse vallée de l'Hérault

### Monts Ramus à Saint-Thibéry et Cap d'Agde

Michel Raulet



Fig. 1 : Village de St Thibéry avec les monts Ramus au centre et les carrières

La sortie rassemble 20 personnes à la sortie Agde de l'autoroute A6 sous un ciel menaçant mais qui nous laissera heureusement tranquille jusqu'à la fin de la journée. Nous nous rendons pour commencer à Saint-Thibéry, ancien village aux rues circulaires. Une première halte sur le plateau basaltique dominant le village permet de présenter les caractéristiques du volcanisme héraultais :

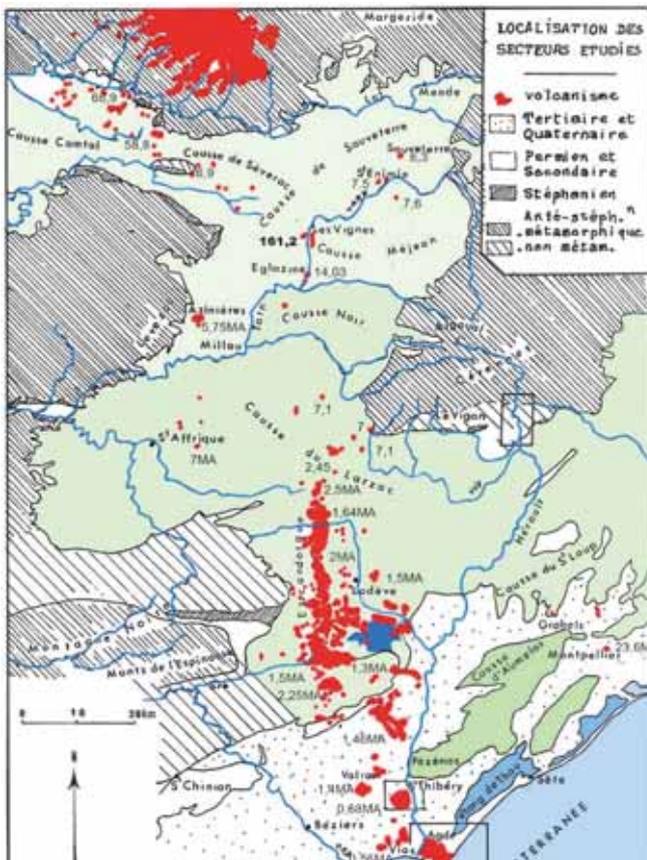


Fig. 2 : Alignement des coulées de basaltes et leurs âges respectifs

- Particulièrement présent du Lodévois à la mer suivant un axe nord-sud, avec quelques dizaines d'appareils éruptifs, le volcanisme remonte la région des grands Causses jusqu'aux grands volcans du Massif central.

- Il est constitué d'une chaîne de volcans de type strombolien de faible hauteur qui ont tous eu une courte période d'activité, se terminant par l'émission de coulées de laves alcalines très fluides pouvant parcourir plusieurs kilomètres. Ce sont des volcans dits monogéniques à l'exception des volcans d'Agde dont le fonctionnement est plus étalé dans le temps. Malgré l'étendue des champs de lave, le volume total émis est seulement de 2 km<sup>3</sup>.

- L'âge est de plus en plus récent en descendant la vallée de l'Hérault, de quelques millions d'années à 680 000 ans à Saint-Thibéry. L'éruption la plus récente près

de Vias est de seulement 560 000 ans. On ne peut donc considérer ce volcanisme comme éteint. (Voir la carte jointe).

Il n'y a pas d'explication définitive sur la raison de ce volcanisme, sa localisation et son installation dans la durée malgré toutes les données recueillies. C'est un volcanisme intracontinental, en dehors d'un point chaud ou de limite de plaques.

Par contre les caractéristiques géochimiques homogènes des basaltes héraultais renseignent sur le mécanisme de fabrication et d'émission des laves, même s'il existe quelques variations d'un volcan à l'autre.

On a affaire à un magma alcalin dit primaire car issu de la fusion partielle du manteau supérieur lithosphérique composé de péridotites, roche solide, cristalline, composée de différents minéraux :

- Olivine<sup>1</sup>, silicate ferro-magnésien de couleur vert-olive  $[(Mg,Fe)_2SiO_4]$ ,
- Clinopyroxènes vert bouteille  $[Ca(Mg,Fe)Si_2O_6]$  et Orthopyroxènes  $[(Mg,Fe)2Si_2O_6]$ ,
- Spinelles noirs  $[MgAl_2O_4]$ .

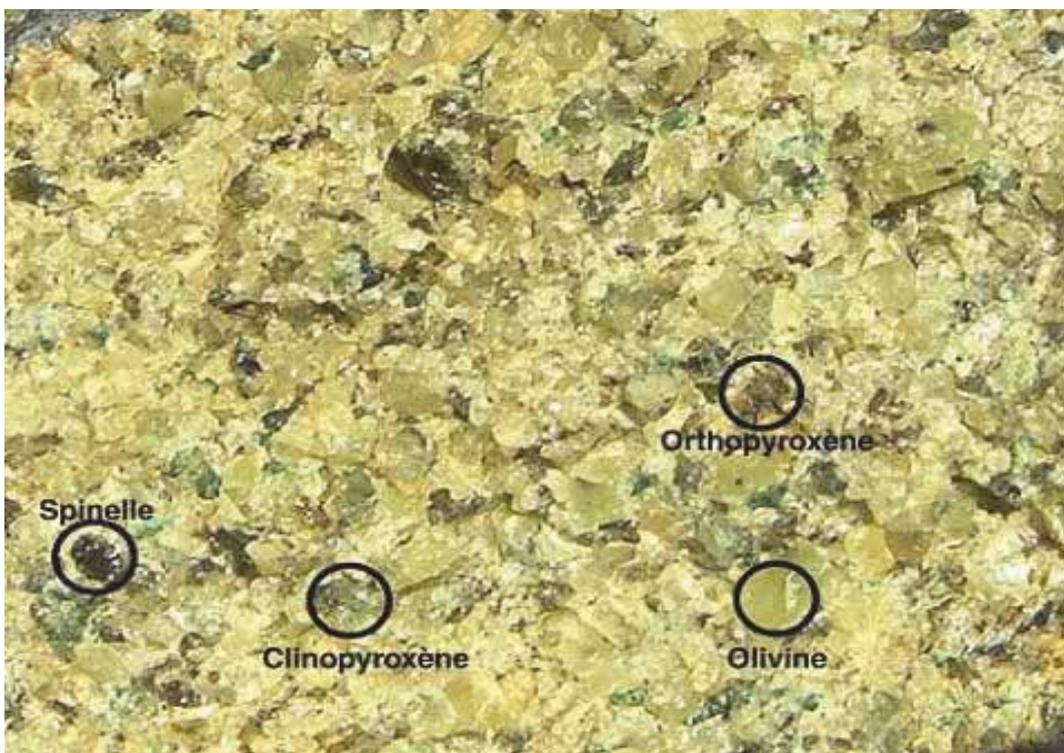


Fig. 3 : Minéraux d'une péridotite - photo Planète Terre

Dans le manteau supérieur solidaire de la lithosphère, la péridotite est rigide, cassante, de densité 3,8. À partir de l'isotherme de 1300°C, vers 100 km de profondeur, la roche, toujours solide, adopte un comportement ductile de densité 3,2, c'est l'asthénosphère à laquelle on attribue des mouvements de convection, moteurs de la dérive des continents.

Voir le schéma conceptuel ci-dessous.

---

<sup>1</sup> L'olivine est ce qu'on appelle une solution solide continue, c'est-à-dire un mélange entre deux pôles minéralogiques distincts : la fayalite (Fa), pôle ferreux  $Fe_2SiO_4$ , et la forstérite (Fo), pôle magnésien  $Mg_2SiO_4$ .

**Mécanisme du volcanisme continental de la vallée de l'Hérault**

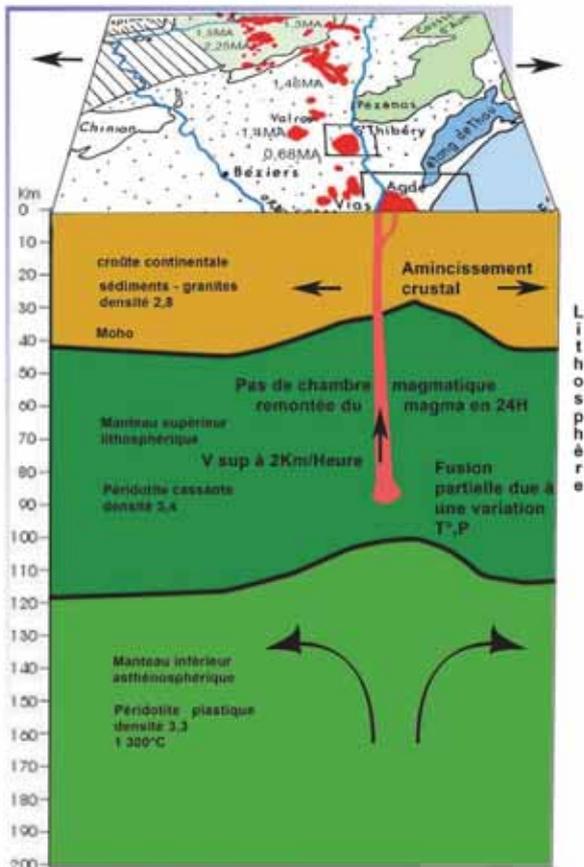


Fig. 4 : Minéraux d'une péridotite (Schéma. Planète Terre)

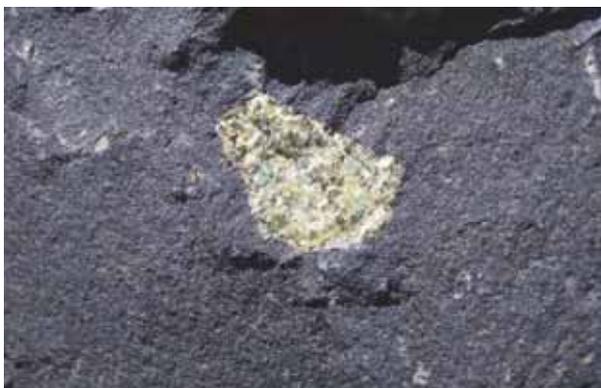


Fig. 5 : Inclusion de péridotite dans le basalte de Saint-Thibéry

Il est important de noter qu'un **basalte n'est pas une péridotite**, même s'il en est issu. Les compositions chimiques et les proportions d'éléments diffèrent : seuls les minéraux les plus fusibles sont impliqués, ainsi que des éléments dits incompatibles, c'est-à-dire que, n'étant pas associés à une maille cristalline, ils peuvent migrer facilement vers cette phase liquide. On parle de fusion partielle.

Un indice apporte une information sur la vitesse de remontée du magma : on trouve au sein du basalte des enclaves de roches arrachées au manteau, parmi elles, des nodules de péridotites. Compte tenu de l'écart de densité entre la lave et la péridotite, il faut une vitesse minimum de 2 km par heure de remontée du magma à la surface pour que la vitesse de remontée du nodule de péridotite soit supérieure à sa vitesse de chute.

La présence de spinelles indique une profondeur de formation inférieure à 75 km, profondeur au-delà de laquelle on aurait apparition de grenats. C'est vers cette profondeur que l'on peut situer la source du magma, proche de la limite asthénosphérique dont il peut subir l'influence.

La péridotite n'est pas fusible naturellement, aussi seule une fusion partielle est possible, soit au maximum 1 à 5 % de la roche pour le volcanisme alcalin. Pour qu'elle se produise, un facteur déclenchant, modifiant les paramètres d'équilibre de la roche est nécessaire. Il s'agit de la pression, de la température et de l'action d'un fluide injecté dans la roche, en l'occurrence de l'eau chargée de gaz, abaissant la température de fusion. Ce phénomène très local conduit à la création d'une poche de magma fondu dont la densité moindre va créer une rupture d'équilibre et le faire remonter vers la surface à travers des fractures en moins de 48 heures.

C'est alors la naissance d'un volcan et l'écoulement en surface de laves qui en refroidissant vont donner un basalte comme nous allons le constater.

Nous descendons dans la première rue du village au contact de la masse basaltique et nous voyons face aux maisons une belle falaise de basaltes prismés de plusieurs mètres de haut, témoignage d'un refroidissement lent. Certaines colonnes sont légèrement déformées par un reste d'écoulement pâteux.

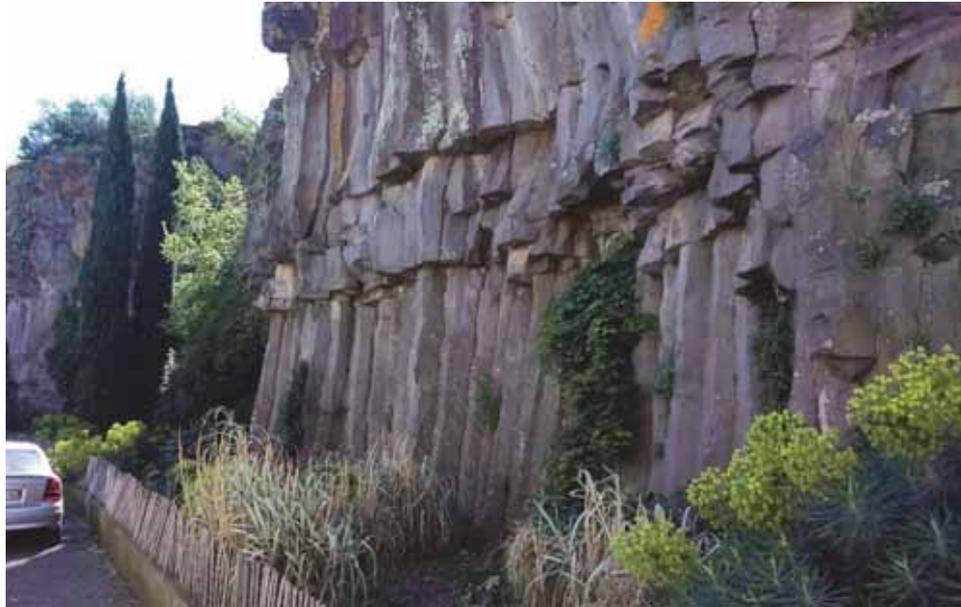


Fig. 6 : Les orgues du front de la coulée basaltique de Saint-Thibéry

Il nous reste à remonter à l'origine de cette émission basaltique et nous reprenons les voitures pour aller un kilomètre au sud au pied des monts Ramus en traversant la zone des carrières qui ont eu raison d'une grande partie des coulées basaltiques. C'est un ensemble de 3 cônes volcaniques proches, de quelques dizaines de mètres de haut seulement, qui ont fait l'objet d'une exploitation intense pour la construction de l'autoroute. L'un des cônes a été éventré, ce qui permet d'observer l'intérieur d'un volcan strombolien et d'en comprendre sa constitution.

Nous voyons d'abord sur notre gauche une falaise de brèches volcaniques stratifiées suivant une pente de 30° environ. Certains blocs de grandes tailles paraissent des bombes et témoignent de l'énergie libérée. Ils sont emballés dans un dépôt de scories noires à rouges suivant leur niveau d'oxydation au moment du dépôt. Leurs dispositions désordonnées indiquent que l'on est à proximité du cratère.



Fig.7 : Dépôt désordonné de cendres et de blocs



Fig.8 : Observation à la loupe des xénolites

Nous contournons le monticule central qui cache peut-être la cheminée du volcan. La paroi externe du cratère artificiel prend un aspect différent, ce sont des niveaux de tufs, noirs et surtout jaunes, empilés, alternant avec des lits de scories qui contiennent différentes xénolites probablement arrachées aux parois de la cheminée (grains de quartz issus peut-être des galets de quartz de la nappe alluviale de l'Hérault, roches rubéfiées). Le litage en petites couches indique la répétition régulière de bouffées volcaniques ; il semble s'agir de l'effondrement périodique du nuage éruptif, et de déferlantes basales de faibles énergies.



Fig.9 : Dépôts colorés de tufs et de scories recouverts par le dépôt bréchique noir

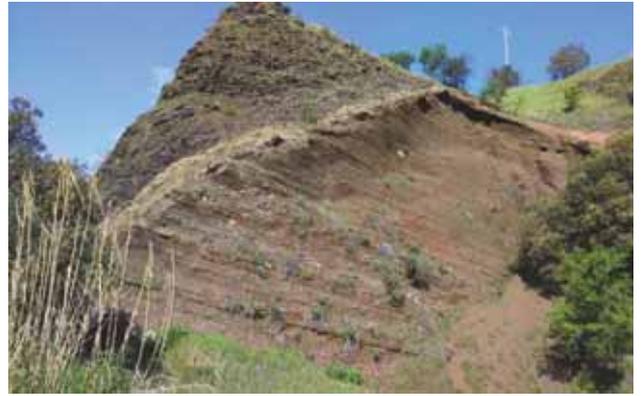


Fig.10 : Coalescence de 2 cônes volcaniques

Au point le plus bas de la carrière, on comprend la raison de la discontinuité apparente entre les deux formations décrites, soulignée par une inversion des pendages. C'est que le dépôt des tufs rouges de la base vient du volcan situé au Sud (vers la gauche de la photo), il est plus ancien que le dépôt sombre du flanc du volcan Nord situé à droite qui vient recouvrir le tuf.

De cette visite, nous pouvons constater que le volcanisme strombolien démarre par une phase explosive avec projection de scories, de bombes, de nuages de cendres de forme cypressoïde, de tufs. C'est une éruption phréato-magmatique car elle traverse la nappe alluviale de l'Hérault qui coule à cet endroit et dont le trajet a été dévié par les coulées basaltiques. C'est la vapeur d'eau surchauffée qui alimente le caractère explosif plus que le dégazage des gaz contenus dans la lave, comme le CO<sub>2</sub>, la lave alcaline contient seulement 1 à 2 % de gaz.

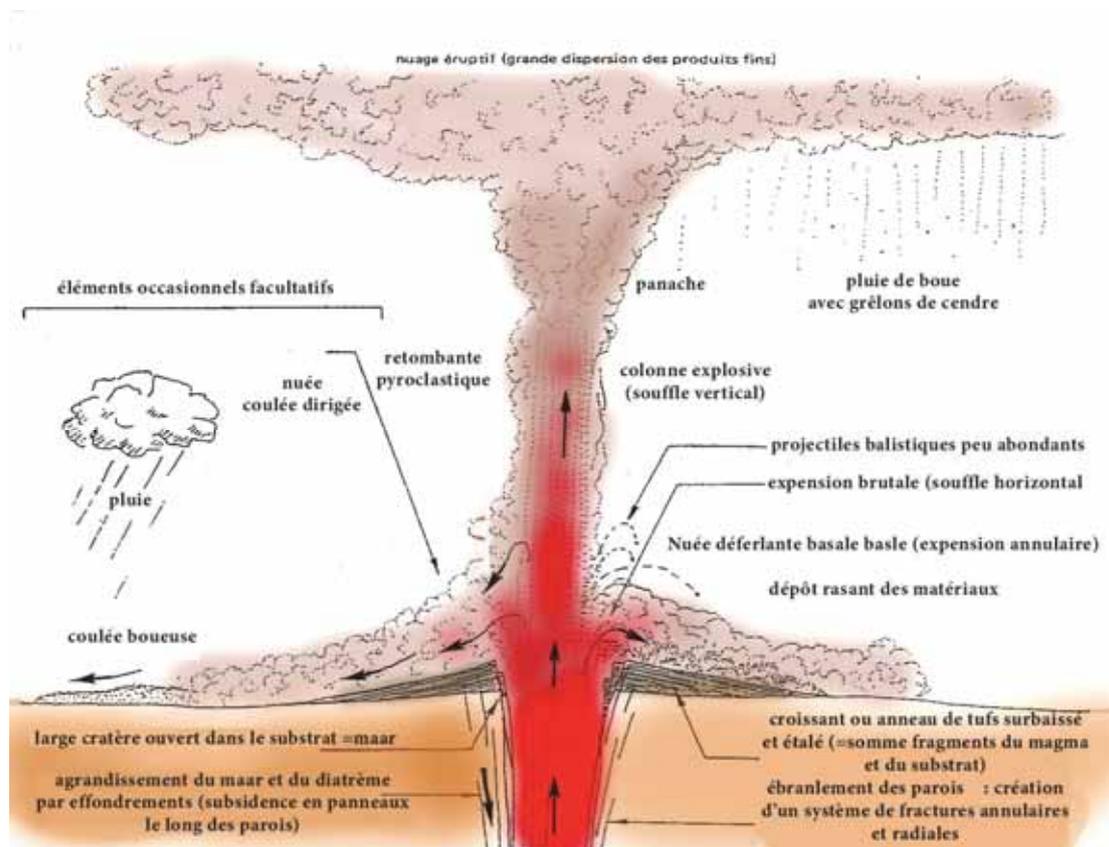


Fig.11 : Phase 1 éruption phréato-magmatique

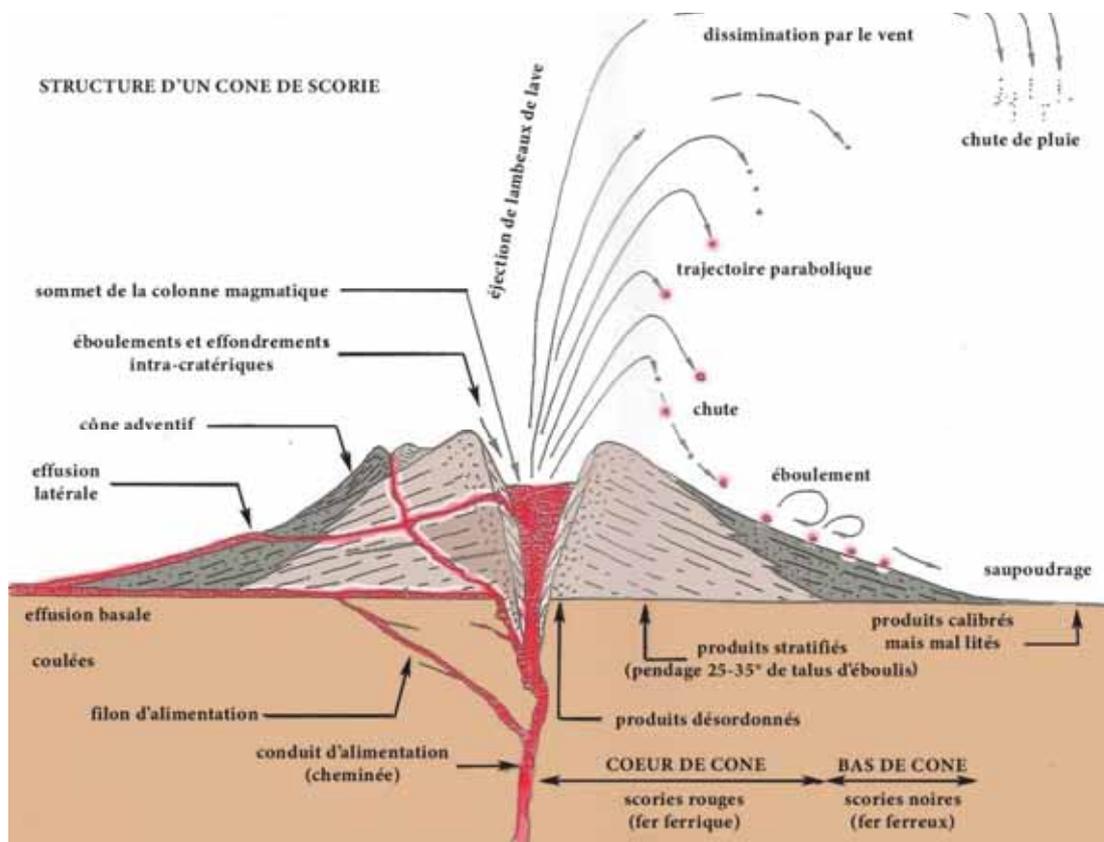


Fig.12 : Phase 2 éruption strombolienne

À la fin de cet épisode explosif, le conduit de cheminée, ou diatrème, est asséché et l'épanchement de lave peut commencer soit par le cratère, soit par des événements latéraux. La température de la lave est très élevée, 1100 à 1200° et sa fluidité lui permet de parcourir de grandes distances. Par exemple, les coulées du volcan voisin des Baumes ont parcouru 7 km. C'est le dernier épisode volcanique jusqu'au retour d'équilibre dans le réservoir source. Le volcan s'éteint et l'éruption n'aura duré que quelques heures, jours ou semaines. On appelle cela des volcans monogéniques. À Saint-Thibéry, 3 cônes volcaniques se sont enchaînés sur un petit espace dans le même épisode éruptif.

On va retrouver ce caractère ponctuel dans les volcans du Cap d'Agde qui constituent la deuxième partie de notre journée.

Un casse-croûte au milieu des remblais de gravats de la carrière n'ayant rien de sublime, nous préférons nous rendre directement au cap d'Agde pour déjeuner sur la plage en bord de mer, bercés par le clapotis des vagues avec en option un bain de mer pour la plus courageuse du groupe. Après cet agréable moment il faut se mettre au travail, c'est à dire marcher sur la première plage dite de la Plagette pour atteindre la première falaise.

## Le volcanisme du Cap d'Agde.

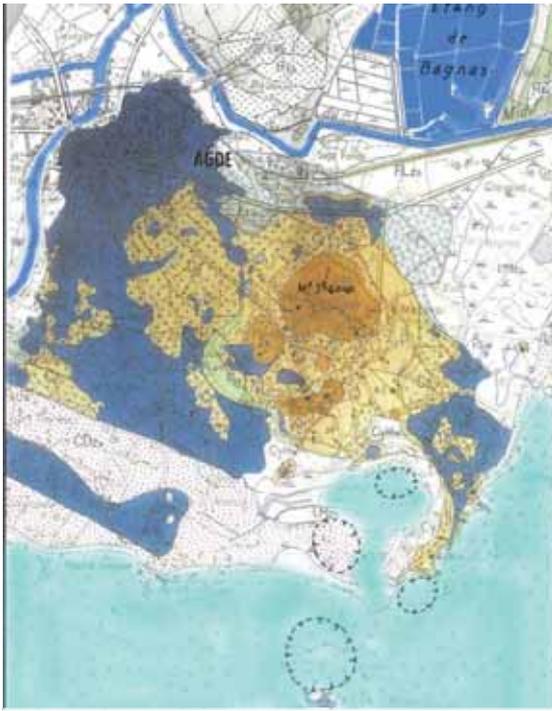


Fig.13 : Carte géologique des volcans d'Agde - BRGM

On observe au-delà du mur de soutènement, un empilement de dépôts désordonnés dont la pente indique le flanc d'un ancien cône volcanique ou la bordure d'un ancien maar non visible qui se trouvait à l'emplacement actuel du port de plaisance. C'est autour de cet ancien maar que sont apparus plusieurs centres éruptifs, dont le mont Saint-Loup (altitude 110 m) qui domine la station balnéaire.

Au-delà, on observe une formation en gouttière, constituée d'un empilement de tuf.

En mer, émergent des pointes basaltiques soulignant la présence d'un dyke immergé, parallèle au rivage.

À l'époque du volcanisme daté de 700 à 750 000 ans, la mer se trouvait en retrait 20 mètres plus bas, mais le milieu pouvait être lagunaire avec la présence de l'Hérault et sa nappe alluviale, d'où là aussi la présence d'un volcanisme phréato-magmatique commençant le cycle éruptif strombolien.



Fig.14 : Falaise de la Plagette



Fig.15 : Figures des déferlantes basales de haute énergie



Fig.16 : Dépôts non classés



Fig.17 : Autre aspect des coulées pyroclastiques

En approchant de la première formation, on observe des lits superposés et biseautés montrant localement un aspect dunaire. Ce sont des tufs dans lesquels sont emballés à la base des blocs de basaltes. Ces figures sédimentaires sont caractéristiques des déferlantes basales à très haute énergie qui se forment à la sortie du cratère par décompression sous le panache de la colonne explosive. Elles ont la propriété de sédimenter sur tout leur parcours

sur le flanc du volcan avec des dépôts qui ne sont pas granoclassés, avec parfois des éléments les plus gros au-dessus des plus fins. Une enclave de péridotite est visible dans un bloc de basalte (au centre de la figure.16).

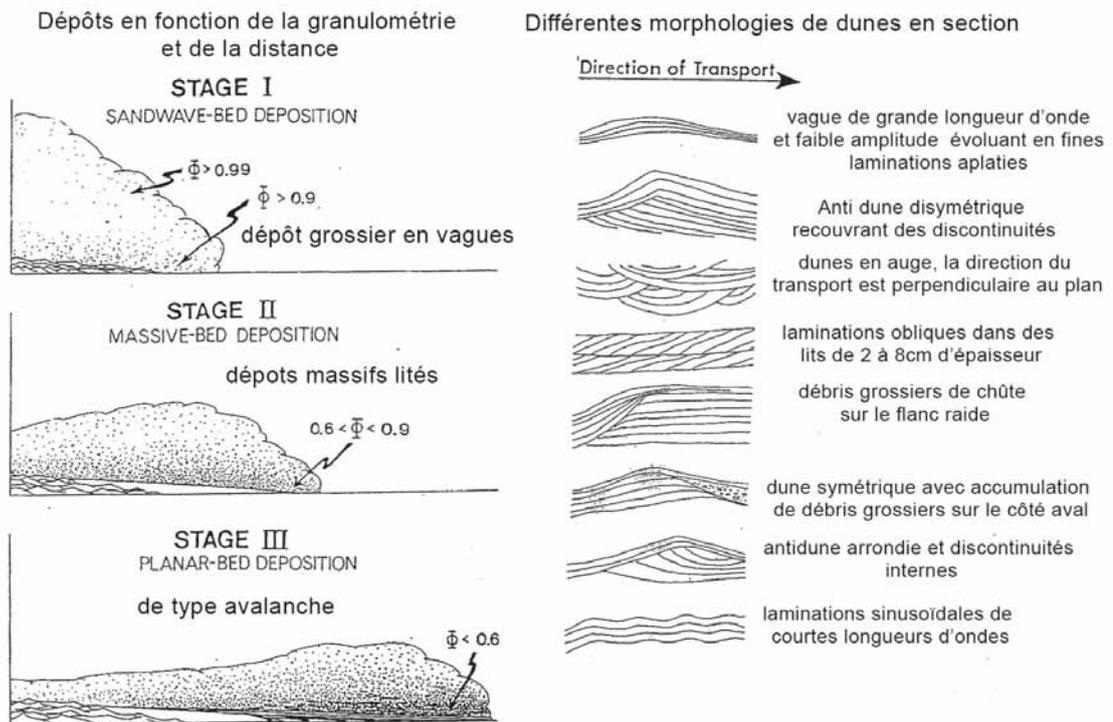


Fig. 18 : Figures de dépôt des déferlantes basales en fonction de la distance

Nous revenons sur nos pas pour emprunter le sentier des falaises et nous surplombons la plage de la Grande Conque avec sa belle plage de sable noir. Là aussi, la falaise montre la superposition des coulées pyroclastiques.

On remarque à l'extrémité une formation différente jaune (fig.19). Il s'agit d'un dépôt de tuf hydrolysé transformé en palagonite<sup>2</sup>. La plage étant fermée pour risque d'éboulement nous n'en verrons pas davantage.



Fig.19 : Plage de la Grande Conque



Fig.20 : Dépôt de Tufs

En continuant le sentier, on arrive sur la dernière partie des falaises constituée de dépôts de tufs finement stratifiés et colorés (fig.20 & 22). C'est un dépôt à basse énergie surmonté

<sup>2</sup> La palagonite est un mélange de minéraux produits par l'altération, en interaction avec l'eau, de matériaux volcaniques vitreux de nature basaltique. Argiles et des zéolites en sont les principaux composants.

par une petite coulée de basalte. Aux fragments scoriacés se mêlent d'abondants grains de quartz rose de quelques millimètres (fig.21).



Fig. 21 : Lits réguliers de tuf avec les grains de quartz rose



Fig.22 : La même formation lie de vin sous le soleil

Notre visite des volcans d'Agde s'achève ici, nous ne verrons pas les coulées de basalte qui recouvrent l'ouest et le nord du cap d'Agde jusqu'à la ville d'Agde dont les affleurements sont souvent masqués par l'urbanisation. Ils ont été extraits dans l'antiquité pour produire des meules domestiques, puis au Moyen-Âge pour construire la cathédrale noire qui domine la ville.



Fig. 23 : Cathédrale d'Agde sur la rive de l'Hérault-(wikipedia)

Si la vallée de l'Hérault est bien une longue allée de volcans, leurs hauteurs modestes les rendent discrets et peu visibles pour en faire des sites remarquables comme dans le Massif central. Il n'en reste pas moins qu'ils constituent un intérêt géologique évident et qu'ils demeurent un objet d'étude pour les scientifiques. Par leur étude, les moyens techniques actuels permettent d'en apprendre chaque fois d'avantage sur la constitution du manteau lithosphérique.

-----

## Annexe 1 – Composition des basaltes :

Sur le plan minéralogique, un basalte est constitué de 50 % de Plagioclases, 25 % à 40 % de Pyroxènes, de 10 à 25 % d'Olivines, de 2 à 3 % de magnétite.

Sur le plan des éléments chimiques principaux contenus dans un basalte alcalin, on trouve :

- du silicium, élément dominant sous la forme  $\text{SiO}_2$  qui représente 45 à 52 % de la masse, au-delà on parlerait de basalte acide.
- du Magnésium, Fer, Calcium, Aluminium, ...
- des éléments alcalins : Potassium, Sodium, Lithium et Rubidium à l'état de traces, des terres rares aussi à l'état de traces.

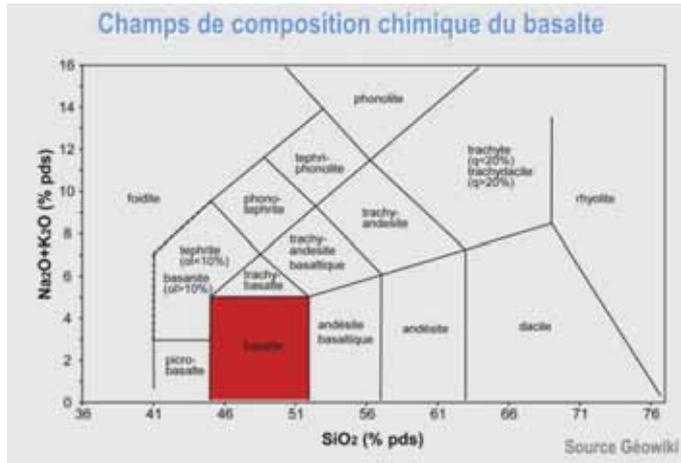


Fig. 24 : Champs de composition chimique du basalte

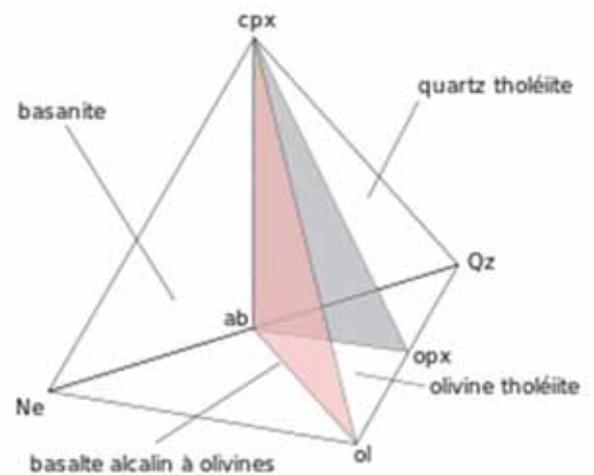


Fig. 25 : plan de saturation de la silice  
 opx : orthopyroxène      cpx : clinopyroxène  
 ab : albite                      Ne : néphéline  
 Qz : quartz                      ol : olivine

## Annexe 2 : Les outils modernes de la géochimie

Pendant longtemps, l'étude des roches s'est appuyée sur l'observation de lames minces au microscope pour identifier les minéraux. Une analyse chimique permettait aussi de lister les principaux éléments atomiques et leurs proportions. Ces données essentielles ont permis et permettent toujours d'établir un classement des roches.

Aujourd'hui, il est possible d'aller plus loin dans l'analyse de la composition des roches, même en traces infimes, ou d'en déterminer les températures de formations, leurs âges, leurs parcours dans le temps, tout cela à l'aide d'outils sophistiqués.

Parmi ceux-ci :

Le MEB, microscope électronique à balayage reconstitue à l'aide d'un faisceau d'électrons une image 2D ou 3D d'un échantillon agrandie des milliers de fois.

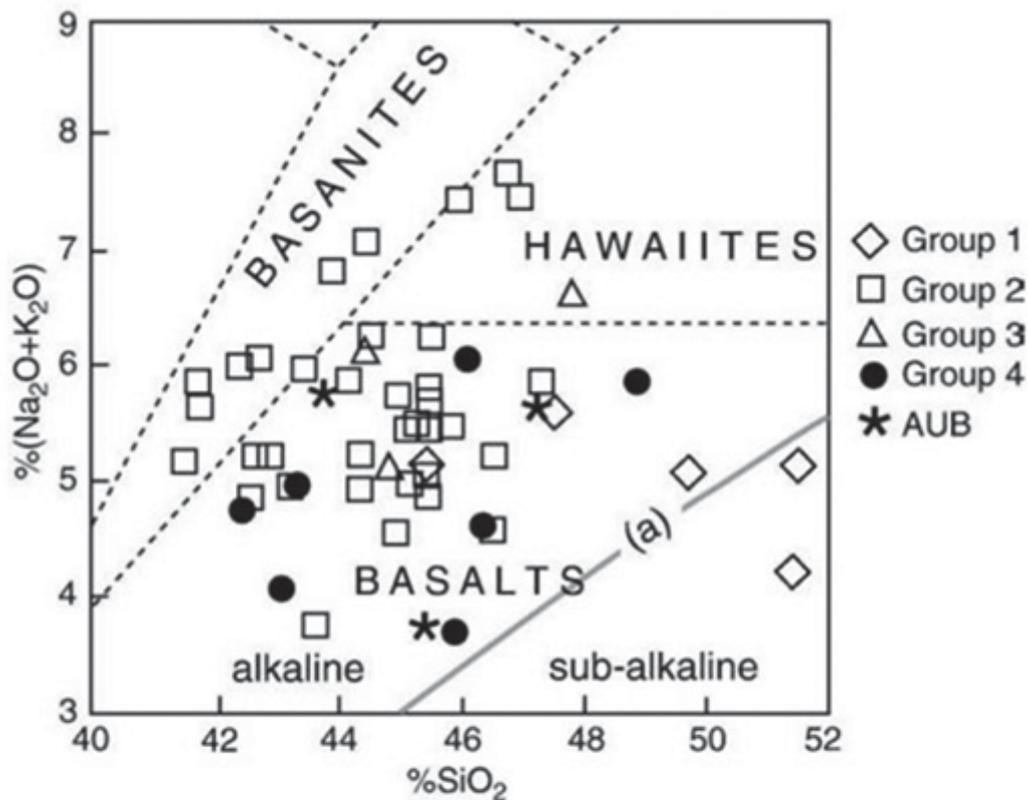
Couplée, au MEB pour visualiser la zone à étudier avant analyse, la microsonde de Castaing bombarde aussi sa cible d'électrons provoquant l'émission de rayons X. Le spectre produit, mesuré par des spectromètres, sert à identifier tous les éléments en grandes concentrations et leurs proportions en masse : Si, Al, Ca, Fe, Mg, K, Na, Ti, ...

Pour accéder à l'analyse d'éléments à l'état de trace, (jusqu'à une partie par milliard) on utilise la spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif, ou ICP-MS. Ce type de spectromètre sophistiqué est adapté à la recherche des terres rares.

Les terres rares regroupent 17 métaux : 15 Lanthanides : (Lanthane, Cérium, Praséodyme, Néodyme, Prométhium, Samarium, Europium, Gadolinium, Terbium, Dysprosium, Holmium, Erbium, Thulium, Ytterbium et Lutecium) ainsi que l'Yttrium et le Scandium. Ces éléments existent en relativement faible concentration dans les roches terrestres, mais on les trouve plus concentrés dans les magmas alcalins.

Appliqué aux basaltes alcalins de la vallée de l'Hérault, la méthode ICP-MS permet d'établir une signature chimique de chaque volcan, de souligner toutes les variations de paramètres et d'en déduire les conséquences sur l'histoire des magmas, avec aussi l'aide des variations isotopiques de quelques éléments, Pb, Sr, Rb ...

À titre d'exemple, voici quelques résultats graphiques permettant de comparer la composition des basaltes languedociens et du manteau à d'autres régions volcaniques, d'après J.M. Dautria et al.<sup>3</sup>.



**Fig. 2.**  $\%(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$  vs  $\%\text{SiO}_2$  diagram for the Languedoc lavas. Boundaries are from Cox et al. (1979). Four groups of samples have been defined according to their age (see Table 2): Group 1 <0.8 Ma; Group 2 1.2–2.3 Ma; Group 3 5–7.5 Ma; Group 4 13–161 Ma; AUB: Aubrac. (a): line separating alkaline and subalkaline domains is from Irvine and Baragar (1971). Anhydrous recalculated values.

<sup>3</sup> 160 Ma of sporadic basaltic activity on the Languedoc volcanic line (Southern France): A peculiar case of lithosphere–asthenosphere interplay

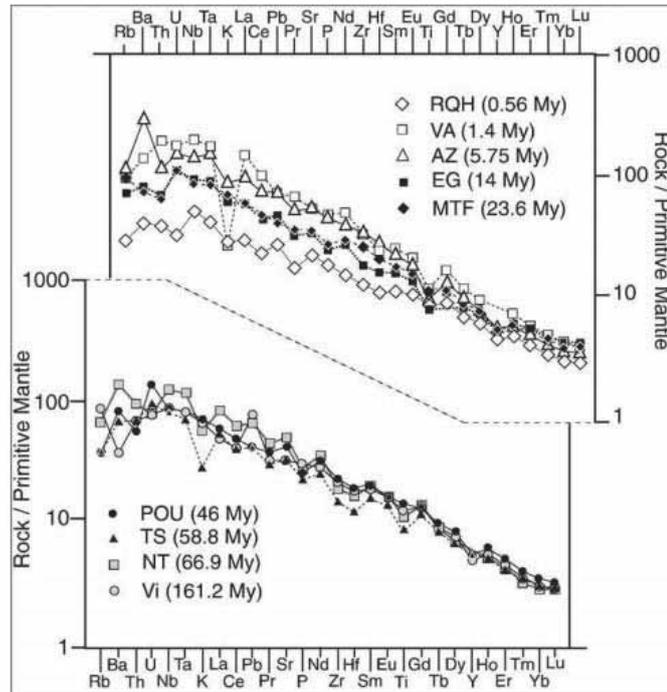


Fig. 4. Extended trace-element patterns of selected Languedoc lavas. The normalizing values of Primitive Mantle (*N*) and incompatibility sequence are from Sun and McDonough (1989). For samples location, see Fig. 1, RM1 and Table 2.

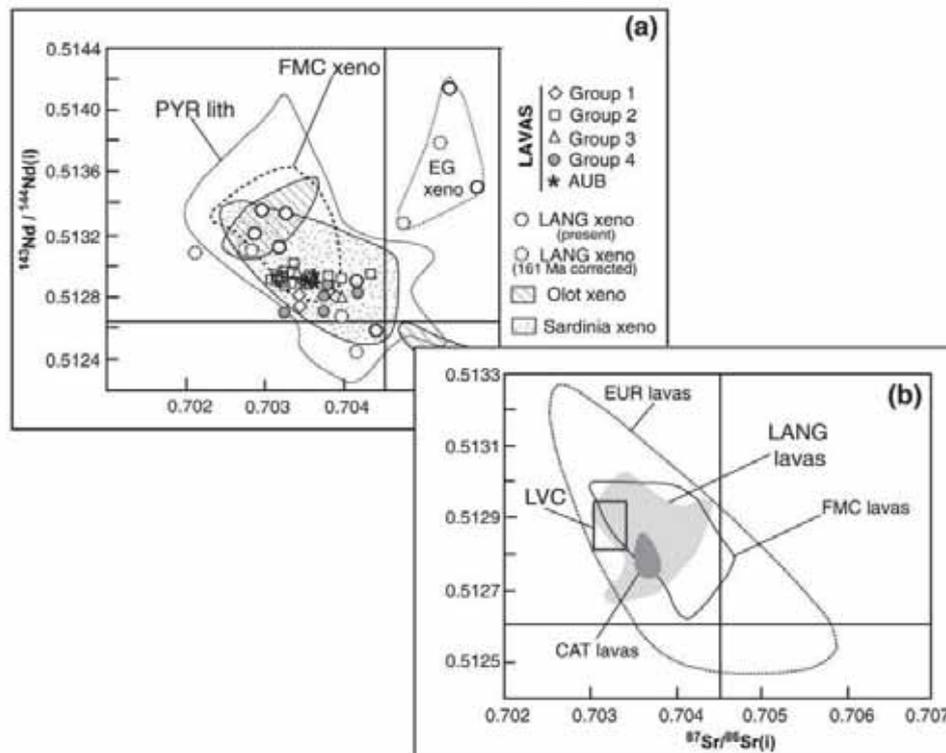


Fig. 5. (a, b):  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(i)$  versus  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$  for Languedoc peridotitic xenoliths and host lavas. Lavas groups (1 to 4) are those defined in Table 2; AUB: Aubrac district; EG: Eglazines spinel-garnet peridotite; PYR Lith: Pyrenean Lithosphere (Mukasa et al., 1991); FMC xeno: French Massif Central peridotite xenoliths (for references, see text); Olot xeno (stippled area): peridotite xenoliths from Olot (Iberian plate, NE Spain; Bianchini et al., 2007); Sardinia xeno (dotted area): Peridotite xenoliths from Sardinia (Beccaliva et al., 2001); EUR Lavas: field of European lavas from Piromallo et al. (2008); FMC lavas: lavas of the French Massif Central (for references, see text); CAT lavas: Catalunya lavas (including Olot) from Cebria et al. (2000); LVC: Low Velocity Component from Hoernle et al. (1995). Sr and Nd isotopic compositions of the analyzed xenoliths have been reported both uncorrected and corrected for in situ decay at 161 Ma (age of the oldest lava).

On s'écarte certes ici de la géologie de terrain, mais cette science a toujours été un aller-retour entre le terrain et le laboratoire.

Michel Raulet

## Table des matières

Éditorial.....	2
COMPTES RENDUS DE NOS ACTIVITÉS .....	3
Un exemple de transport du charbon par plans inclinés dans les exploitations houillères du bassin de La Grand-Combe.....	3
Les gravures rupestres du hameau de Florac .....	14
Calcaires et roches carbonatées du Cambrien de la région viganaise.....	16
La grotte Cosquer.....	34
I-Synthèse rapide sur de la grotte et de l'histoire de sa découverte.....	34
II-Navigation géologique entre Marseille et Cassis.....	36
Volcanisme de la basse vallée de l'Hérault.....	48
Le volcanisme du Cap d'Agde.....	54
Annexe 1 – Composition des basaltes :.....	57
Annexe 2 : Les outils modernes de la géochimie .....	57

---

### L'Association Géologique d'Alès et de sa Région (A.G.A.R.)

L'AGAR est une association scientifique, qui s'est fixée comme objectifs, l'étude géologique de la région, la diffusion de la culture géologique, la participation à la sauvegarde et la protection du patrimoine géologique régional.

L'AGAR organise diverses activités : Sorties géologiques, réunions sur des thèmes géologiques ; manifestations de vulgarisation scientifique ; aide à l'enseignement et à la diffusion de la géologie ; réalisation de documents géologiques ; inventaire des sites à caractères pédagogiques.

Important :

L'AGAR n'est pas une association de chercheurs de minéraux et fossiles.

Nous rappelons que les membres de notre association limitent les récoltes d'échantillons à la constitution ou l'enrichissement de collections publiques ou privées en procédant à des échanges normaux et sans trucages.

Ils ne sauraient participer à l'organisation d'aucune forme de commercialisation d'échantillons. Sur le terrain, ils pratiquent des prélèvements raisonnables qui n'épuisent pas le gîte et ne gênent pas les observations ultérieures.

Le non-respect de ces dispositions constitue un motif d'exclusion de l'association.

#### Cotisation annuelle

Individuel : 25 €      Couple : 31 €      Étudiants : 16 €

**BULLETIN d'adhésion à l'AGAR** à recopier et à retourner à :

AGAR : 6, av. de Clavières — 30319 — Alès cedex ou par mail à [contact@geolales.net](mailto:contact@geolales.net)

Nom : ..... Prénom : .....

Adresse : .....

Code postal : ..... Ville : .....

Tél. : ..... e-mail : .....

---

Association Géologique d'Alès et de sa Région : 6, avenue de Clavières, 30319 Alès cedex  
Siret 495 342 925 00015

<http://www.geolales.net> — [contact@geolales.net](mailto:contact@geolales.net)

Directeur de publication : Jean-Pierre Rolley — Comité de rédaction : JP Bouvier et JP Rolley

---

Imprimé par : Veoprint • Tour Ellipse • La Défense • 41 avenue Gambetta • 92400 Courbevoie.  
Novembre 2024