

# ASNAT (*Les Amis des Sciences de la Nature*)

Sortie géologique : l'Ordovicien inférieur dans les environs  
de St-Chinian (versant Sud de la Montagne Noire).

Samedi 17 mai 2008.

Responsable : N. TORMO de la SESNB

email : nicolas2.tormo@laposte.net <http://nicolas.tormo.free.fr/>

En complément de la sortie de 2007 sur le Cambrien, nous vous proposons de découvrir les différentes formations de l'Ordovicien inférieur dans les environs de St-Chinian et Roquebrun. Au passage, nous observerons quelques exemples locaux de tectonique, avant d'entreprendre une reconstitution paléogéographique du contact Ordovicien/Dévonien. L'ensemble Cambrien/Ordovicien inférieur correspond au premier grand cycle sédimentaire du Paléozoïque régional. Nous concluons la sortie par la visite du GSSP du Famménien à Coumiac (Dévonien supérieur).

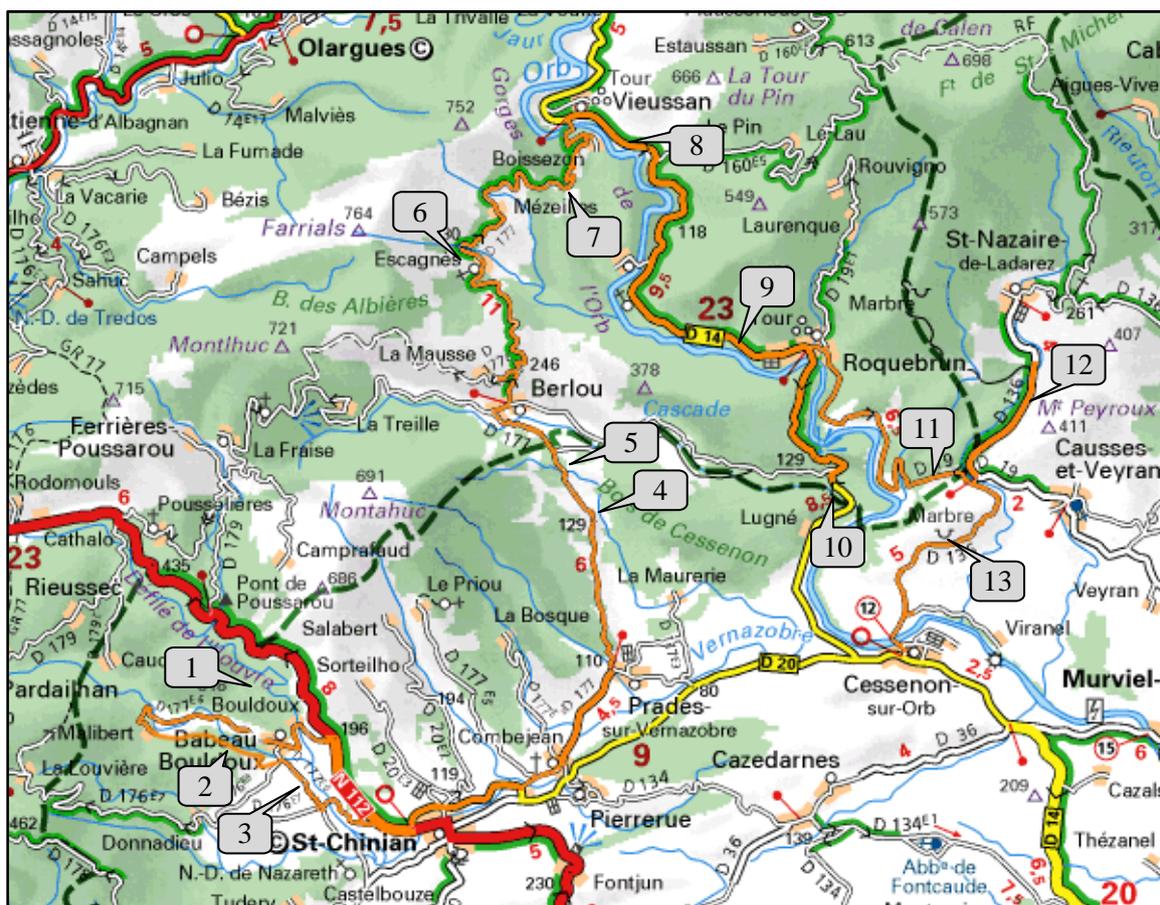


Fig. 1 – Itinéraire de la sortie en orange (carte Michelin).

— 1 km

## ⌘ Introduction ⌘

Vous voudrez bien vous rapporter à la notice de la sortie de mai 2007 en ce qui concerne les généralités sur la Montagne Noire et son versant sud. En voici un résumé.

La Montagne Noire est un maillon de la chaîne hercynienne (érigée ~ - 300 Ma). Elle est constituée d'un dôme de terrains métamorphiques (Zone axiale) cerné de nappes de charriage (versants N et S). Dans le versant S, les nappes ont été reversées et constituent un ensemble très complexe. Dans l'ordre d'empilement, les deux nappes supérieures sont les nappes du Mont-Peyroux puis de Pardailhan.

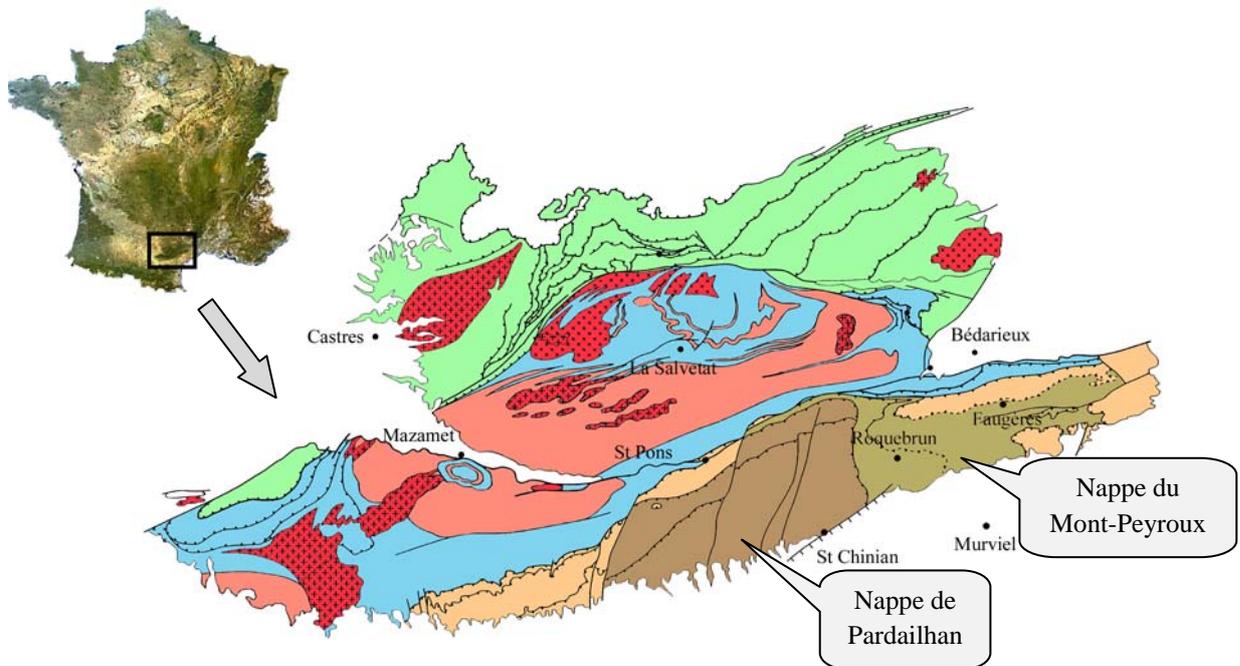


Fig. 2 – Carte géologique générale de la Montagne Noire.

## ⌘ Rappels sur le Cambrien, sortie de 2007 ⌘

Le Cambrien débute par une série clastique épaisse à affinité deltaïque (schistes et grès de la Formation de Marcory). Il y a passage difficile vers une sédimentation carbonatée par une série d'alternances (grès et calcaires de la Formation de Pardailhan). Une plateforme carbonatée s'établit (dolomies de la Formation de Lastours, calcaires de la Formation du Pont de Poussarou) puis s'effondre et s'ennoie (schistes des Formations de la Tanque et de Coulouma).

Un événement régressif ramène à une sédimentation proximale (quartzites de la Formation de Ferrals). La Formation de La Gardie qui vient ensuite est diversement interprétée en termes de milieux (travaux en cours, Álvaro et al. 2003).

Nous avons mené nos observations dans l'unité de Ferrals-Malviès : Cambrien inférieur à St Etienne d'Albagnan, puis Cambrien moyen à Mézouilhac. Le Cambrien supérieur n'apparaît pas dans cette unité, nous l'observerons en tout début de sortie aujourd'hui afin de compléter la stratigraphie du Cambrien.

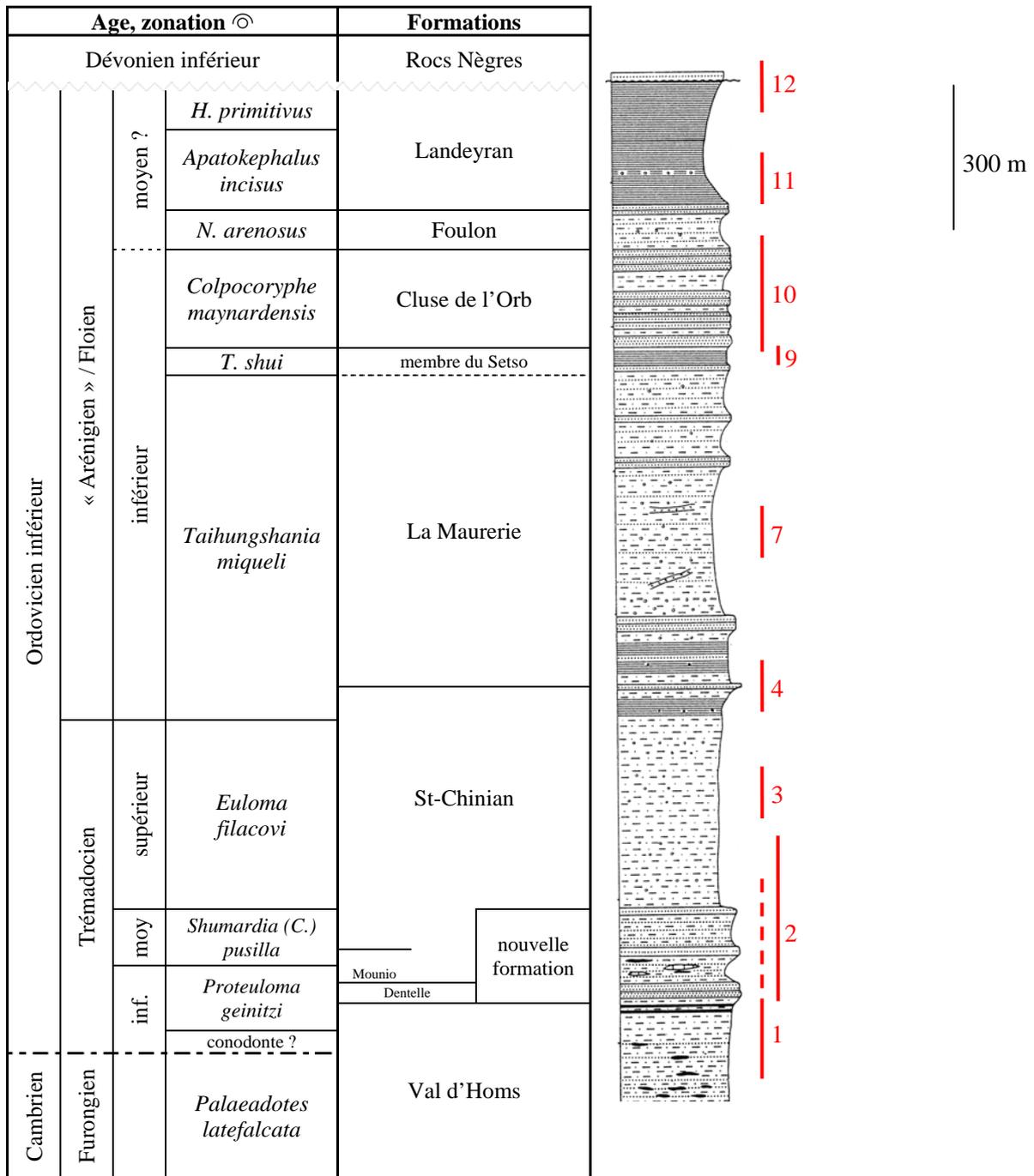


Fig. 3 – Zonation (âge), formations, colonne stratigraphique synthétique de l’Ordovicien inférieur (modifié d’après Courtessole et al. 1983, Vizcaïno et Álvaro 2003) et position des arrêts.

## ☪ L’Ordovicien ☪

L’Ordovicien est le deuxième système du Paléozoïque. Il s’étend de - 488 à - 444 Ma. Seul l’Ordovicien inférieur est largement représenté en Montagne Noire. L’Ordovicien moyen est vraisemblablement présent sous forme de volcanites. L’Ordovicien supérieur est géographiquement très limité dans les environs de Gabian (le Glauzy).

L’étude de la base du Paléozoïque commença au début du 19<sup>ème</sup> siècle au Pays de Galles. Sedgwick commença par le bas et définit le Cambrien, tandis que Murchinson commença par le haut et définit le Silurien. Les choses se compliquèrent lorsque les deux se rejoignirent. Une querelle devait définitivement fâcher ces

auteurs quand aux couches de jonction. Pour résoudre ce problème, Lapworth introduit le terme d'Ordovicien en 1879 pour ces couches. Ce mot vient du nom d'une tribu celte du Pays de Galles, les Ordovices.

En Montagne Noire, les premiers fossiles ordoviciens ont été trouvés par Fournet et Graff en 1849, près de Cabrières. D'ailleurs pendant 40 ans les recherches vont se concentrer dans ce secteur, extrêmement perturbé par la tectonique. Entre-temps, en 1880, Tromelin découvre des brachiopodes dans les grès au sud de Roquebrun, ce qui lui permet de reconnaître la formation des « Grès armoricains » très typiques de l'Arénigien breton. Les premiers fossiles autour de St-Chinian ont été décrits par Bergeron en 1888. L'étude de cet Ordovicien est donc relativement récente.

La première étude approfondie date de Thoral, 1935. Une deuxième vague d'étude, menée dans les années 1980 par Courtessole, a grandement défriché des formations très épaisses et parfois confuses. L'Ordovicien inférieur est maintenant bien connu, tant dans ses formations que dans ses faunes, mais des études sont encore nécessaires.



## Itinéraire.

- Arrêt 1. le Cambrien supérieur (Furongien), et la base de l'Ordovicien (Formation de la Dentelle).
- Arrêt 2. une nouvelle formation à la base de l'Ordovicien.
- Arrêt 3. la Formation de St-Chinian, et ses nodules fossilifères.
- Arrêt 4. transition entre les Formations de St-Chinian et de la Maurerie.
- Arrêt 5. belvédère de Berlou, structuration des nappes
- Arrêt 6. contact entre les nappes de Pardailhan et du Mont-Peyroux, lanière de Dévonien.
- Arrêt 7. Formation de la Maurerie, discordance du Dévonien sur l'Ordovicien.
- Arrêt 8. un exemple classique de tectonique, schistosité de plan axial.
- Arrêt 9. discordance du Dévonien sur l'Ordovicien.
- Arrêt 10. la Formation de la Cluse de l'Orb.
- Arrêt 11. panorama de la vallée du Landeyran. Partie inférieure de la Formation du Landeyran.
- Arrêt 12. partie supérieure de la Formation du Landeyran, ses fossiles. Contact avec le Dévonien.
- Arrêt 13. carrière de Coumiac, GSSP du passage du Frasnien au Famménien (Dévonien supérieur).

*Prendre la N112/D612 par St-Pons jusqu'à St-Chinian. Au rond-point d'entrée du village, prendre à gauche pour rejoindre le parking du supermarché. RDV pour 9h30.*

*Reprendre la D612 en direction de St-Pons. Après la portion à quatre voies, tourner à gauche en direction de Babeau-Bouldoux. Passer Bouldoux et entrer dans Babeau. Tourner à droite (ruelle montante) puis à gauche (direction Malibert). Prendre tout de suite à droite une piste forestière montante rectiligne. Suivre et se garer au premier virage (parking large). Poursuivre à droite à pied par la piste jusqu'au col au nord de l'antenne).*



**Arrêt 1** : schistes et grès de la Formation du Val d'Homs, ancienne Formation de la Dentelle.

**UTM 31T 492.020 / 4810.560 à 492.280 / 4809.800**

Après la Formation de La Gardie (Cambrien moyen terminal, sortie de 2007 à Mézouilhac) et ses divers termes, une épaisse formation (jusqu'à 300m) de schistes bleus/verts fait suite. L'élément caractéristique de la Formation du Val d'Homs est la présence de lentilles et bancs calcaires. Très souvent des grès

s'intercalent : ils contiennent des lits terreux en « gaufres » et des passées décalcifiées en « syporex » (ces deux termes n'ont aucune valeur scientifique, ils sont justes triviaux).

La faune est assez riche à la base (☉ trilobites, ★ échinodermes, ➤ brachiopodes, ⋈ conodontes ...) et indique un âge clairement Furongien (anciennement Cambrien supérieur, Vizcaïno et al. 2001). Nous observons ici la partie terminale de la formation, le pendage est inversé comme très classiquement dans cette région. La faune est réduite (☉ *Onchonotellus monspelliensis*, ★ *Cambrocrinus* sp.).

Redescendre vers le parking. En 492.320/4810.360 on croise un horizon de schistes rouges. Il contient la première faune clairement trémadocienne, caractérisée par ☉ *Proteuloma geinitzi*, ce qui la met en corrélation directe avec les faunes de Bavière (Sdzuy 1955) et Bohême (Barrande 1868).

Des faunes équivalentes sont connues ailleurs (« der *Euloma-Niobe* Fauna » de Broëger en Baltique, mais aussi au Kazakhstan, en Chine) et correspondent au Trémadocien inférieur. Officiellement, la base du Trémadocien



est cependant définie par un conodonte (*Iapetognathus fluctivagus*, voir 🌐 <http://stratigraphy.org/camord.htm>) L'étude des conodontes ordoviciens commence à peine en Montagne Noire (Serpagli et al. 2007).

Immédiatement au-dessus des niveaux rouges se trouve une barre de quartzite connue sous le nom de « La Dentelle » (Boyer et Guiraud 1964), à cause de son découpage géomorphologique en blocs. Avec les niveaux rouges sous-jacents, il s'agit d'un repère stratigraphique important, on le retrouve dans quasiment toute la Montagne Noire. Elle recouvre indistinctement tous les terrains précédents, à différents niveaux de dépôts et/ou érosion selon l'unité de la nappe. Il convient d'y voir une uniformisation des conditions de sédimentation, à une très large échelle, puisqu'elle couvre tout le versant Sud (Boyer et Guiraud 1965, Courtessole 1973), le versant Nord (Rolet 1973, Cohen et Tormo 2006), et jusqu'aux nappes de l'Albigeois (Arifat par exemple, Burg et Guérangé-Lozes 1990). La Dentelle représente donc un évènement sédimentaire important, interprété comme régressif.

La Dentelle est reconnue jusqu'à présent comme une formation, les terrains qui suivent sont supposés indifférenciés et sont regroupés dans la Formation de St-Chinian (Vizcaïno et al. 2001).

Or, nos recherches ont montré que plusieurs barres de quartzites sont présentes et entrecoupées par des schistes sombres. La suite de la coupe montre une 2<sup>ème</sup> barre (492.360/ 4810.230), puis des schistes (parking 492.360/4810.100) où on peut trouver de rares brachiopodes linguliformes. Continuer la descente, on passe une 3<sup>ème</sup> barre (492.390/4810) que l'on retrouve derrière la ligne de crête (492.270/ 4809.930), et même une 4<sup>ème</sup> barre (492.270/4809.820). Nous allons observer cette succession de barres sur une coupe plus claire près de Malibert.



Revenir au parking puis à Babeau. Tourner à droite et suivre la route jusqu'à Malibert. On croise plusieurs des barres décrites précédemment. Au hameau, prendre la piste forestière horizontale qui part en face à gauche. Poursuivre.



**Arrêt 2** : schistes et quartzites d'une nouvelle formation.

UTM 31T 491.100 / 4809.550 à 491.670 / 4809.340

Sur cette piste, on peut observer une succession de barres de quartzites, analogues à la Dentelle, et de schistes sombres. De part l'étude des fossiles, la coupe commence à la barre 2 et continue jusqu'à la barre 4 (dédoublée ici d'ailleurs).

Dans la littérature, tout cet ensemble constitue la base de la Formation de St-Chinian. Une étude à paraître (Cohen et Tormo 2008) propose d'individualiser cet ensemble comme une nouvelle formation. Un tel travail a déjà été fait pour le versant Nord de la Montagne Noire où on retrouve une succession analogue (Formation de Cabot,

Cohen et Tormo 2006). La barre de la Dentelle, considérée auparavant comme une formation, deviendrait le membre basal cette nouvelle formation. La nouvelle formation représenterait une succession d'événements régressifs (barres) et transgressifs (schistes). Des tels événements sont connus dans le Trémadocien balte.



La faune est très variée, mais très localisée, et constituée de brachiopodes, trilobites, échinodermes, gastéropodes, ostracodes et indéterminés. Elle correspond au Trémadocien moyen, zone à ☉ *Shumardia (Conophrys) pusilla*.

Au-delà de la barre 3 (ici exceptionnellement barre 4), on trouve un ensemble de schistes indifférenciés, passant progressivement aux schistes classiques de la Formation de St-Chinian. Cette tranche de terrain de plus de 200 m ne fournit qu'une faune très rare, nous la surnommons « terra incognita » ce qui en dit long sur notre désarroi ...

*Poursuivre la piste forestière qui fait quelques virages avant de rejoindre les maisons de Babeau. De retour sur la route, poursuivre tout droit. Après 500m, se garer près d'un bosquet, au milieu des vignes.*



**Arrêt 3** : schistes et grès de la Formation de St-Chinian.

UTM 31T 491.100 / 4809.550 à 491.670 à 4809.340

Faire le tour du bosquet dans le sens inverse des aiguilles d'une montre. Vers le Nord, le panorama permet une interprétation géomorphologique.



Les crêtes au nord sont dans les quartzites de la Formation de Ferrals (Cambrien moyen). Les monticules sur les arêtes qui descendent sont créés par les barres de quartzites de la nouvelle formation. Entre les deux, les formations de La Gardie et du Val d'Homs (Cambrien moyen et supérieur), plus tendres, créent des cols. Enfin, devant nous s'étend le vignoble de Babeau.

Nous sommes au cœur de la Formation de St-Chinian, constituée par des schistes bariolés et des grès sur plus de 500m d'épaisseur vraisemblable. Cette formation referme de nombreux nodules siliceux, dont la faune a fait la renommée de St-Chinian depuis le 19<sup>ème</sup> siècle. Elle représente un ennoisement progressif et durable du bassin. Une certaine subsidence n'est pas à exclure étant donnée la forte épaisseur pour un temps restreint.



Vers le Sud, la formation s'étale largement, sans qu'il soit possible d'établir de stratigraphie. Les termes ultimes sont représentés par des schistes noirs, sous la croix de Tudéry, avant d'être recouverts par le Mésozoïque.

La faune, très riche, indique un âge Trémadocien supérieur, avec une seule zone à ☉ *Euloma filacovi*. Les fossiles les plus communs sont : ☉ *Euloma filacovi*, *Symphysurus angustatus*, *Asaphelina barroisi*. Des faunes équivalentes sont connues en Baltique (« der Ceratopygenkalkfauna », faune des calcaires à *Ceratopyge*). Des travaux en cours tendent à distinguer des assemblages fauniques, une révision est en préparation (Kundura, com. pers). Le reste de la faune contient aussi des échinodermes, gastéropodes, brachiopodes, bivalves, céphalopodes, hyolithes, machéridiens, conulaires.

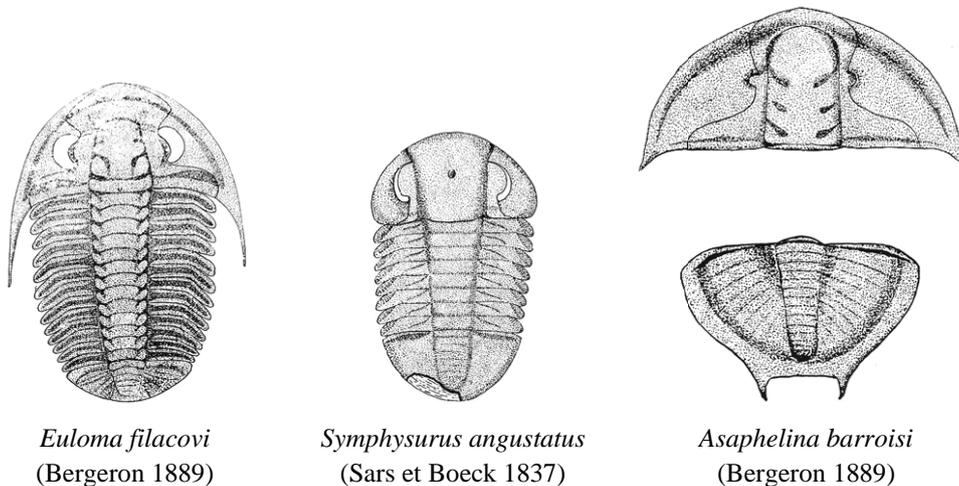


Fig. 4 – fossiles communs du Trémadocien supérieur. Nous verrons quelques exemples au caveau de Berlou.

Au carrefour, prendre à gauche direction St-Chinian et rejoindre la D612. A l'entrée, prendre la déviation à gauche pour éviter le village. Après 1,5 km, prendre à gauche la D177. Traverser Combejean. A l'entrée de Prades, poursuivre tout de suite à gauche la D177. S'arrêter dans une sorte de tranchée qui fait col 2,5 km après Prades.



**Arrêt 4 : passage de la Formation de St-Chinian à la Formation de la Maurerie.  
UTM 31T 498.330 / 4812.780**

Nous avons quitté la nappe de Pardailhan pour entrer dans la nappe du Mont-Peyroux. Sur la gauche, partie terminale de la Formation de St-Chinian : schistes sombres et horizons de grès. Sur la droite, base de la Formation de la Maurerie. C'est une épaisse série de schistes en lits très fins, avec localement des horizons gréseux. On y trouve des traces de bioturbation (voir <http://www.es.ucl.ac.uk/undergrad/fieldwork/image/fieldtrips/TraceFossils/ichno.htm> ). Dans les parties médiane et supérieure, on rencontre parfois quelques nodules fossilifères et des termes volcaniques incrustés (Bois de Cessenon). Nous observerons mieux la formation à l'arrêt 7.



*Continuer la route vers Berlou sur 1,5 km jusqu'à un nouveau col. Prendre le sentier qui monte au belvédère (quelques min de marche).*



**Arrêt 5 : Panorama de Berlou.  
UTM 31T 498.010 / 4814.410**

Le belvédère permet un très beau panorama de la vallée de l'Orb. Des panneaux explicatifs décrivent la faune, la flore et le type de paysage. Profitons-en pour faire un point sur l'agencement tectonique du secteur. Description du panorama, depuis le nord, dans le sens des aiguilles.

- Au N, la Zone axiale, massif du Caroux.
- Au NE, la colline de Calisso, constituée par un lambeau de la nappe à l'endroit.
- A l'E, les Monts de Faugères (Dévonien à Carbonifère inférieur).
- Au S, les nappes mésozoïques du chaînon de St-Chinian.
- Tout le flanc W est constitué à sa base par la nappe du Mont-Peyroux, puis par la nappe de Pardailhan.

Les terrains à l'W sont structurés en deux nappes. A la base (où nous sommes), la nappe du Mont-Peyroux, en série inverse : le Dévonien et le Viséen sont sous l'Ordovicien. Par-dessus, la nappe de Pardailhan, constituée de terrains cambrien et ordovicien. A sa base, il y a une « semelle » de calcaires dévoniens que nous allons voir au prochain arrêt.

*Poursuivre la route jusqu'à Berlou. Se garer peu après le pont et revenir vers le caveau où une petite distraction nous attend. La richesse du vignoble de Berloup (AOC St-Chinian, <http://www.berloup.com/> ) repose sur la nature schisto-gréseuse du terrain (Formations de St-Chinian et de la Maurerie).*

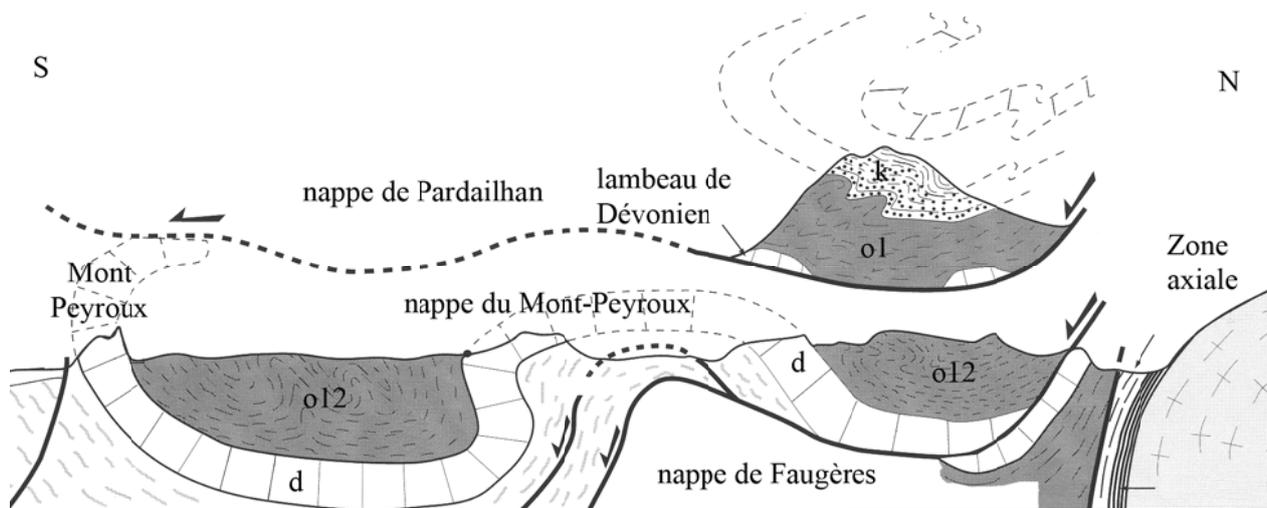


Fig. 5 – coupe simplifiée de la vallée de l'Orb par Roquebrun (d'après Bousquet).

Continuer la route, passer Escagnès. Se garer peu après au pied d'une falaise (conteneurs de recyclage).



**Arrêt 6** : contact à la base de la nappe de Pardailhan à Escagnès.  
UTM 31T 496.110 / 4818.150

Le terme le plus élevé de la nappe de Pardailhan est le Dévonien inférieur. De part sa position à l'envers, il se retrouve comme semelle de la nappe.

Ce dévonien affleure bien sur le pourtour NE de la nappe (Olargues), puis se rétrécit sur le pourtour E. De Courbou à Berlou, la base de la nappe de Pardailhan se manifeste par des lambeaux de calcaires dévoniens (structure dite « en queue de cochon »). C'est un de ces lambeaux que nous pouvons observer ici. On peut y apercevoir des fossiles de brachiopodes et de crinoïdes.

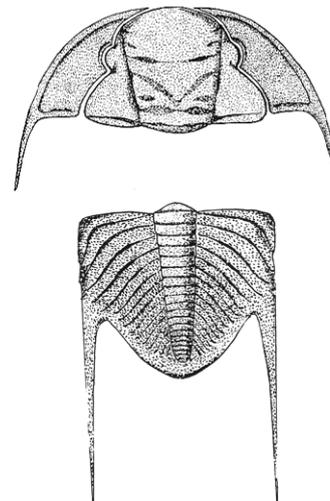


**Arrêt 7** : Formation de la Maurerie, discordance du Dévonien sur l'Ordovicien dans la nappe du Mont-Peyroux. UTM 31T 497.880 / 4819.380

Reprendre la route. Passer Mézeilles et se garer au col du Bac.

Revenir sur ses pas sur 250m. Sur le bord de la route, on peut apercevoir les schistes de la Formation de la Maurerie. La faune indique un âge Arénigien inférieur, zone à ☉ Taihungshania miqueli. Cet étage n'est toutefois plus valide puisque les étages de l'Ordovicien viennent d'être redéfinis. Nous n'avons pas encore établi de correspondance. L'étage officiel est le Floien.

☉ Taihungshania est un genre chinois. Depuis le Cambrien moyen terminal, des faunes à affinité orientale (Turquie, Iran, Chine, Australie) viennent régulièrement envahir les lieux. Le reste de la faune est très riche, constitué par



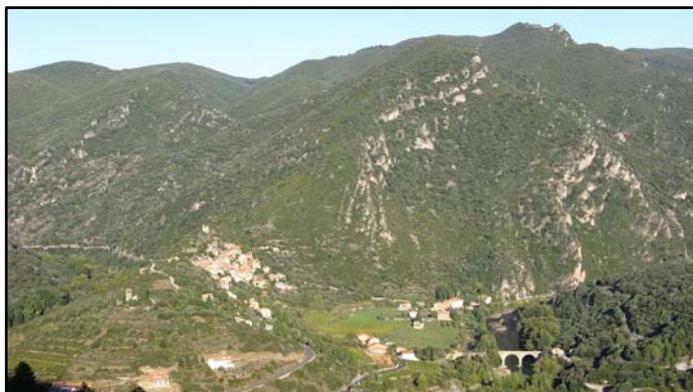
des trilobites, graptolites, échinodermes, gastéropodes, hyolithes, céphalopodes, conocardioides, monoplacophores et bivalves.

*Revenir au parking et poursuivre la route à pied jusqu'au virage en épingle.*



Au virage en épingle, on peut apercevoir le contact entre l'Ordovicien inférieur (à droite) et le Dévonien inférieur (à gauche). Entre les deux, quelques mètres de terrains froissés (en orange). Il manque une tranche de terrains (Ordovicien moyen et Silurien), on parle de discordance. Ce manque résulte d'une non-sédimentation ou d'une érosion. Remarquer de plus une différence de pendage entre les deux termes, ce qui signifie que l'Ordovicien a été basculé avant le dépôt du Dévonien. Nous allons observer plusieurs autres contacts dans les prochains arrêts, ce qui nous permettra une reconstitution paléogéographique.

En observant au NE vers Vieussan, on voit les bancs calcaires du Dévonien. Il s'agit de la retombée nord de l'antiforme de Vieussan. Attention toutefois, la stratigraphie est inverse puis que l'Ordovicien se trouve sur le Dévonien. Voilà pourquoi on dit antiforme et non anticlinal.



*Poursuivre. A Vieussan, tourner à droite et continuer sur 1 km. Se garer au Moulin de Graïs.*

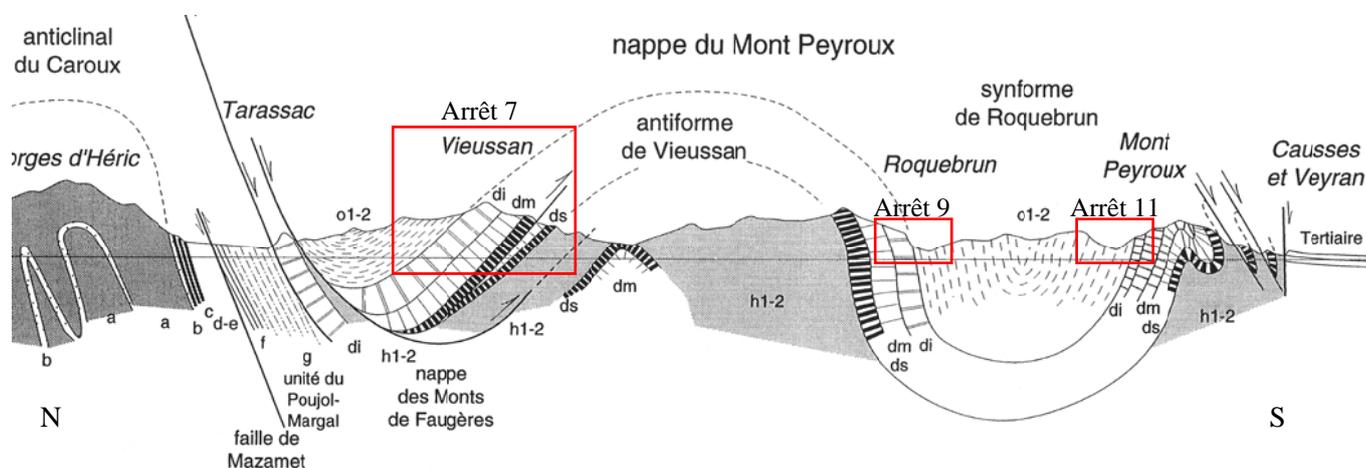


Fig. 6 – Coupe de la vallée de l'Orb passant par Vieussan et Roquebrun (d'après Demange). Positions des diverses observations en vue de reconstituer les plissements (arrêts 7, 9 et 11).



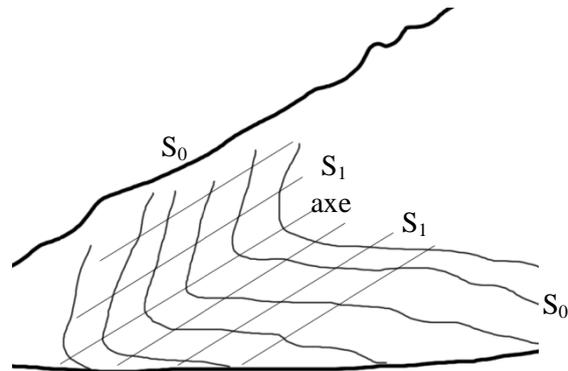
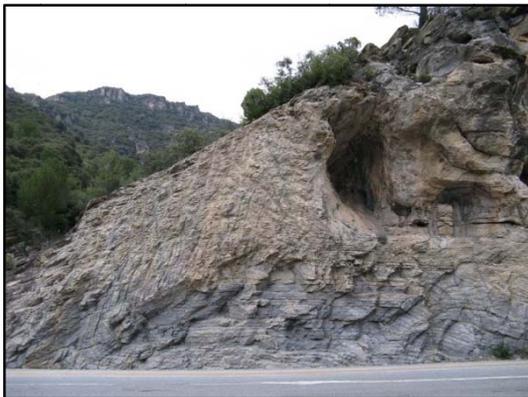
**Arrêt 8 : un exemple de schistosité au Moulin de Grais.  
UTM 31T 499.090 / 4820.160**

Nous allons faire une parenthèse pour observer un exemple classique de tectonique. Nous sommes au cœur de l'antiforme de Vieussan, dans des terrains du Dévonien supérieur. Un plissement local d'échelle décimétrique montre un bel exemple de schistosité de plan axial. La roche montre facilement sa stratification  $S_0$  et le pli. Cependant une deuxième découpe inclinée à  $45^\circ$  est visible. A quoi correspond-elle ?

Lorsqu'une roche se plie, il y a réorganisation intime des cristaux, ce qui entraîne l'apparition d'une deuxième découpe, appelée schistosité  $S_1$ . En première approximation, cette schistosité est parallèle à l'axe du pli, en général légèrement divergente. Ici nous avons une illustration parfaite du parallélisme à l'axe du pli.

Sur le terrain, l'étude de l'angle entre la stratification  $S_0$  et la schistosité  $S_1$  permet de se positionner dans un grand pli d'échelle hectométrique ou kilométrique, pour savoir, par exemple, si on se trouve dans le flanc normal ou inverse du pli.

*Reprendre la route en direction de Roquebrun. Passer Ceps, se garer dans la grande ligne droite, en bordure de l'Orb, peu avant Roquebrun.*



**Arrêt 9 : discordance du Dévonien sur l'Ordovicien dans la nappe du Mont-Peyroux.  
UTM 31T 500.900 / 4816.520**

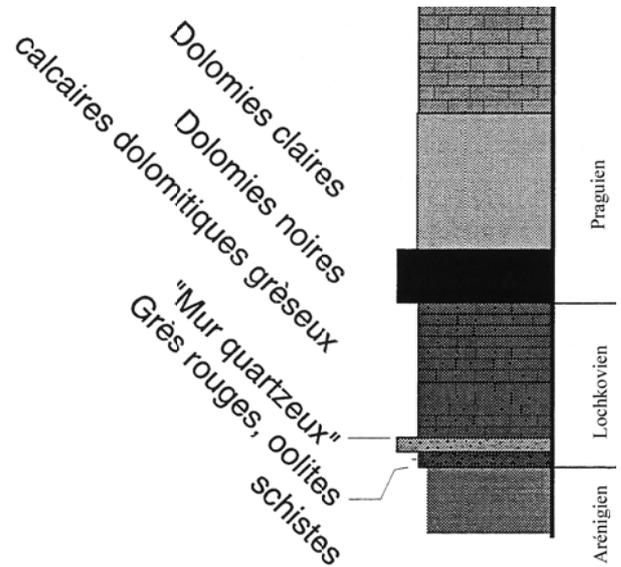


Observons la coupe sur la route, de gauche à droite. On aperçoit au loin les dolomies claires, puis devant les dolomies noires du Praguien. Sur la droite, sont les dolomies gréseuses claires du Lochkovien.

Cette succession est le Dévonien inférieur, le pendage indique qu'il est renversé. Nous sommes dans la retombée sud de l'antiforme de Vieussan, qui passe à la synforme de Roquebrun (voir fig. 6). Plus à droite, on peut observer les quartzites de base du Dévonien (le « mur quartzeux » de Miquel, arrêt 12), puis des termes rougeâtres. Tout à droite, on retrouve l'Ordovicien : ce sont les schistes de Setso, dernier terme de la Formation de la Maurerie.

Fig. 7 – base du Dévonien, d'après Demange

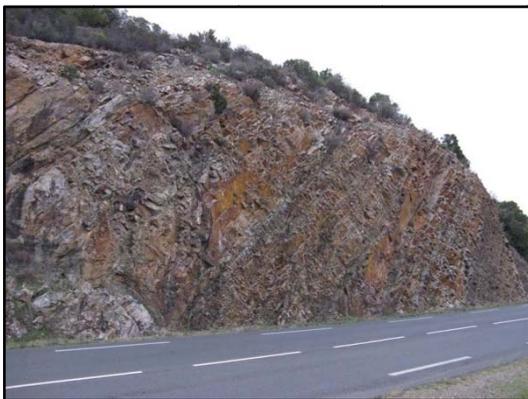
A Roquebrun, tourner à droite par la D14 en direction Cessenon et passer l'Orb. Passer le col de la Vernède et le grand virage. On passe devant la coupe à étudier. Prendre le parking à gauche (attention pour traverser).



**Arrêt 10 : Formations de la cluse de l'Orb et du Foulon.**

**UTM 31T 502.640 / 4814.050 à 502.840 / 4813.770**

Après la Formation de la Maurerie et ses schistes noirs terminaux (membre de Setso) affleure une épaisse formation de barres quartziques et de schistes sombres. Cette formation impose une cluse dans le lit de l'Orb, d'où son nom. Le type de la formation est pris sur la D14 peu après Lugné. La coupe s'appelle « coupe du Rieuberlou » du nom du ruisseau.



2<sup>ème</sup> barre de quartzite partie terminale

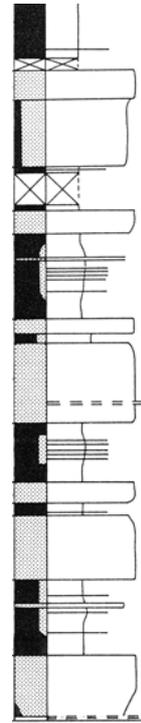
La formation se caractérise par un régime d'alternances décamétriques de grandes barres quartzitiques et de schistes sombres. Dans le détail toutefois, les choses sont plus compliquées, et une stratigraphie très fine est possible.

Plusieurs études sédimentologiques ont été menées ici (Eschard 1984, 1985, Noffke et Nitsch 1994) qui ont interprété la formation diversement, mais de façon proche toutefois. Un certain nombre de points communs peuvent être discernés.

- Les barres quartzitiques sont en fait des lentilles d'échelle hectométrique. Elles résultent du dépôt et du déplacement de grands bancs de sable lors d'épisodes de tempêtes sur une plateforme.
- Les périodes plus calmes permettent un dépôt de schistes sombres.

La transition depuis la Formation de la Maurerie suppose une diminution drastique de la bathymétrie, et donc un changement de la faune. Les barres quartzitiques contiennent des lingules le plus souvent en débris, ce qui témoigne de condition de haute énergie (tempêtes). La plus commune est ➤ *Ectonoglossa lesueuri* (Roualt 1850), une espèce initialement décrite en Bretagne, et découverte ici en 1880 par Tromelin. En Bretagne, cette espèce est caractéristique d'une grande formation appelée « Grès armoricains » et datée de l'Arénig. La découverte de cette espèce dans les grès a donc constitué la première preuve paléontologique de l'Arénig en Montagne Noire.

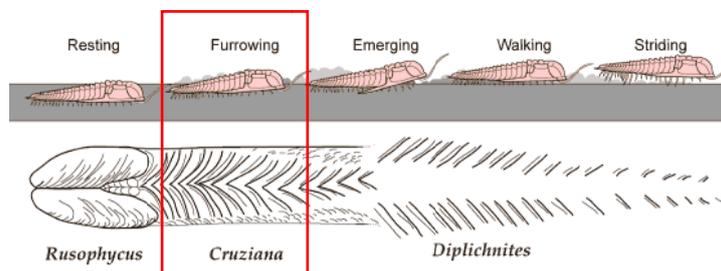
Les schistes présentent une faune plus riche de trilobites, échinodermes, brachiopodes et bivalves. La zonation est basée sur ☉ *Taihungshania sui landeyranensis* (Thoral 1935). De nombreuses traces fossiles sont aussi présentes, notamment *Cruziana rugosa* (piste de trilobites), *Daedalus halli* (bioturbation verticale).



*Ectonoglossa lesueuri* (Roualt 1850)



*Cruziana rugosa*



*Cruziana* est interprétée comme la trace fossile d'un trilobite en train de se déplacer en fouissant dans le sable (voir 🌐 <http://www.trilobites.info/trace.htm> ).

La partie terminale de la coupe montre la base de la Formation du Foulon. Elle est essentiellement composée de schistes sombres et de grès, ce qui traduit un milieu redevenant progressivement plus calme et plus profond. D'après une étude récente (Nardin 2007), les échinodermes de cette formation indiqueraient déjà l'Arénigien moyen. Auparavant seul l'Arénigien inférieur était reconnu, cette attribution mérite donc confirmation.



*Revenir à Roquebrun. Tourner à droite en direction de Causse-et-Veyran par la D19. Passer Moulin-Mayard, on recroise la Formation de la Cluse de l'Orb. Se garer peu après le col d'Escougoussou.*



**Arrêt 11** : Formation du Landeyran, synforme de Roquebrun.  
UTM 31T 504.770 / 4814.070

Vers l'Est se dévoile la vallée du Landeyran. La vallée se prête très bien à une étude géomorphologique. La vallée présente à gauche les derniers termes ordoviciens (suite de la sortie), puis les termes dévoniens. On reconnaît facilement le fameux « mur quartzeux » (Lochkovien basal) d'ailleurs découpé par de petites failles. Plus à droite se trouvent les dolomies noires du Praguien. Puis les différents termes du Dévonien moyen qui constituent le Mont-Peyroux. Noter que la stratigraphie est inverse.

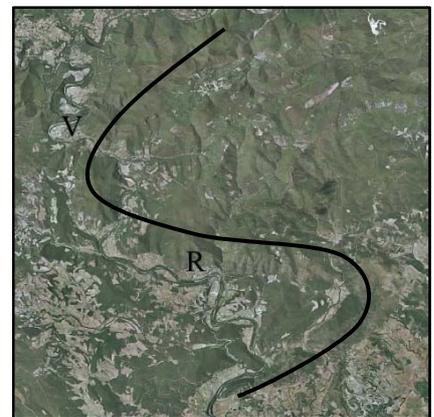


Nous sommes en présence du flanc Sud de la synforme de Roquebrun. Les arrêts 7, 9 et 11 montrent diverses parties des grands plis de la nappe du Mont-Peyroux (voir figs. 6 et 7).

Selon Engel et al. (1980), cette structuration en grand plis est un resserrement postérieur à la mise en place des nappes. Ils ne représentent pas les flancs normal et inverse de la nappe. L'ensemble des terrains est ici en flanc inverse. Le flanc normal apparaît beaucoup plus à l'Est, dans le flysch viséen.

La nappe comporte une antiforme à Vieussan et une synforme à Roquebrun. L'ensemble est basculé vers l'W, ce qui par découpe érosive, crée de grandes ondulations kilométriques dans le paysage. Les données lithologiques et paléontologiques indiquent que le dépôt du Dévonien se fait par-dessus :

- le milieu de la Formation de la Maurerie à l'arrêt 7.
- le sommet de la Formation de la Maurerie à l'arrêt 9.
- la Formation de la Cluse de l'Orb à l'Est de Roquebrun (non observé).
- la Formation du Landeyran aux arrêts 11 et 12 (à venir).



Cela implique que l'ensemble des terrains ordoviciens a été légèrement basculé puis érodé, avant que le Dévonien ne se dépose. Le basculement ayant eu lieu entre l'Ordovicien moyen et le Silurien, il est interprété comme un écho de l'orogénèse calédonienne (-430 Ma) ayant structuré la partie la plus méridionale de l'Europe. L'ensemble a ensuite été plissé lors de la mise en place de la nappe (nous ne voyons que le flanc inverse), puis compressé tardivement pour créer les grands plis.

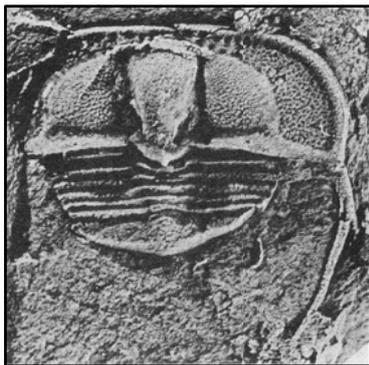


**Arrêt 12 : Formation du Landeyran.  
UTM 31T 505.880 / 4814.870**

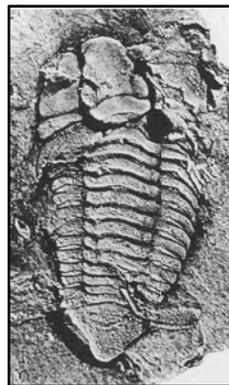
La Formation du Landeyran est constituée de schistes sombres pulvérulents, sans litage apparent, sur une épaisseur de plus de 200m. On distingue deux membres, l'inférieur en rive droite, le supérieur en rive gauche (approximativement). Le renouvellement lithologique et faunique traduit un net approfondissement du milieu. La faune se développe et devient très riche, constituée de trilobites, échinodermes, gastéropodes, brachiopodes, hyolithes, machéridiens, conulaires, bivalves, rostrochonches et graptolites. Les dernières zones de l'Ordovicien inférieur sont les zones à ☉ *Apatokephalus incisus* et ☉ *Hanchungolithus primitivus*. Nous nous trouvons dans cette dernière.



En discordance sur l'Ordovicien, se trouve un grès microconglomératique rouge difficile à observer, puis un terme quartzitique très dur interprété comme un sable de plage, le « mur quartzeux » de Miquel. Le tout constitue le Dévonien basal, et avec doute le Silurien terminal. Au loin, remarquer que le Dévonien « tourne » progressivement dans le paysage, on voit la marque géomorphologique de la charnière de la synforme.



*Hanchungolithus primitivus*  
(Born 1921)



*Colpocoryphe thorali*  
Dean 1966



*Toletanaspis borni*  
(Dean 1966)

Fig. 8 – Principaux fossiles dans la zone à ☉ *Hanchungolithus primitivus*.

## ☞ Conclusions ☞

L'Ordovicien inférieur représente un intervalle de temps relativement court (12 à 13 Ma). On peut reconstituer assez bien le milieu.

La limite inférieure du Trémadocien n'est pas bien reconnue. Des travaux sur les conodontes sont en cours. La première faune se rencontre sous la Dentelle, dans des niveaux rouges, à la partie terminale de la Formation du Val d'Homs. La présence de l'espèce ☉ *Proteuloma geinitzi* permet une corrélation directe avec la Bavière et la Bohème et une certaine affinité avec la Chine.

Une nouvelle formation en cours de définition montre une série de barres quartzitiques et de schistes sombres. Il convient d'y voir une répétition de régimes régressifs (barres) et transgressifs (schistes) dont on connaît des exemples en Baltique. La faune à ☉ *Shumardia (Conophrys) pusilla* (Trémadocien moyen) est très proche de ces pays nordiques.

Le bassin s'ennoie progressivement et une épaisse série schisto-gréseuse se déploie (Formation de St-Chinian). Ses riches nodules contiennent une faune à ☉ *Euloma filacovi* et *Asaphelina barroisi*, d'âge Trémadocien supérieur. Jusqu'à présent les affinités fauniques sont clairement orientées vers la Baltique.

La Formation de la Maurerie introduit un renouvellement de l'apport détritique, traduisant probablement une variation bathymétrique. La faune change d'affinité, avec le retour de genres asiatiques, notamment ☉ *Taihungshania* où se situe le début approximatif de l'Arénigien. Le membre terminal (schistes de Setso) représente un approfondissement rapide mais bref.

La Formation de la Cluse de l'Orb correspond elle à un épisode plus proximal, où s'établissent des barres de tempêtes fréquemment remaniées. La Formation du Foulon qui suit marque un début d'approfondissement. La Formation du Landeyran qui clôt le cycle traduit elle un très net approfondissement et une grande diversité dans la faune.

L'ensemble de ces formations traduit l'évolution d'une plateforme en bordure du Gondwana où on reconnaît des variations bathymétriques. Au point de vue faunistique, on note une nette influence asiatique à la fin du Cambrien moyen et au Cambrien supérieur. Cette influence est supplantée par une influence baltique pendant le Trémadocien, avant de revenir à une influence asiatique à l'Arénigien. Il faut voir dans ces variations une évolution des courants marins et de la bathymétrie, mais également une influence de la tectonique des plaques. Pendant l'Ordovicien inférieur, la plaque Baltica a glissé le long du Gondwana, d'où une connexion faunique temporaire.





**Arrêt 13 : Carrière de Coumiac, GSSP du passage du Frasnien au Famménien.  
UTM 31T 504.750 / 4812.950**

Bien que sans rapport avec le sujet de cette sortie, l'Ordovicien, il serait dommage de rentrer sur Castres en passant à 200m d'un GSSP, qui plus est marqueur d'une des plus importantes crises biologiques de la Terre ! Mais qu'est-ce qu'un GSSP (Global Boundary Stratotype Stratigraphic Point) ?

Historiquement, un étage est défini par la succession stratigraphique d'un lieu. Exemple : le Trémadocien vient de la baie de Trémadoc en Pays de Galles. Cela suppose que ce lieu ait un affleurement continu, sans faille, montre en partie les étages qui le cernent, ait un contenu en fossile bien représentatif. Dans la pratique c'est souvent loin d'être le cas ! Dans les années 1970, les géologues ont donc décidé de changer cette façon de faire au profit des GSSP.

Un GSSP (voir  <http://en.wikipedia.org/wiki/GSSP> ) est un point de repère, de valeur mondiale, dans une succession stratigraphique. Il est choisi par le point de première apparition d'une espèce (FAD, First Appearance Datum), la plus cosmopolite possible pour être retrouvée ailleurs. La coupe choisie doit en outre présenter d'autres critères biologiques et géologiques : continuité de l'affleurement, événement sédimentaire ou radiométrique. Seule la Commission Internationale de Stratigraphie (ICS  <http://www.stratigraphy.org/> ), émanation de l'Union Internationale des Sciences Géologiques, est habilitée à définir des GSSP. Elle se repose pour cela sur des sous-commissions spécialisées dans un système.

L'intervalle entre deux GSSP est un étage. De part cette nouvelle définition, les anciens étages n'ont pas forcément pu être conservés : depuis ces 20 dernières années, un effort particulier dans le Paléozoïque a conduit à tout redéfinir, et de nouveaux noms ont fait leur apparition ( <http://www.stratigraphy.org/cheu.pdf> ). Si le Trémadocien a été reconduit comme premier étage de l'Ordovicien, il n'en est pas ainsi pour l'Arénigien, qui n'est plus valide. Il a été « remplacé » par le Floien. Actuellement, la moitié de 96 étages prévus ont reçu un GSSP. Les travaux sont en cours. L'Ordovicien a reçu 7 étages, ceux du Cambrien sont en cours de définition.

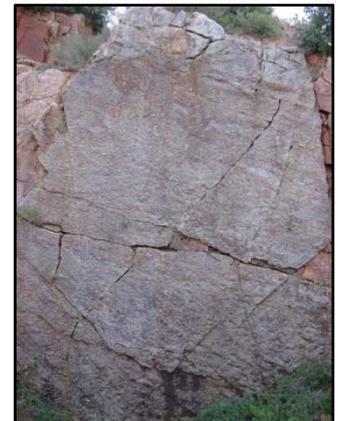
L'affleurement de la carrière de Coumiac présente un GSSP dans le Dévonien supérieur : c'est la transition entre les étages Frasnien et Famménien. La série stratigraphique est inversée, nous la descendons depuis le parking :

- calcaires rosés à patine claires.
- passage vers les calcaires rouges. Ces derniers sont connus sous le nom de « marbres à griottes », et dont la réputation tient à leur grande qualité. On en trouve jusque dans la Maison Blanche à Washington !



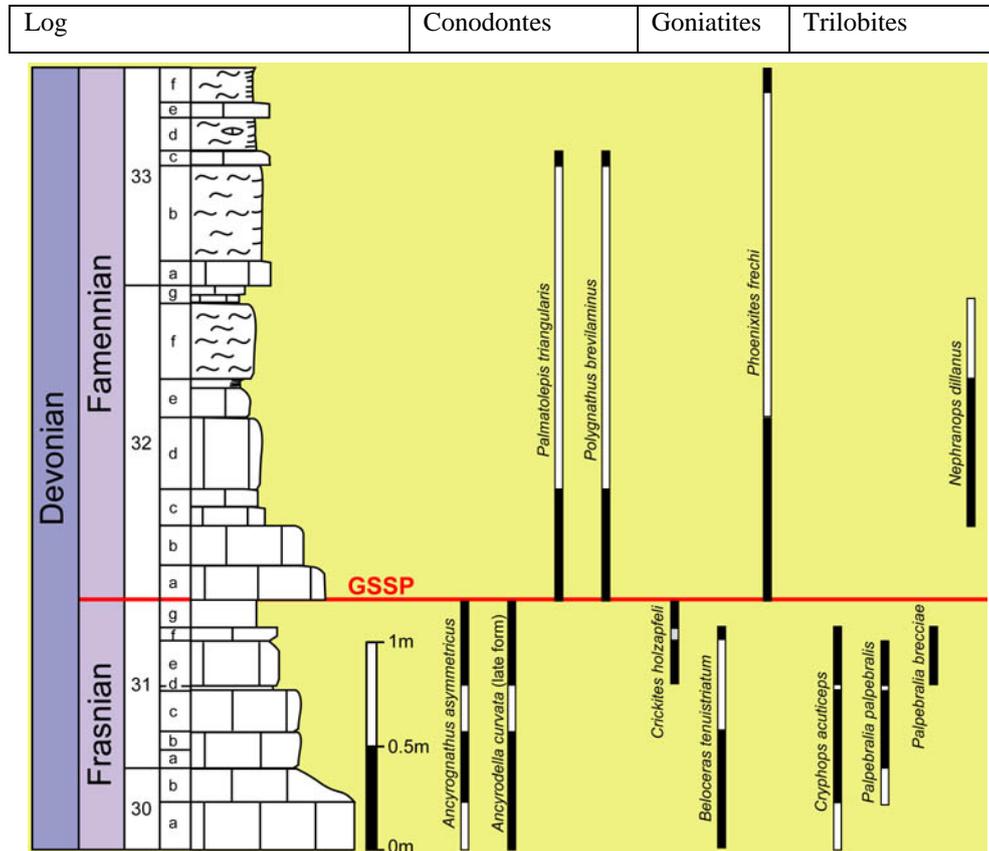
Dans la carrière supérieure affleure une immense dalle couverte de milliers de goniatites. C'est ce point qui a été choisi comme GSSP. La limite entre le Frasnien et le Famménien est définie par la FAD du conodonte *Palmatolepis triangularis* qui apparaît à partir de la dalle (voir  <http://www.stratigraphy.org/famen.htm> )

Une telle concentration de fossiles, tous morts d'un coup s'appelle une thanatocénose. Elle est mise en relation avec un événement paléobiologique très important, appelé « Kellwasser event », et qui a supprimé 70 % de la vie marine, sans doute par conjugaison d'une anoxie du milieu et d'une brusque variation bathymétrique.



Il s'agit d'une des crises biologiques les plus sévères que la Terre ait connue. A coté, la très médiatique crise de fin du Crétacé fait pâle figure ... (voir <http://www.geopolis-fr.com/download/evolution-extinction-masse.pdf> ).

Nous avons deux autres GSSP dans les environs, ce qui traduit bien la richesse géologique de la région, en particulier du Dévonien. Le GSSP de base du Frasnien est pris au Puech de la Suque, à quelques km derrière le Mont-Peyroux (voir <http://www.stratigraphy.org/frasn.htm> ), et celui de la base du Carbonifère (Tournaisien) au Puech de la Serre, près de Cabrières (voir <http://www.stratigraphy.org/devcar.htm> ).



## ∞ Bibliographie sommaire ∞

ALVARO J., GONZÁLEZ-GÓMEZ C., VIZCAÍNO D. (2003). Paleogeographic patterns of the Cambrian-Ordovician transition in the southern Montagne Noire (France): preliminary results. *Bull. de la SGF* 174/3, p. 23-31.

ALVARO J., LEFEBVRE B., VIZCAÍNO D. (2001). The Lower Ordovician of the southern Montagne Noire *Ann. Soc. Géol. du Nord*. T.8 (2ème série) p. 213-220.

ALVARO J., VIZCAÍNO D. (2002). Controverses géologiques sur le Cambro-Ordovicien de la Montagne Noire (France) à l'aube du XXIe siècle : les contributions de Jean Miquel (1859-1940). *Geodiversitas* 24 (4) : 725-752.

ALVARO J., VIZCAÍNO D. (2004). Adequacy of the Early Ordovician trilobite record in the southern Montagne Noire (France): biases for biodiversity documentation. *Transactions: Earth Sciences Royal Society of Edinburgh*, 30 January 2004, vol. 93, no. 4, pp. 393-401(9)

ANDRIEUX J., MATTE P. (1963). Quelques traits sédimentologiques des flyschs Cambro-Ordovicien et Viséen de la Montagne Noire (feuille St-Chinian à 1/50000). *Bull. Carte Géol. Fr. n°273. t. LIX. p. 155-178. 22 fig.*

BABIN C., COURTESOLE R., PILLET J., VIZCAÍNO D., YOCHELSON E. (1982). Brachiopodes (articulés) et mollusques (Bivalves. Rostroconches. Monoplacophores. Gastéropodes) de l'Ordovicien inférieur (Trémadocien-Aréniénien) de la Montagne noire (France méridionale). *Mém. SESA. Carcassonne. 63 p. 15 pl.*

BERARD P. (1986). Trilobites de l'Ordovicien inférieur des Monts de Cabrières. *Mem. Centre Rech. géol. Hydrol. Montpellier. 24 : 220p.*

BOYER F., GUIRAUD R. (1964). Observations nouvelles sur le passage du Cambrien à l'Ordovicien dans le Sud-Est de la Montagne noire. *Bull. SGF. 7ème série. t. 6. p. 512-522.*

- CAPERA J.-C., COURTESOLE R., PILLET J. (1978). Contribution à l'étude de l'Ordovicien inférieur de la Montagne Noire. Biostratigraphie et révision des Agnostida. *Ann. Soc. Géol. Nord. Lille. t. XCVIII : p. 67-88. pl. V-VII. 5 fig. 3 tab.*
- CAPERA J.-C., COURTESOLE R., PILLET J. (1975). Biostratigraphie de l'Ordovicien inférieur de la Montagne Noire (France méridionale). Trémadocien inférieur. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse. t. 111. fasc 3-4 : p. 337-380. 4 pl.*
- CHATTERTON B. D. E., EDGECOMBE G. D., VACCARI N. E., WAISFELD B. G. (2001). Systematics of Shumardiidae (Trilobita), with new species from the Ordovician of Argentina. *J. Paleont. 75(4), 2001, p. 827-859.*
- COHEN H., TORMO N. (2006). Lithostratigraphie du Groupe de Barroubio dans l'unité de Mélagues (Versant Nord de la Montagne Noire, France). *Bull. de la Soc. Et. Sci. Nat. de Béziers. NS., XXI (62) – 2004-2005 : p. 16 à 25.*
- COURTESOLE R., PILLET J. (1975). Contribution à l'étude des faunes trilobitiques de l'Ordovicien inférieur de la Montagne Noire. Les Eulominae et les Nileidae. *Ann. Soc. géol. Nord. t. XCV. 4 : p. 251-272. pl. XXIV-XXVII. 3 fig.*
- COURTESOLE R., PILLET J. (1985). Contribution à l'étude des trilobites de l'Ordovicien inférieur de la Montagne Noire. Cyclopygidiae et Isocolidae. *Ann. Soc. Géol. Nord. 104. p. 209-218.*
- COURTESOLE R., HENRY J.-L., VIZCAÏNO D. (1991). Quelques Calymenidae (Trilobita) de l'Ordovicien inférieur (Arenig) de la Montagne noire. France : systématique, évolution et paléoenvironnements. *Palaeontographica Abt. A. 218. lfg. 1-3. 1-15. Stuttgart.*
- COURTESOLE R., MAREK L., PILLET J., UBAGHS G., VIZCAÏNO D. (1983). Calymenina. Echinodermata. et Hyolitha de l'Ordovicien inférieur de la Montagne Noire (France méridionale). *Mém. SESA. Carcassonne. 62 p. 13 pl.*
- COURTESOLE R., PILLET J., VIZCAÏNO D. (1981). Nouvelles données sur la biostratigraphie de l'Ordovicien inférieur de la Montagne noire. Révision des Taihungshaniida, de Megisaspsis (Ekeraspis) et d'Asaphopsoides (trilobites). *Mém. SESA. Carcassonne. 32 p. 11 pl.*
- DEAN W. T. (1966). The lower ordovician stratigraphy and trilobites of the Landeyran Valley and the neighbouring district of the Montagne Noire. south-western France. *Bull. Br. Mus. Geol. 12 : p. 247-353.*
- DESTOMBES J., HENRY J.-L., VIZCAÏNO D. (1992). Evolution de l'oeil et hétérochronie chez les Trilobites ordoviciens *Ormathops* DELO 1935 et *Toletanaspis* RABANO 1989 (Dalmanitidae, Zeliszskellinae) *Paläont. Z. 66 3/4 p. 277-290 4 pl.*
- DOLAMBI T., GOND P. (1992). Aocaspis nov. gen. nouveau trilobite Nileidae de l'Ordovicien inférieur de Montagne noire (France). *Géobios. vol. 25. n°2. p. 213-224.*
- GEZE B. (1949). Étude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales. *Mém. SGF. n 62. nouv. sér. tome 29. 215 p.*
- HENRY J.-L., VIZCAÏNO D. (1996). Le genre *Prionocheilus* ROUAULT 1847 (Trilobita) dans l'Ordovicien inférieur de la Montagne Noire. France : Evolution et paléoenvironnements. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 199 1 p. 49-64.*
- HORNBY R. J., PEEL J. S. (2004). A new problematic early Ordovician univalve mollusc from France. *Palaeontology, vol. 47, part 6, 2004, pp. 1629-1639, 2 pls*
- HOWELL B. F. (1935). Cambrian and Ordovician Trilobites from Hérault. Southern France. *Journ. Pal. Menasha. vol.9. n°3. p. 222-238. pl. 22-23.*
- HUPÉ P. (1959). Quelques faits sédimentologiques dans l'Ordovicien de Saint-Chinian (Hérault). *Ann. Hébert&Haug. Paris. t. IX. p. 79-84. 4 fig.*
- LEFEBVRE B., VIZCAÏNO D. (1999). New Ordovician Cornutes (Echinodermata. Stylophora) from Montagne Noire and Brittany (France) and a revision of the order Cornuta JAEKEL 1901. *Geobios. 32. 3 : p. 421-458.*
- MATTAUER M., MATTE M., PROUST F. (1962). Précisions sur la structure de l'Ordovicien du "faux synclinal" du Mont-Peyroux (Montagne Noire. Hérault). *C.R. SGF n°1. 1962. p. 8.*
- NITSCH E., NOFFKE N. (1994). Sedimentology of Lower Ordovician clastic shelf deposits. Montagne Noire (France). *Géol. de la France. n°4. 1994. p. 3-19. 13 fig. 1 pl. photo.*
- PARIS F., ROBARDET M., SERVAIS T., SHERGOLD J. H., VIZCAÏNO D. (1999). Ordovician sedimentary rocks of France. *Acta Universitatis Carolinae - Geologica 1999. 43 (1/2), p. 85-88.*
- PILLET J. (1992). Le genre *Apatokephalus* (Broeggen 1896) (Remopleuridacea. Trilobite) dans l'Ordovicien inférieur de la Montagne Noire (sud de la France). *Bull. Soc. Etudes Sci. de l'Anjou. vol. 14. p. 23-33.*
- PILLET J. (1988). Quelques Trilobites rares de l'Ordovicien inférieur de la Montagne noire. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse. t. 124. fasc. 1-2. p. 89-99.*
- THORAL M. (1935). Contribution à l'étude géologique des monts de Lacaune et des terrains cambriens et ordoviciens de la Montagne Noire. *Bull. Serv. Carte géol. Fr. 38. 192. 307 p. ou p. 319-637.*
- THORAL M. (1935). Contribution à l'étude paléontologique de l'Ordovicien inférieur de la Montagne Noire et révision sommaire de la faune cambrienne de la Montagne Noire. *Montpellier. imprimerie de la charité. 362 p. 35 pl. 15 fig.*
- THORAL M. (1933). Stratigraphie de l'Ordovicien du Landayran (Hérault). *C.R. somm. SGF. n°11. p. 147-148.*
- THORAL M. (1931). Nouvelles observations sur *Asaphelina Barroisi* Mun.-Ch. et Berg. Trilobite ordovicien (Trémadoc). *C.R. Somm. SGF. 17. p. 284-286.*
- UBAGHS G. (1994). Echinodermes nouveaux (Stylophora. Eocrinoidea) de l'Ordovicien inférieur de la Montagne Noire (France). *Ann. Paléont. P1994. Paris. vol. 80. fasc. 2. p. 107-141.*
- UBAGHS G. (1969). Les échinodermes carpoïdes de l'Ordovicien inférieur de la Montagne Noire (France). *Cahiers de Paléontologie. Editions du CNRS.*
- VIDAL M. (1996). Quelques Asaphidae (Trilobita) de la Formation de Saint-Chinian. Ordovicien inférieur. Montagne Noire (France) : Systématiques et paléoenvironnements. *Geobios. 29 : p. 725-744.*