

QUELQUES ASPECTS DES TERRAINS ANCIENS DES PYRÉNÉES ORIENTALES

EXCURSION GÉOLOGIQUE DANS L'AGLY ET LE CANIGOU

Claude Majesté-Menjoulàs



Livret guide d'excursion géologique. ASNAT, les 9, 10 et 11 juillet 2016



Excursion géologique dans l'Agly et le Canigou : Quelques aspects des terrains anciens des Pyrénées orientales.

Claude Majesté-Menjoulàs.

Les Pyrénées constituent une chaîne polycyclique d'allongement E-W entre Méditerranée et Atlantique. De disposition grossièrement en éventail, elles sont structurées en zones longitudinales, du Nord au Sud : zone sous-pyrénéenne, zone nord-pyrénéenne, zone axiale ou haute chaîne primaire, zone sud-pyrénéenne. Les terrains s'y étagent sur plus de 500 millions d'années, les plus anciens, paléozoïques, affleurent dans la zone axiale et dans les massifs nord-pyrénéens. Ils reposent en discordance sur le socle cadomien métamorphique, lorsqu'il est présent comme dans le massif du Canigou (zone axiale) et dans le massif de l'Agly (massif nord-pyrénéen). Vers l'ouest un abaissement de l'axe de la chaîne permet leur ennoyage et leur disparition sous les formations plus récentes, crétacées, du Pic d'Anie dans les Pyrénées occidentales.

Au cours de cette excursion géologique nous examinerons, dans les deux massifs de l'Agly et du Canigou et dans le synclinal de Villefranche de Conflent, les différents terrains de la succession paléozoïque ainsi que le métamorphisme général hercynien qui en affecte les termes de base. Nous envisagerons les relations avec un socle précambrien probable (cadomien). Le retour par la vallée de l'Aude (route N118) nous permettra d'observer quelques affleurements du massif de granite de Quérigut. (**Fig. 1, Fig. 2**).

Pour l'élaboration de ce document (texte et illustration) j'ai utilisé le guide géologique régional Pyrénées-orientales-Corbières (M. Jaffrezo, 1977, édit. MASSON), la synthèse géologique et géophysique des Pyrénées (Vol. 1, Introduction. Géophysique. Cycle Hercynien ; 1996, BRGM, ITGE) et la carte géologique au 50 000 de Prades, 1998 (carte et notice, BRGM).



Fig. 1 -

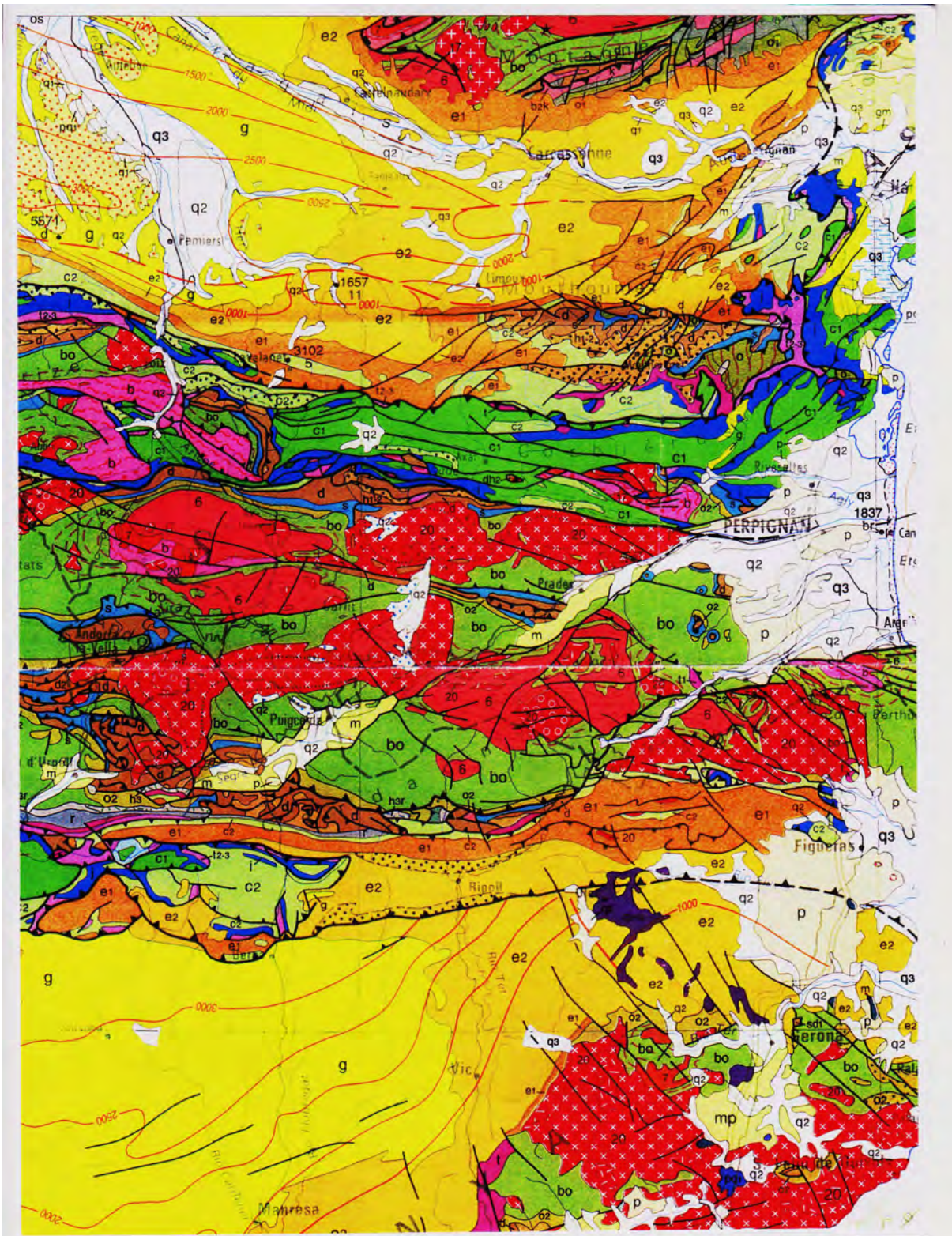


Fig. 2 - Extrait carte géologique de la France, BRGM

A) Succession des terrains.

1) *Le Précambrien.*

L'identification du Précambrien, très controversée, est proposée par une cartographie détaillée des différentes lithologies observées au-dessous des séries fossilifères, par l'interprétation de discordances cartographiques et par la datation isotopique de protolithes magmatiques.

Ces roches présentent des faciès métamorphiques élevés, granulitiques souvent anatectiques. Ce sont des formations gneissiques. Ainsi en 1970 G. Guitard distingue des gneiss G1, G2, G3 à partir des teneurs décroissantes en quartz et par des teneurs croissantes en biotite. Dans le massif du Canigou G2 et G3 forment un noyau central enveloppé par G1 plus acide, plus riche en silice. G2 et G3 sont considérés comme plus anciens (intrusions de granites cadomiens). Ces orthogneiss sont d'anciens granites porphyroïdes préhercyniens déformés et métamorphisés à l'hercynien.

Dans le massif de l'Agly la série du col de Bataille affectée par un métamorphisme mésozonal est différente des paragneiss catazonaux des séries de Bélesta et de Caramany sur lesquels elle repose en discordance cartographique ; les séries de Bélesta et de Caramany sont ainsi considérées comme précambriennes. Des datations isotopiques sont en faveur d'âges précambriens : paragneiss variés (550 Ma, Vitrac, Allègre, 1970) ; paragneiss de l'Agly (1600 Ma, D. Ben Othman, 1984) ; orthogneiss G2 (620 ± 40 Ma, A. Vitrac-Michard et C. Allègre, 1975). D'autres datations donnent des âges plus récents en particulier ordoviciens, (451 ± 14 Ma, Kober, 1987).

2)- *Le paléozoïque inférieur.*

Le paléozoïque inférieur est bien représenté dans ce secteur oriental de la chaîne. Il a fait l'objet des travaux de B. Laumonier (1995). La série comporte, de bas en haut, sous les formations fossilifères de l'Ordovicien supérieur et en discordance sur les orthogneiss du Canigou :

a- Le Groupe de Canaveilles (2000 à 4000 m.).

La série présente des faciès variés, détritiques, carbonatés et à intercalations volcaniques. A la base les gneiss granulés sont absents et on note la présence d'orthoamphibolites puis de grès feldspathiques (grauwackes) et de gneiss. Il se subdivise en trois formations :

- **La Formation de Canaveilles**. Elle affleure autour du massif du Canigou et présente cinq horizons carbonatés ; les trois premiers sont dolomitiques et dans les deux derniers on voit se développer des silicates calciques.

- **La Formation de Cabrils**. Elle débute au-dessus de l'horizon carbonaté 5. C'est une série grésopélitique avec trois horizons hectométriques riches en gneiss microgranulés, grésopélites rubanées claires et schistes sombres. La partie supérieure est volcano-sédimentaire et débute par des gneiss granulés puis se

poursuit par un volcano-sédimentaire. Les formations de Canaveilles et de Cabrils pourraient être précambriennes.

- **La formation d'Évol.** Elle est essentiellement détritique : microconglomérats, gneiss granulés schistes et grésopélites. Par analogie de faciès la formation d'Évol correspondrait à la série des Grès de Marcory et donc serait du Cambrien inférieur pour sa base, le reste de la série serait Cambrien moyen à supérieur.

b- Le Groupe de Jujols (1000 à 2000 m) Il est constitué par des quartzophyllades rubanées ou schistes de Jujols.

La limite entre les deux groupes est marquée par un horizon carbonaté, constant, très épais (200 m) : marbres graphiteux, schistes blancs ou noirs, calcaires clairs, alternances schisto-calcaires, grès gris, pélites versicolores (vertes ou lie de vin) à nodules calcaires.

Dans le massif de l'Agly ce Paléozoïque inférieur comporte : 1) à la base la série du col de Bataille avec des alternances de shales grauwackeux et calcaireux, 2) puis la série de Força Réal (400m) grésopélitique rubanée de teinte verdâtre et claire. La série 1 micaschisteuse renferme des horizons plagioclasiques et des gneiss.

Malgré l'absence de fossiles, du fait du métamorphisme général qui les affecte, ces terrains sont, par comparaison avec des séries analogues, attribués au Cambro-Ordovicien. Actuellement en l'absence de datations précises on rapporte les formations du Groupe de Canaveilles au Précambrien terminal jusqu'au Cambrien moyen et le Groupe de Jujols au Cambrien supérieur et Ordovicien basal.

3)- Le Paléozoïque supérieur.

Le Paléozoïque supérieur c'est-à-dire Ordovicien supérieur à Carbonifère est bien représenté dans le synclinal complexe de Villefranche de Conflent dans la vallée de la Têt. P. Cavet en 1959 donne la succession des terrains de l'ordovicien supérieur et du Silurien. Mattauer et *al.*, 1967, Cygan et *al.*, 1980 ont mis en évidence la superposition tectonique de deux Unités.

a- Ordovicien supérieur – Silurien.

Dans le synclinal de Villefranche, au-dessus des schistes de Jujols, Pierre Cavet distingue, de la base au sommet :

- des poudingues quartzeux à gros éléments quartziteux,
- des schistes gréseux bleuâtres,
- des schistes troués ashgilliens,
- des schistes gris à minces passées de schistes à taches carminées (50 à 100m),
- des schistes noirs à patine grisâtre du Silurien.

Dans tous les niveaux peuvent être trouvés des volcanites, des tufs et des roches volcano-sédimentaires. L'âge des conglomérats sous les schistes troués est mal connu, Caradoc ou Ashgillien ?

Au Sud-Est d'Estagel, dans le massif de l'Agly, P. Cavet (1967) donne la succession de la base au sommet :

- schistes à passées microgréseuses et micacées,

- banc de quartzite gris,
- dolomies massives noir bleuâtre (20m) du Wenlock,
- calcaires rubanés (5m),
- calcschistes microgréseux avec articles d'encrines, jaunâtres ou violacés, (30m),
- grès calcaréo-dolomitiques en bancs de 20 à 30 cm,
- dolomies claires (10m),
- calcaires bien lités gris clairs ou rosés en bancs décimétriques du Dévonien inférieur.

Dans le synclinal de Villefranche, les terrains du Silurien sont réduits du fait des nombreux chevauchements. J.M. Degardin (1988) a observé de la base au sommet :

- schistes noirs (30m),
- schistes noirs intercalations centimétriques de calcaires noirs (20 à 30m),
- schistes noirs à nodules calcaires qui ont donné une faune (ostracodes, conodontes et orthocères) du Pridoli, (5 à 10m),
- calcaires massifs gris bleu à patine jaune avec encrines et tentaculites du Dévonien inférieur.

b- Dévonien et Carbonifère inférieur.

Deux Unités ont été mises en évidence (C. Cygan *et al*). L'unité inférieure, autochtone ou parautochtone montre un Dévonien inférieur pélitico-carbonaté alors que l'unité supérieure allochtone présente des faciès dolomitiques ou calcaires du Dévonien moyen et supérieur. Le Dévonien se termine par des calcaires noduleux du Famennien. Viennent, au-dessus, une dizaine de mètres de jaspes à nodules phosphatés avec une intercalation carbonatée du Tournaisien. Le Carbonifère est ensuite représenté par 20 mètres de calcaires noduleux du Viséen puis par le Culm Namurien. La succession sera décrite dans la partie du synclinal de Villefranche. (**Fig .18**).

B) Le Massif de l'Agly

Le massif de l'Agly est situé dans la partie orientale de la Zone Nord-pyrénéenne. De forme elliptique il s'étale sur plus de 30 km de Fenouillet à l'Ouest jusqu'à Calce et Pezilla la Rivière à l'Est et sur 15 km de Saint Paul de Fenouillet au Nord à Ille sur Têt au Sud. Il est traversé par le fleuve Agly. Des failles le limitent au Nord et au Sud et le mettent en contact avec le Mésozoïque (Crétacé) de la Zone Nord-pyrénéenne. (**Fig. 3**).

Ce massif comporte un socle protérozoïque supérieur (gneiss de Bélesta et gneiss de Carmany dérivant de grauwackes), une couverture paléozoïque (série du col de Bataille à la base correspondant à la transformation de roches de type flysch et la série de Força Real résultant de roches de type plate-forme, au sommet) et des granitoïdes hercyniens (massif de Saint-Arnac et massif d'Ansignan). Le métamorphisme régional hercynien prograde, de basse pression et de haute température affecte l'ensemble. C'est un métamorphisme qui s'étale de l'épizone à la catazone ; il constitue un excellent exemple, avec le massif de Castillon (Ariège) du métamorphisme hercynien des Pyrénées. Les zones successives par ordre croissant sont ici : zone à chlorite, zone à biotite, zone à cordiérite,

zone à andalousite, zone à sillimanite-muscovite, zone à sillimanite-feldspath K ou hornblende, zone à cummingtonite, zone à hypersthène et hornblende, zone à hypersthène.

1) *Métamorphisme de la couverture*

Epizone. –Zone à chlorite, schistes à chlorite : $Q + \text{Musc} + \text{Chlo}$;

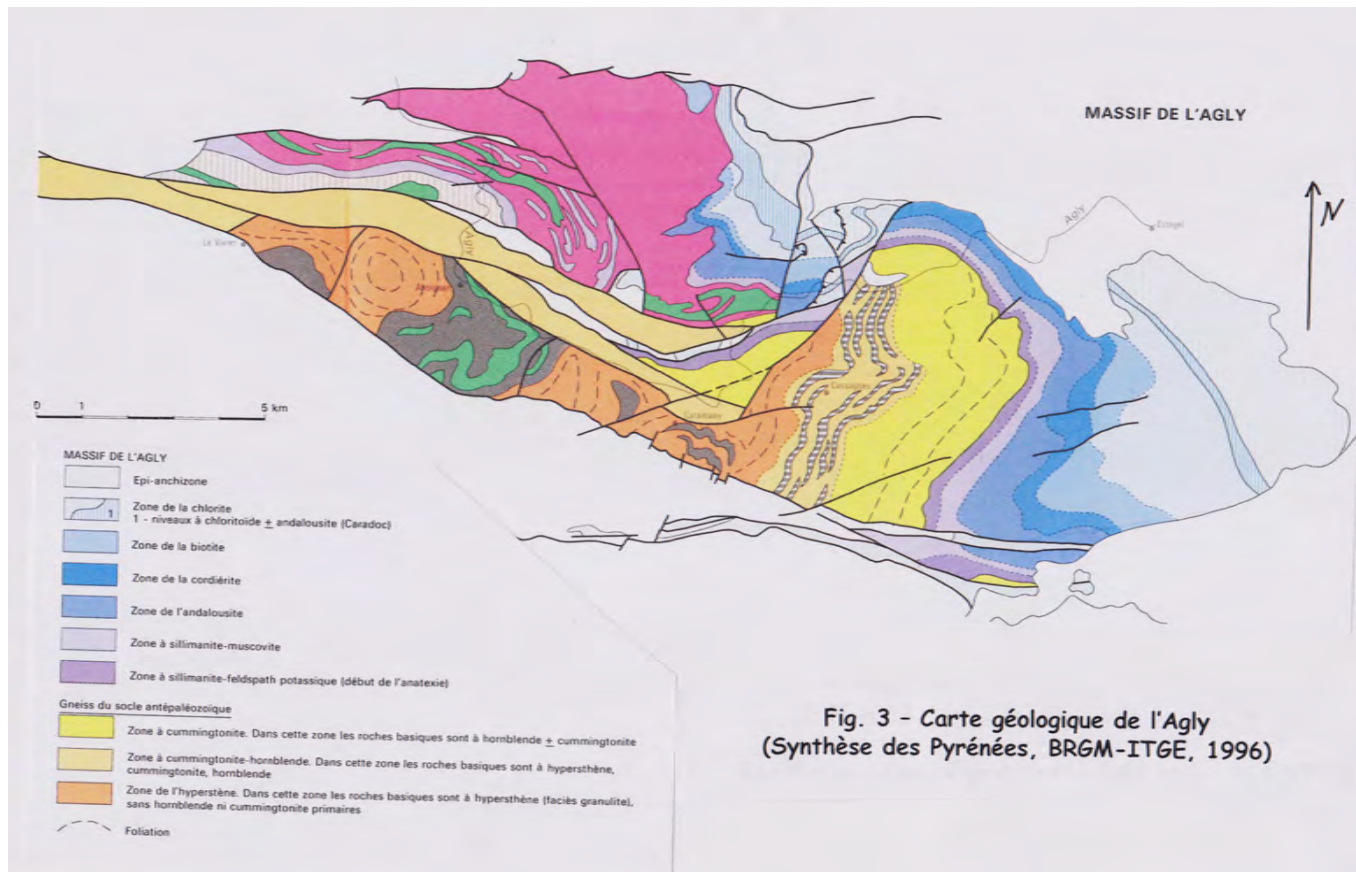
Mésozone. –Zone à biotite, schistes à biotite, quartzites à silicates calciques :
 $Q + \text{Bio} = \text{Musc} + \text{F plagio}$.

-Zone à cordiérite (épaisseur 100m), grands porphyroblastes de cordiérite
 $Q + \text{Chlo} + \text{Musc} + \text{Cord} + \text{F plagio}$.

-Zone à andalousite (épaisseur 450m), andalousite en nodules,
 $\text{And} + \text{Cord} + \text{Mus} + \dots$, granules de staurotide dans l'andalousite,
 rares grenats.

-Zone à sillimanite-muscovite, l'andalousite se transforme en aiguilles de
 sillimanite, rares grenats.

Catazone. –Zone à sillimanite-FK, les micaschistes à biotite et sillimanite se chargent en
 lentilles quartzofeldspathiques, grenat almandin abondant ; réaction
 anatectique : $\text{Musc} + \text{Q} = \text{Sill} + \text{FK} + \text{eau}$.



2) *Paragenèses du socle.*

- **Gneiss de Bélesta.** Q +FK +Bio +Musc +Gr + (Sill+Dis+And), intercalations de Kinzigites (Sill+Cord+Gr+FK=Bio+Q+Fplagio+Spinelle), de gneiss, de marbres magnésiens et d'amphibolites.
- **Gneiss de Caramany.** Ce sont des paragneiss à Q+Fplagio+Fk+Gr+Bio avec des intercalations de gneiss basiques, de roches hyperalumineuses, des marbres magnésiens et des silicates calciques.

3) *Charnockite d'Ansignan.*

Le granite charnockitique d'Ansignan est un laccolite de granite à hypersthène, d'une épaisseur de 800m dont l'encaissant est un paragneiss du socle (Caramany) métamorphosé dans le faciès granulite de basse pression (hypersthène). La roche a une composition granodioritique avec trois faciès principaux :

- charnockite porphyroïde à hypersthène sans grenat.
- charnockite à grenat sur la bordure (leptynite à grenat).
- faciès noritique (épaisseur 300m), à Q+Clino et Orthopyroxènes + Bio + Fk.

Au toit et au mur on trouve un granite clair siliceux à biotite et grenat (almandin et pyrope).

L'âge de ce granite est hercynien (305 à 294 Ma, J.P. Respaud, J.R. Lancelot, 1983). Il présente une évolution polybarique complexe mettant en jeu :

- des magmas basiques très contaminés, à faciès noritique, responsables de la fusion crustale profonde.
- un magma de fusion crustale profonde, (pression supérieure à 5kb) donnant la charnockite à hypersthène seul.
- des magmas subautochtone résultant de la mise en place de la charnockite et des précédents basiques, pression voisine de 5kb ; leptynites à grenats.

4) *Pluton de Saint-Arnac.*

Ce granite affleure à la partie nord du massif de l'Agly. Il s'est mis en place dans le Paléozoïque, sa composition est identique, monzonitique, à celle des granites porphyroïdes de Millas et de Quérigut.

Plusieurs types peuvent être observés type Lansac, type Esquerde avec de nombreux filons de pegmatites. Des albitites métagénétiques résultant de circulations hydrothermales ont été exploitées pour le feldspath. A la base on peut observer une lame de diorites et de gabbros (diorite de Tournefort). Au-dessus vient une lame de granite type Lansac à biotite et Fk microcline, le cœur est occupé par un granite porphyroïde type Lesquerde à biotite et Fk orthose. A l'Est, il développe une auréole de métamorphisme de contact (Z. à cordiérite et andalousite).

5) *Granodiorite en feuillet de Cassagne.*

Le granite de Cassagne est une granodiorite porphyroïde mésocrate à foliation très marquée, se en place dans la zone supérieure du faciès granulite. Elle se présente en feuillets de 10 à 100m d'épaisseur concordants avec la foliation des gneiss. Pour

M.Fonteilles (1076,1994) elle serait l'extension vers le haut du pluton charnockitique. *arrêts successifs dans le massif de l'Agly.*

L'itinéraire proposé permet l'observation du métamorphisme progressif de la couverture paléozoïque et du socle précambrien. Il se fera d'Est en Ouest et nous donnera une coupe pratiquement continue, de Força Real à Caladroy dans la couverture paléozoïque et dans le secteur de Caladroy et de Bélesta des gneiss précambriens. A partir d'Estagel prendre la D612 jusqu'au col de Bataille puis prendre la D 38 jusqu'au parking de l'Hermitage de Força Real en passant par le col del Bou. (**Fig. 4 et 5**).

Arrêt 1, Parking des Força Réal.

La coupe débute ici avec ce premier terme le moins métamorphisé (zone à chlorite). Ce sont des schistes à chlorite de teinte verdâtre à schistosité faiblement inclinée vers le NE. Une deuxième schistosité peut être observée et donne avec la précédente un débit en crayons. La plateforme de la chapelle fournit un magnifique panorama de 360° sur la zone axiale au Sud avec le Canigou et les chaînons nord-pyrénéens dominant la vallée de Saint Paul de Fenouillet au Nord ; à l'Est se dessine la côte du Rousillon.

Arrêt 2, Col del Bou (parking).

Le long de la route affleurent des schistes dans lesquels on peut voir de petites biotites (zone à biotite). Il s'agit d'alternances de pélites à lamines et de grès grauwackeux en bancs métriques. Des figures sédimentaires sont parfois conservées. Les couches plongent de 30° vers l'Est.

Au col de Bataille nous entrons dans la zone à cordiérite. A l'embranchement avec la D38 affleurent des micaschistes à cordiérite. La cordiérite forme de nodules aplatis.

Arrêt 3, Direction Millas sur la D612. 1,5 km après le col.

Du col de Bataille prendre la D612 vers Millas. Après un grand virage (point coté 224) affleurent des micaschistes à grandes cordiérites. Les roches des arrêts 2 et 3 sont caractéristiques de la série du col de Bataille. (**Fig. 6, p. 13**).

Arrêt 4, Bergerie de Peyre Drête.

Revenir au col de Bataille, prendre la D38 vers Caladroy ; 300m après le col se dresse le menhir de Peyre Drête. Au-dessous de la bergerie affleurent des micaschistes à porphyroblastes centimétriques, carrés ou losangiques d'andalousite et hexagonaux de cordiérite. Nous sommes ici dans la zone à andalousite. Le chemin étant privé nos observations se feront sur les blocs épars dans la vigne.

Arrêt 5, D38 château de Caladroy. Parking possible à proximité du château.

Au niveau du château dans le fossé de la route on peut observer de belles andalousites. Un peu après le château affleurent les micaschistes à sillimanite. Des bancs sont en relief, ce sont des gneiss plagioclasiques à biotite. La sillimanite se présente en fines aiguilles, blanchâtres à violacées à éclat nacré, dans la schistosité. Cent mètres à l'E du château affleurent des pegmatites zonées décimétriques et des lames de granite à grenats.

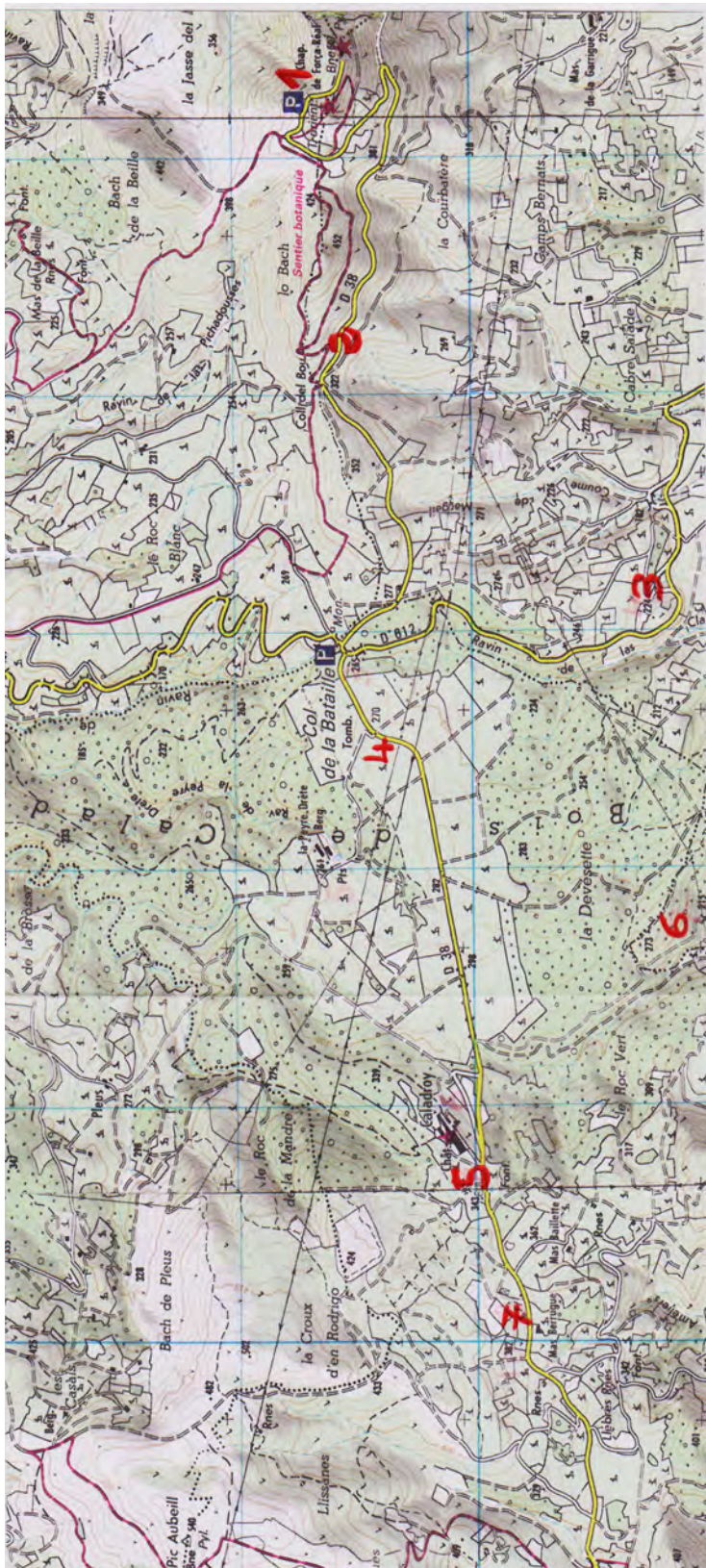


Fig. 4 - Massif de l'Agly - Arrêts 1 à 10



Fig. 5 - Massif de l'Agly - Arrêts 11 à 14



Fig. 6 - Micaschiste à Cordiérite - Arrêt 13

Sur environ 300m, après des micaschistes et des pegmatites renfermant parfois des cordiérites, les micaschistes présentent ensuite de plus en plus de lentilles quartzofeldspathiques grenues et granitoïde. La muscovite primaire disparaît et le feldspath potassique devient abondant. Ce sont de véritables migmatites, la fusion partielle des micaschistes (mélanosome) a donné des liquides anatectiques (leucosome). Nous sommes là dans la zone à sillimanite + feldspath potassique et avons passé l'isograde de l'anatexie.

Arrêt 6, Mas de la Juilliane.

De la D38, 300 m avant le château prendre le chemin qui sur la gauche descend vers le Mas de la Juilliane ; 200 m avant le Mas (1,5KM de Caladroy) affleurent de beaux micaschistes à sillimanite. Le chemin est privé, on ne peut accéder à cet arrêt qu'à pied.

Arrêt 7, D38, 100m à l'Ouest du transformateur.

Les migmatites deviennent de plus en plus abondantes. Cent mètres après le transformateur affleurent des gneiss clairs à foliation bien marquée. Ce sont les gneiss de la série de transition analogues à ceux de Bélesta. On observera ensuite des marbres à minéraux et des orthogneiss. Ces marbres séparent les gneiss de transition des gneiss de Bélesta (socle précambrien).

Arrêt 8, Carrefour D38-D17.

Continuer sur la D38, dépasser Bélesta, l'arrêt est au carrefour D38-D17. Là affleurent les gneiss de Bélesta, gneiss en bancs sombres riches en biotite et grands yeux de FK (orthogneiss) et clairs granitoïdes. Ces gneiss constituent la partie supérieure du socle de l'Agly. Ils sont traversés par des lames de granite (granite de Cassagne) parfois à grenats.

Arrêt 9, D17.

Le long de la D17 à 1Km du carrefour (grand virage) des Kinzigites présentent des cristaux d'hypersthène, de la hornblende et des grenats.

Arrêt 10, D21.

Suivre la D21, à pied, sur 1 à 2 Km. Nous pourrons observer des gneiss à grenats sombres de faciès granulite. Ce sont les gneiss de Caramany constituant les assises les plus profondes du socle de l'Agly (Précambrien). Des marbres, intercalés, sont riches en minéraux : forstérite, pyroxènes, chondrodite (humites).

Arrêt 11, Carrière de Lansac, granite de Saint-Arnac.

Rejoindre Lansac depuis Caramany par la D9 et la D79. Le granite de Saint-Arnac est un granite porphyroïde à gros cristaux de feldspath. Des albitites métasomatiques ont été exploitées pour le feldspath dans la grande carrière traversée par la D79. Ces albitites résultent de la transformation métasomatique de leucogranites et de pegmatites par des circulations hydrothermales. Ce massif comporte des granodiorites sombres et des diorites à biotite ainsi que des diorites et gabbros (lieu-dit Tournefort à la sortie de Saint Arnac). De Lansac rejoindre Saint-Arnac par la D70 puis la D77.

Arrêt 12, D77.

Entre Saint-Arnac et le moulin de Saint-Arnac on pourra observer de beaux affleurements de granite porphyroïde. La décomposition en boules et l'arénisation sont particulièrement nettes (**Fig. 7**).

Arrêt 13, D619, K7.

On longe ensuite l'Agly vers le Sud par la D619. Aux environs du kilomètre 7, la route recoupe une écaille de Mésozoïque coincée dans les formations anciennes. Il s'agit d'une brèche romaine.

Avant Ansignan nous pourrons nous arrêter pour admirer l'acqueduc romain qui enjambe l'Agly. Traverser Ansignan et continuer sur la D619 jusqu'au hameau des Albas.

Arrêt 14, Les Albas, carrefour D6196-D9. Granite d'Ansignan.

A 300, 400 m du carrefour nous pourrons observer : un granite porphyroïde sombre à phénocristaux d'orthose jaune verdâtre maclés Carlsbad, à hypersthène sous forme de lamelles à éclat mordoré lorsqu'il est altéré, du grenat rouge. Il s'agit là d'une charnockite où la présence hypersthène- plagioclase définit le faciès granulite. Sur le talus de la route on verra aussi des pegmatites à biotite et des enclaves basiques.

Continuer sur la D9 jusqu'au moulin d'Ansignan nous y verrons deux types de roches : la charnockite et le granite blanc à grenat. La charnockite est sombre riche en grenat avec parfois des plages d'hypersthène de plusieurs centimètres. Le granite à grenat forme des bancs métriques dans la charnockite, les grenats de teinte rose sont souvent centimétriques. Ces deux roches formant le toit du pluton résultent de la cristallisation de deux magmas qui ont coexisté sans se mélanger. Le magma charnockitique aurait produit par fusion sélective des gneiss encaissant un magma anatectique qui a donné le granite blanc à grenat. La base du pluton peut être observée à l'Est d'Ansignan vers Caramany.



Fig. 7 - Granite porphyroïde de St-Arnac - Arrêt 12

Le parcours entre Ansignan et Prades peut se faire par Sournia par la D619. On va ainsi traverser la faille nord-pyrénéenne et le massif granodioritique de Millas. Un arrêt panorama pourra être fait entre le Roc Cornu et le coll de Roca Gelera (parcage possible sur la gauche de la route). L'arrêt offre une belle vue sur le massif de l'Agly, les chaînons nord-pyrénéens et, au premier plan, le granite de Millas avec sa surface recouverte de nombreuses boules.

Le massif de l'Agly fournit un bon exemple du métamorphisme général hercynien des Pyrénées. La succession *prograde* que nous avons observée nous permet d'évaluer le gradient géothermique au moment des transformations. Rappelons que les deux processus essentiels de ces transformations sont des réactions *d'addition* (exemple de $\text{SiO}_3 \text{ Ca}$) et *d'inversion* (andalousite, sillimanite). Les paramètres intervenant les plus

importants sont la Pression, la Température et la Composition. On peut définir le métamorphisme comme l'ensemble des processus par les quelles les roches (sédimentaires, magmatiques ou déjà métamorphiques), en profondeur, sous l'action des élévations de température et de pression, sont transformées tout en conservant fondamentalement leur nature de roches à l'état solide. Il s'agit donc d'une remise en équilibre de la roche soumise à de nouvelles conditions. Des *minéraux* dits *index* sont caractéristiques de telle température ou de telle pression ; leur association dans une roche définit ce que l'on appelle le *faciès métamorphique*, dans cette notion intervient aussi la composition de la roche. A partir d'un diagramme expérimental P et T en fonction des températures nous allons définir des domaines d'existence de tel ou tel minéral index et les courbes d'apparition de ces minéraux ; il est bien entendu que pour toutes les conditions de pression et de température de la courbe peuvent coexister les espèces minérales caractéristiques des domaines séparés par la courbe. Sur le schéma c'est vrai pour, par exemple biotite plus ; par contre la courbe séparant andalousite de la sillimanite lorsque la sillimanite apparaît l'andalousite disparaît. Ce que l'on appelle *isogrades* métamorphiques se sont les intersections avec la surface topographique des enveloppes limitant les différentes zones, des différentes roches caractérisées par leur *paragenèse*, leurs *minéraux index*. (Fig. 8)

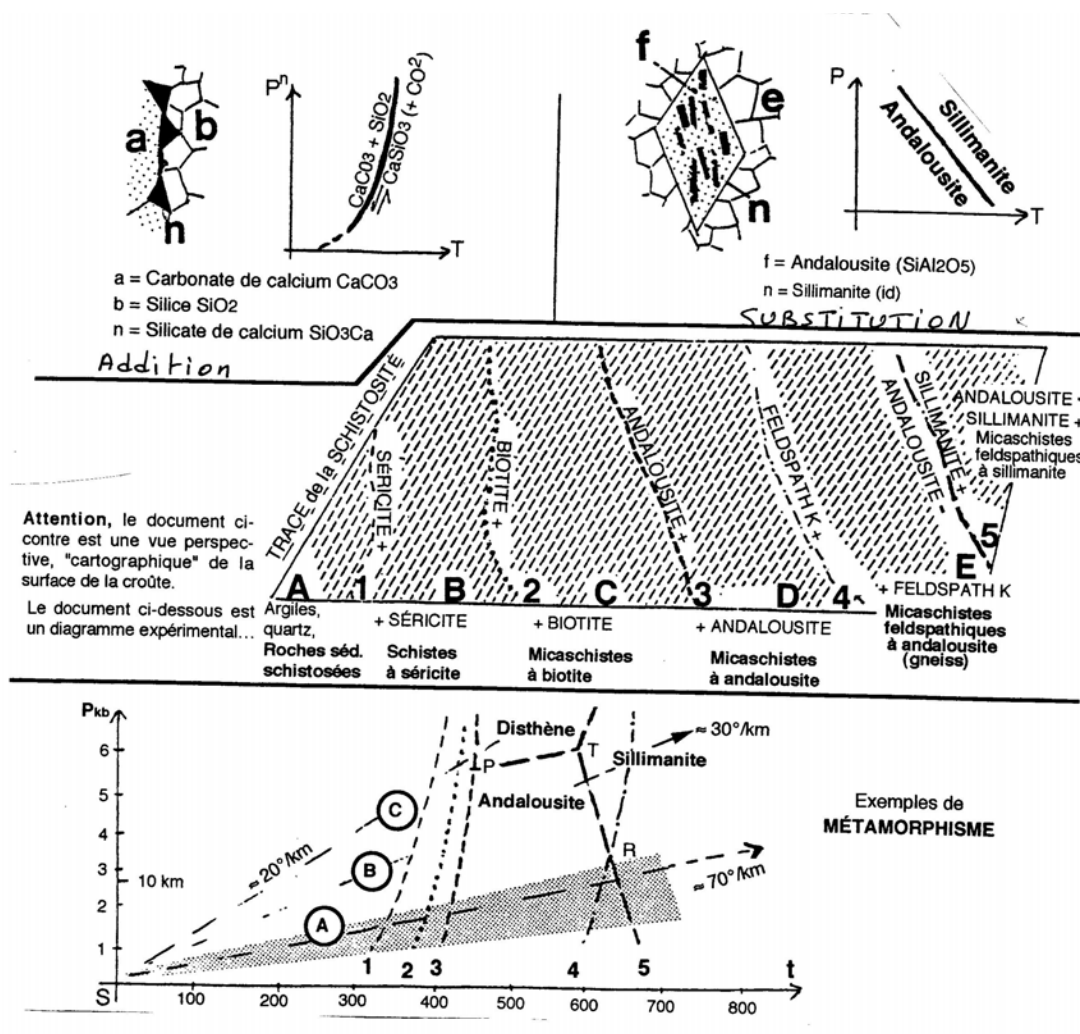


Fig. 8 - Métamorphisme

Revenons à la succession des terrains et au diagramme expérimental P et T. La succession est : chlorite (idem. séricite), biotite, cordiérite, andalousite puis sillimanite. Nous pouvons ainsi tracer la droite B; cela correspond à un gradient géothermique compris entre 30 et 70 de type A°. L'apparition du feldspath est le passage du métamorphisme au début de fusion c'est-à-dire à l'anatexie. Il s'agit donc ici d'un métamorphisme de type Abukuma thermique.

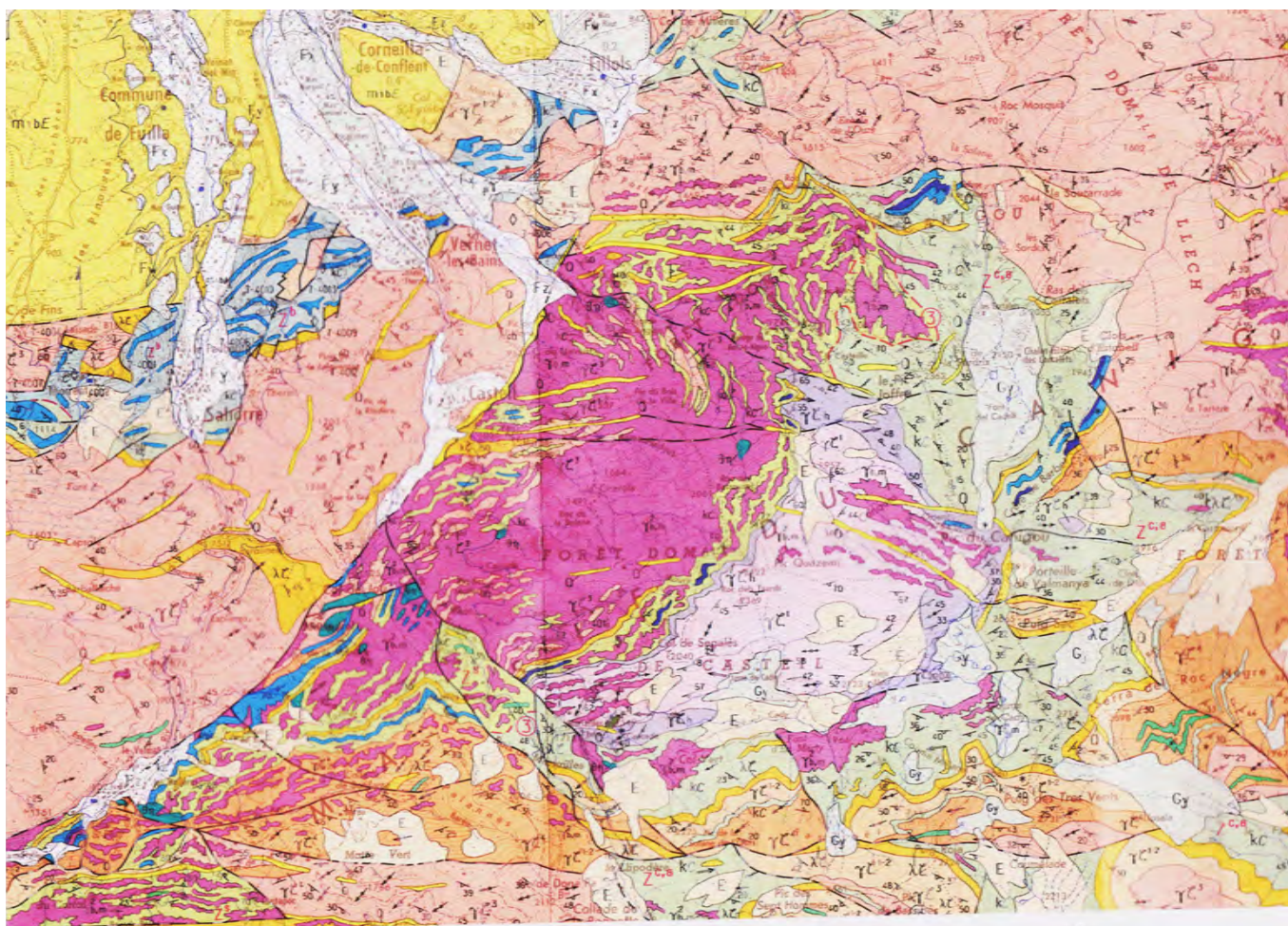


Fig. 9 - Extrait carte géologique de Prades
1/50.000, BRGM

$\gamma\zeta^3$: G2 ; $\gamma\zeta^4$: G3 ; $\gamma\zeta$: orthogneiss G1 ; $\gamma\zeta^{1-2}$: orthogneiss oeilé ; γ^{2b-m} : leucogranite à biotite

C) Les gneiss du Canigou.

Le massif du Canigou est un ensemble complexe constitué par un socle de granitoïdes antéhercyniens recouvert en discordance par du Paléozoïque inférieur (groupes de Canaveilles et de Jujols). Ces terrains sont affectés par le métamorphisme général hercynien.

La tectonique hercynienne a structuré cet ensemble sous la forme de grands plis couchés précoces. Il en résulte le dispositif suivant (**Fig. 9 et 10**) de bas en haut :

- 1° Les orthogneiss ocellés surmontés par les gneiss de transition et les marbres de base ;
- 2° Viennent au-dessus les métapélites de Canaveilles ;
- 3° Sur ces dernières repose une énorme amande, ployée en voute, à cœur de gneiss (gneiss de Casemi), enveloppée par des leptynites à ferrohastingsite (amphiboles) ;
- 4° Une nouvelle nappe dont on peut voir le flanc inverse (sommet 2760m) charriée vers le sud et où les orthogneiss surmontent les gneiss de transition. Sur le versant nord le flanc inverse et le flanc normal sont superposés.

L'ensemble est plissé en un vaste pli brachyanticlinal post nappe et tardihercynien. Ce pli a ensuite été repris par la tectonique alpine. Au cours de la surrection néogène du massif, à la fin de l'Oligocène (26-18 Ma), des panneaux de gneiss et de micaschistes ont glissé sur le flanc nord du Canigou, dans les dépôts fluviolacustres.

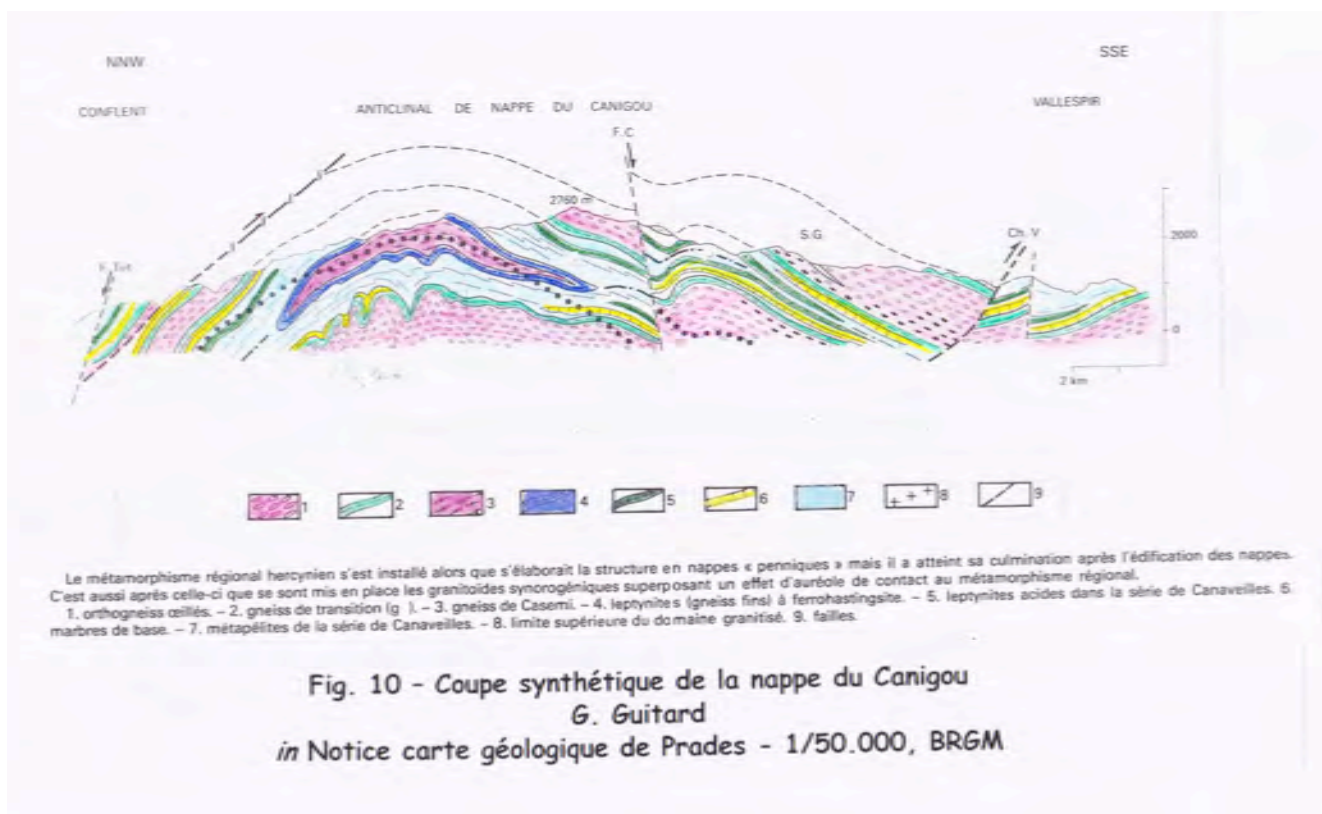
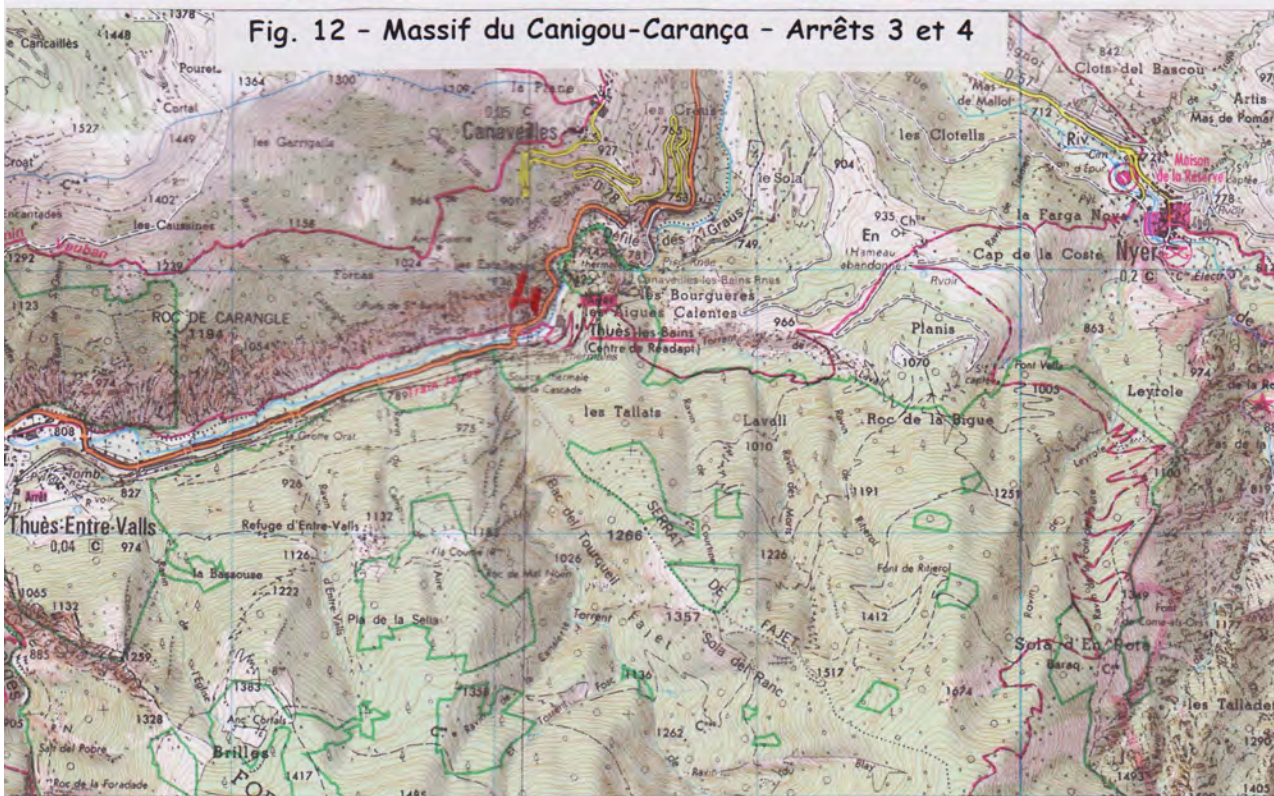




Fig. 11 - Massif du Canigou-Carança - Arrêts 1 et 2



Fig. 12 - Massif du Canigou-Carança - Arrêts 3 et 4



1) *Les terrains gneissiques.*

Tous ces gneiss sont des métamorphites hercyniennes dérivant d'un socle de la fin du précambrien ; ce sont aussi des tectonites c'est-à-dire des roches qui ont acquis une foliation par déformation plastique. Il s'agit pour la plupart d'orthogneiss résultant de transformations considérées comme isochimiques, du fait de la conservation des textures initiales, de granitoïdes et de diverses formations magmatiques acides.

Des datations sur zircon ont donné des âges cadomiens ou plus récents : (1975), 580 +/-20 Ma, 620 +/-40 Ma ; (1980), 451 +/- 14 Ma ; (1995), 446 +/-20 Ma pour les gneiss G1.

- a) **Les orthogneiss G2 et G3** Les gneiss G2 sont des gneiss ocellés où les yeux feldspathiques peuvent atteindre la taille de 2 à 10 cm. Les feldspaths sont des microclines perthitiques présentant des couronnes de plagioclases (texture rapakiwi). La biotite est présente, on note l'absence de muscovite.

Les gneiss G3 sont sombres et riches en biotite. Deux types apparaissent : des gneiss à gros yeux feldspathiques et des gneiss homogènes à petits yeux feldspathiques, très biotitiques et riches en enclaves. Tous ces gneiss correspondent à la transformation d'une série calco-alkaline ferrifère. Les gneiss G3 situés à la base de la nappe du Canigou affleurent depuis le col de Mantet à l'W jusqu'à la crête de Barbet à l'E

- b) **Les gneiss de transition.** Ces gneiss se situent entre la formation de Canaveilles et les orthogneiss G2 et G3 de la fin du Précambrien. Ce sont des gneiss de teinte claire de type leptynites ou gneiss fins souvent lités. Ils présentent parfois de minces niveaux hololeucocrates à nodules aplatis et étirés de tourmaline (Graus de Canaveilles). Une intercalation de micaschistes et de métagrauwackes de 3 à 15m d'épaisseur se place parfois entre les gneiss G2 et les gneiss de transition (Graus de Canaveilles). Tous ces gneiss pourraient dériver de volcanisme ou d'intrusions hypovolcaniques. Dans le secteur de Py des gneiss acides se placent à la base de la formation de Canaveilles ; ce sont des gneiss à grains fins un peu ocellés résultant de volcanites acides.
- c) **Les orthogneiss de Casemi.** Ils affleurent au centre de la fenêtre de Balatg. Ils appartiennent à la formation de Canaveilles. Une datation, 425 +/- 18 Ma leur donne un âge à la limite Ordovicien-Silurien. L'horizon de Mariailles est constitué de gneiss fins rubanés et d'orthogneiss à ferrohornblende et biotite ferrifère, de paragneiss à biotite et grenats et de quartzites rubanées. Les gneiss de Casemi proprement dits sont des orthogneiss leucocrates à biotite et à grains fins, rarement ocellés.

2) Les arrêts successifs. (Fig. 11 et 12).

Arrêt 1, Barolines.

A la sortie de Villefranche de Conflent, prendre la D6 en direction de Sahorre, continuer jusqu'à Barolines vers le Sud. Avant Sahorre les gneiss écaillés de Canaveilles chevauchent le Plio-Miocène (faille de la Têt). Au niveau de Sahorre on trouve des vestiges de mines de fer (fer du Canigou). Dès la sortie de Sahorre affleurent les gneiss G2. Dans un grand virage, usine électrique, point coté 751 on pourra observer des alternances de leptynites et de gneiss ocellés à petits yeux encaissés dans les gneiss G2. Ces roches correspondent à des microgranites recoupant le granite porphyroïde qui a donné les Gneiss G2.

Arrêt 2, Cascade l'Enfer (parking) (Fig.13).

Deux kilomètres environ au sud de l'arrêt 1 la vallée se resserre. A la sortie du défilé au niveau d'une station d'épuration on pourra observer les orthogneiss ocellés G2. Ici le pendage est très faible, nous sommes au cœur de la voute anticlinale dans la partie peu déformée de la nappe supérieure. La schistosité est soulignée par les alignements des biotites. Les yeux de feldspath sont pluricentriques constitués par du microcline parfois entourés d'une auréole de plagioclase (texture rapakiwi) ; ceci est observable rive droite de la Rotja au nord de la station d'épuration. Les feldspaths montrent des macles de type carlsbad.



Fig. 13 - Orthogneiss G2 de la Carança - Vallée de la Rotja (cascade d'Enfer)

On notera la présence de petites enclaves ovoïdes, sombres, de gneiss à grain fin. Ce gneiss est un ancien granite porphyroïde précambrien métamorphisé. 500m plus au Sud, la route recoupe la faille de Mantet d'orientation SSW-NNE ; elle passe ensuite au Sud de Casteil. Les gneiss G2 ici observés appartiennent donc à la terminaison orientale du compartiment de la Carança. Le compartiment du Canigou se développe au Sud-Est et à l'Est de la faille de Mantet.

Arrêt 3, Saint Martin du Canigou.

Revenir à Sahorre et prendre la D27 pour aller à Vernet-les-bains puis prendre la D116 jusqu'à Casteil. Là la visite de l'abbaye bénédictine s'impose : le clocher avec ses arcatures, le cloître, l'abbatiale et la crypte voutée en font un joyau de l'art roman catalan. Tout au long de la montée nous pourrons observer le granite leucocrate à biotite et des orthogneiss G1 à faciès oeillé ou leptynitique. Les gneiss de transition seront vus dans la coupe du tunnel de Canaveilles.

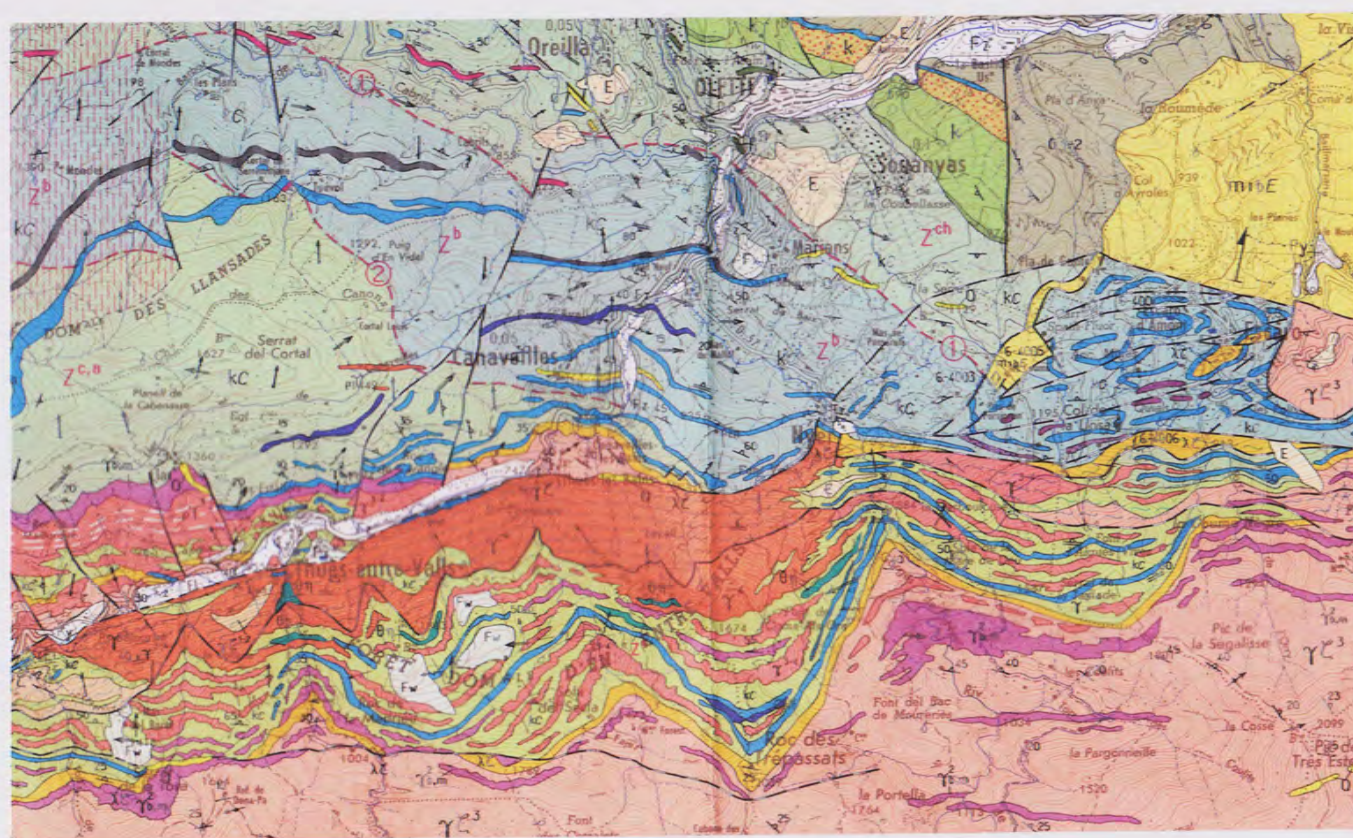


Fig. 14 - Extrait carte géologique de Prades
1/50.000, BRGM

D) Contact entre les gneiss du Canigou et la couverture paléozoïque.

Le contact est bien visible dans le défilé des Graus à Canaveilles (**Fig. 14, 15 et 16** ; arrêt 4). La coupe a été parfaitement décrite dans le guide des Pyrénées orientales – Corbières de M. Jaffrezo. Nous en reprendrons ici l'essentiel.

Le défilé de Graús, entaillé par la Têt est situé au Sud d'Olette sur la N116. Le parcage est possible après le tunnel routier, parking à droite (borne téléphonique) et à gauche de la route. Cette coupe est marquée 4 sur la carte topographique figure 16. Pour éviter des trajets, cet arrêt pourra être fait le troisième jour lors du retour par Montlouis et Puyvalador.

Arrêt 4-1. Dans l'ancienne carrière correspondant au tunnel actuel, au sein des micaschistes, affleure une barre de marbre, massif, rubané, d'une épaisseur de 20 m. Elle présente des plis métriques couchés et serrés repris par de larges ondulations. Plusieurs schistosités sont observables dans les micaschistes encaissants. Le contact entre les micaschistes et ce premier niveau carbonaté est particulièrement net. Des minéralisations de cuivre y ont été recherchées (galeries). Les observations se font ensuite le long du chemin du « Relais de l'infante ». Du Nord vers le Sud et en descendant on trouve successivement : 1. marbres ; 2. micaschistes ; 3. orthogneiss.

Arrêt 4-2. Une première barre de marbre calcaire correspondant à celui de la carrière. Elle débute par un niveau rubané présentant une érosion différentielle et contenant du quartz, de la muscovite et parfois du feldspath potassique ; viennent ensuite des niveaux décimétriques calcaréo-gréseux et un marbre massif.

Arrêt 4-3. Des micaschistes présentent des intercalations variées de marbres ; dans certaines, on note la présence de lits décimétriques de gneiss à silicates calciques dérivant de marnes (clinopyroxènes, amphiboles, microcline et plagioclases). En outre ces micaschistes ont de nombreuses lentilles de quartz et des porphyroblastes d'andalousite ; nous sommes à proximité de l'isograde de l'andalousite.

Arrêt 4-4. Viennent ensuite, vers le Sud, à partir d'un petit thalweg quatre ensembles gneissiques : -1 des gneiss leptynitiques clairs et non oeillés renfermant des intercalations de gneiss oeillés à grands feldspath et à veines de quartz minéralisées en mispickel. Les diaclases sont souvent tapissées de quartz et de zéolites ; -2 des gneiss plus hétérogènes où des gneiss analogues aux précédents alternent avec des intercalations de gneiss oeillés ; -3 des gneiss homogènes ; -4 des gneiss oeillés, sombres, homogènes à yeux feldspathiques pluri-centimétriques. Un accident les sépare des précédents au niveau de l'entrée du Relais de l'Infante.

Les formations situées avant le thalweg correspondent à la Série de Canaveilles. Les gneiss sous-jacents, en particulier ceux au Sud du Relais, représentent le socle

précambrien ; Il s'agit là de la transformation d'un massif de granite porphyroïde. Les nombreux gneiss leptynitiques quant à eux représentent des manifestations volcaniques. Plus au Sud (400m) une importante bande de mylonite de direction sensiblement E-W constitue la faille de la Têt.

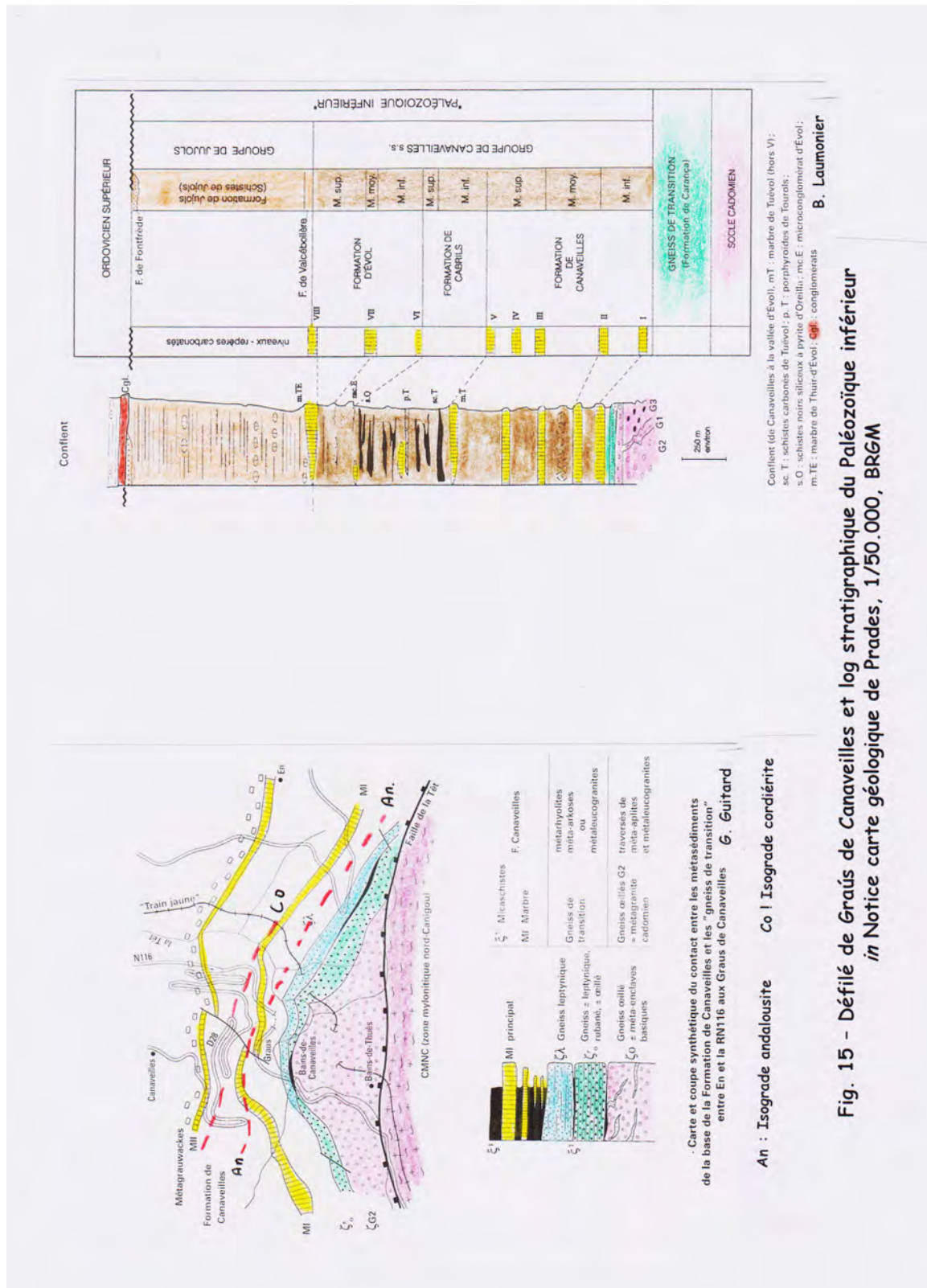


Fig. 15 - Défilé de Graus de Canaveilles et log stratigraphique du Paléozoïque inférieur in Notice carte géologique de Prades, 1/50.000, BRGM

Arrêt 4-5. A l'embranchement de la N116 et de la D28 on aborde l'isograde de la cordiérite. Sur la D28 on pourra observer successivement des marbres puis des bancs de quartzites et de métagrauwackes caractéristiques de la Série de Canaveilles.

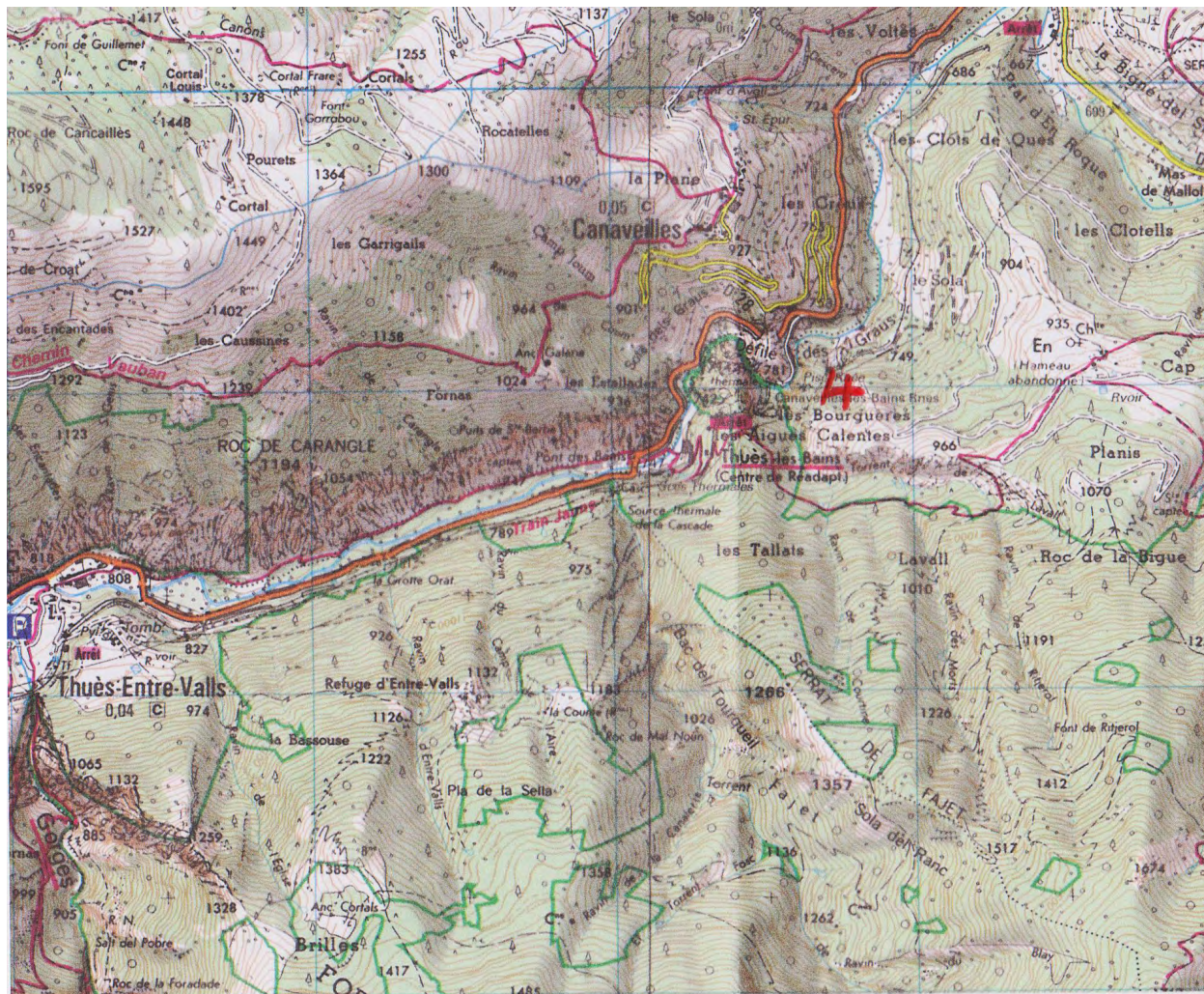


Fig. 16 - Défilé de Graús de Canaveilles

E) Le synclinal de Villefranche de Conflent.

Les terrains formant le complexe synclinorial de Villefranche s'étagent du Caradoc au Dinantien (P. Cavet, 1957). Ils forment une bande WNW-ESE de part et d'autre de la vallée de la Têt au niveau de Villefranche (**Fig. 17**). Deux séries hétéropiques s'y superposent.

Pour B. Laumonier, ce complexe comporte trois unités structurales :

- une unité inférieure autochtone (schistes de Jujols jusqu'à l'Ordovicien supérieur) en position normale (à l'endroit) ;
- une unité intermédiaire subautochtone (Silurien à Dévonien moyen et supérieur reposant en contact anormal sur l'ordovicien à l'endroit ou à l'envers (entre les vallées d'Evol et de la Têt) ;
- une unité supérieure allochtone (Dévonien inférieur à Carbonifère) avec empilement de plusieurs sous unités. (**Fig. 18**).

Ce secteur constitue au Cambrien un domaine dépourvu de dépôts vers le Nord et l'Ouest des Pyrénées et au Sud un bassin ouvert (Pyrénées orientales) à sédimentation fine et carbonatée avec une forte composante volcanique. Au Cambrien inférieur une transgression du Sud-Est vers le Nord-Ouest (conglomérats intraformationnels d'Evol) voit l'installation d'une plate-forme carbonatée puis silico clastique. Le Cambrien (moyen et supérieur) serait présent dans le groupe de Jujols. L'Ordovicien inférieur n'est pas représenté (lacune). La sédimentation reprend avec les dépôts transgressifs de l'Ashgillien et se poursuit durant le Silurien. La paléogéographie sera ensuite contrastée jusqu'au Frasnien avec des faciès de plate-forme profonde (unité subautochtone) et des faciès carbonatés parfois récifaux de plate-forme franche. Au Dévonien supérieur les dépôts s'uniformisent (bordure externe et pente de plate-forme). Au Carbonifère supérieur se met en place la sédimentation flyschoidale du Culm.

1) La série stratigraphique (fig.18).

A. Série inférieure autochtone ou parautochtone.

- Ordovicien, O₅₋₆ :
 - conglomérats polygéniques
 - grauwackes et schistes troués à Orthis de l'Ashgillien.
- Siluro-dévonien, S-d
 - schistes versicolores, ampélites, nodules calcaires et calcaires sombres
 - calcaires gris, massifs, dolomitiques, olistolites ?
 - calcaires à niveaux jaunâtres (100 m) pseudogriottes

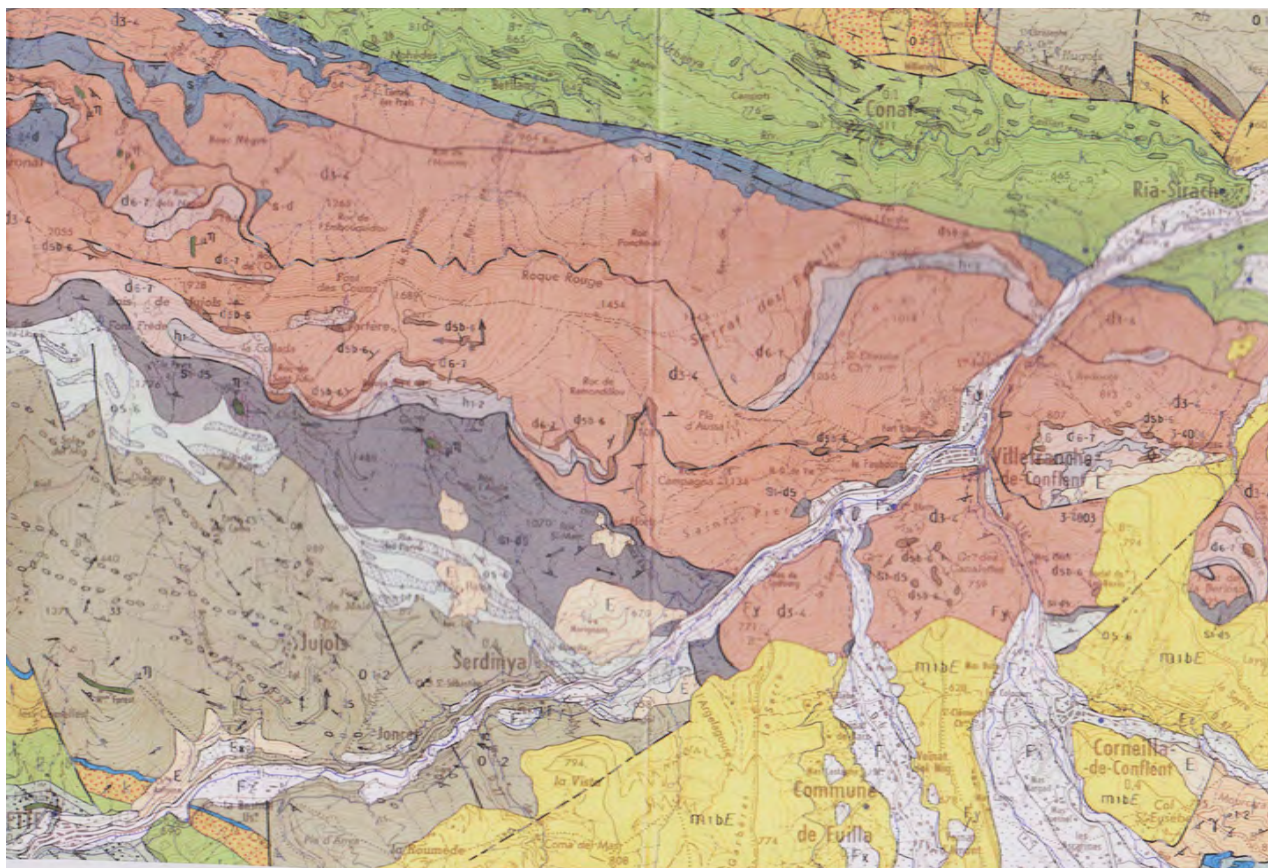


Fig. 17 - Extrait carte géologique de Prades
1/50.000, BRGM

S-d : Siluro-dévonien	h ¹⁻² , Carbonifère
O ⁵⁻⁶ : Ordovicien	d ^{5b-6} , d ⁶⁻⁷ , Dévonien supérieur
	d ³⁻⁴ , Dévonien moyen

B. Série supérieure allochtone

- Dévonien inférieur, d¹⁻² :

- dolomies (400 m), dolomies épaisses puis calcaires blancs massifs, Emsien.

- Dévonien moyen, d³⁻⁴

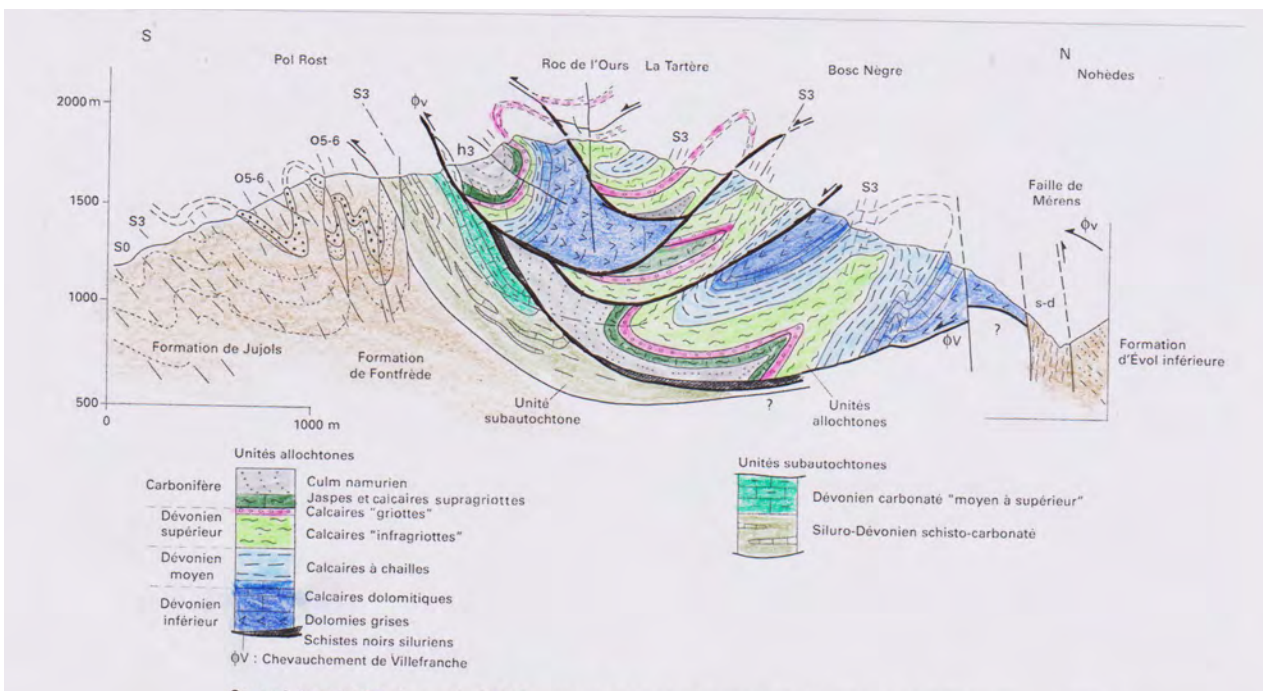
- calcaires récifaux à chailles de teinte blanc à gris clair et polypiers siliceux et calcschistes, Emsien supérieur à Eifélien moyen.

- calcaires roses et blancs à Stromatactis (marbre flambé de villefranche), Givétien à Frasnien moyen.

- calcaires rubanés Frasnien inférieur et moyen

- Dévonien supérieur, d^{5b-6}, d⁶⁻⁷ :-

- calcaires griottes (1 à 25 m) du Frasnien supérieur et du Famennien, Goniatices.



Coupe interprétative du synclinal D6 des nappes du duplex dévonien de Villefranche-de-Conflent (Laumonier, 1997)

Fig. 18 - Synclinal de Villefranche de Conflent
Extrait notice carte géologique de Prades au 1/50.000, BRGM

Série supérieure (allochtone)				
Âge	Épaisseurs	Lithologie sommaire	Datations par conodontes (C. Cygan et M. F. Perret) et ostracodes (F. Letiers)	
Namurien		Fisch grésopélique (Culm)	Viséen sup. Cu IIIa-Cu IIIb	
Viséen	20 m	Calcaires gris, noduleux		
Tournaisien	12 m	Jaspes supérieurs Calcaire intercalaire Jaspes inf. à nodules phosphatés	Famennien de V-do VI	
Famennien sup.	30 m	Calcaires noduleux gris et calcaires massifs gris		
Famennien moy.	20 m	Calcaires noduleux ocre à rouge violacé ("griottes") à Ammonoidés	Famennien de IIβ-do IIIγ	
Famennien inf.	10 m	Calcaires rubanés légèrement noduleux	Frasnien inf.-moyen Frasnien inf.-moyen	
Frasnien	30 m	(a) Calcaires rubanés et brèches sédimentaires (b) Calcaires roses et blancs à Stromatocysta ("Flambé de Villefranche")	Givétien sup.-Frasnien inf.	
Givétien	40 m	Calcaires à nodules et rubans siliceux	Emsien supérieur-Eifélien inférieur	
Eifélien - Emsien supérieur	200 m ?	Calcaires dolomitiques et dolomies		

Série inférieure (paraautochtone)				
Âge	Épaisseurs	Lithologie sommaire	Datations	
Frasnien?		Calcaires jaunâtres à passées rougeâtres centimétriques	Frasnien	
Emsien	60 m	Calcaires dolomitiques gris-bleu	Emsien sup.-Eifélien Dévonien s. I. Dévonien inférieur	
Pridolien	20 m	Calcaires en bancs métriques Calcaires en plaquettes à débris de crinoides	Silurien sup.-Dévonien inférieur	
Ashgillien		Pélites brunes à petits bancs calcaires Conglomérat, schistes troués		

Les deux séries hétéropiques du Dévonien et Carbonifère inférieur du Conflent (d'après Cygan et al., 1980)

-calcaires supragriottes (30m), calcaires noduleux gris, calcaires massifs à interbanco de calcschistes du Famennien supérieur .

- Carbonifère :

Dans le Tournaisien deux horizons de Lydiennes sont présents. Les jaspes noirs inférieurs d'une épaisseur de 4m sont à nodules phosphatés centimétriques ; ils se superposent à un niveau carbonaté ayant donné des conodontes du Tournaisien. Les jaspes supérieurs de teinte verte, de 1 à 10m d'épaisseur sont séparés des précédents par 4 à 5 m de calcaires gris et montrent des pyroclastites granoclassées (plateau d'Ambuilla).

Au-dessus vient une formation carbonatée amygdalaire datée du Tournaisien terminal - Viséen. La transition avec le Culm se fait par des bancs de calcarénites fines alternant avec des silts sombres. Le Culm comporte ici des silts, des psammites, des grès et des micropoudingues remaniant les jaspes noirs.

Au Nord- Ouest de Corneilla affleure une brèche polygénique à blocs métriques de calcaires. Vient ensuite le flysch namurien.

2) Les arrêts successifs. Fig.19 (arrêts 1,2,3) ; Fig.20 (arrêts 4,5,6).

Arrêt 1, N116, Serdinya.

Ce premier arrêt au bord de la N116, 800 mètres à l'Est de Serdinya (cote 538), nous permettra d'observer les grauwackes et schistes troués à Orthis de l'Ashgillien. (O₅₋₆)

Arrêt 2, Parking entre Serdinya et Villefranche.

L'arrêt est au bord de la N116 au premier parking à partir de Villefranche. Le paysage vers le NNW montre la structure du Roc de l'Aigle (olistolite ? de calcaire gris dolomitique), du Roc Saint Marc et du Roc San Julia, avec les klippes de Dévonien moyen allochtone (marbres flambés). Entre l'arrêt 1 et l'arrêt 2 la route recoupe le Silurien et le Dévonien basal autochtones ainsi que l'accident chevauchant N110°E qui le met en contact avec le Dévonien moyen allochtone. (Fig.21A et 21B)

Arrêt 3, Route D6 de Villefranche à Corneilla.

Au niveau des grottes de Canalettes, nous verrons les formations du Dévonien moyen allochtone (d₃₋₄). L'arrêt est dans une ancienne carrière à l'Est du cimetière et au pont des Canalettes, nous y observerons les calcaires à chailles et à polypiers siliceux (Fig.22) et le passage aux calcaires à stromatolites.

Arrêt 4, Route N116, carrière du pont de SNCF.

L'arrêt 4 se situe au bord de la N 116 1km en aval de Villefranche dans la carrière du pont de la SNCF. Là affleurent les lydiennes tournaisiennes et les calcaires amygdalaires du Tournaisien terminal-Viséen. **Fig. 23.** Le panorama de la rive gauche de la Têt montre le contact mécanique entre le Dévono-carbonifère et l'Ordovicien.

Les deux arrêts suivants ne pourront être vus ; les chemins à partir de Corneilla sont difficilement carrossables.

Arrêt 5, Plateau d'Ambuilla.

A partir de Corneilla prendre la route D47 Vers Fillols , 1km après Corneilla prendre à gauche le chemin qui mène aux anciennes carrières de marbres et à la mine de manganèse abandonnée. Les observations porteront sur divers termes du Dévonien allochtone, le marbre flambé à stromatactis du Dévonien moyen et les calcaires griottes fameniens.

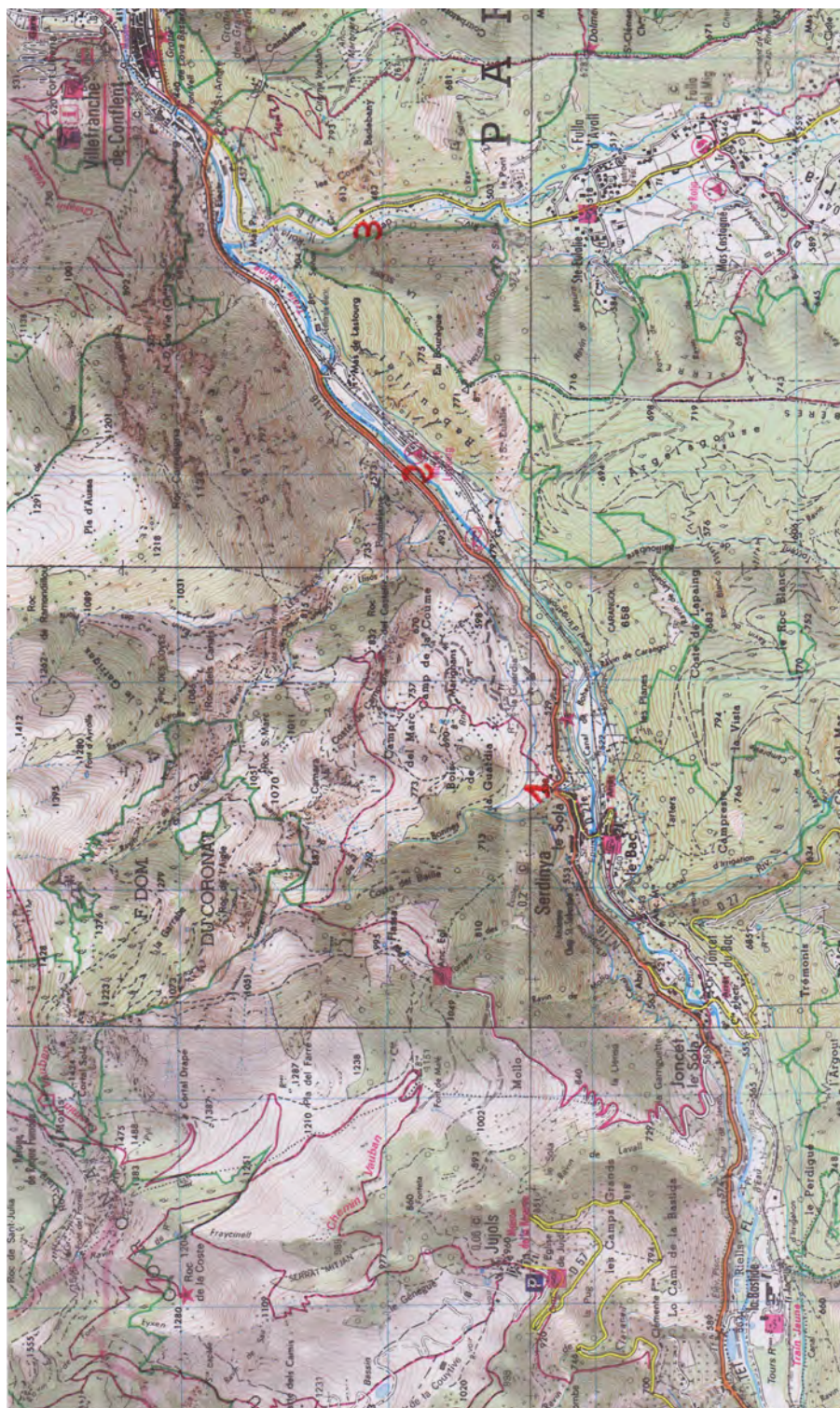


Fig. 19 – Arrêts 1-2-3, Villefranche de Conflent

Arrêt 6, Font de Berjoan, Cogolère.

Reprendre le chemin en sens inverse et au lieu-dit la Collade prendre sur la gauche le chemin qui en contour nant la Font de Berjoan va à Fillols. Au niveau de la Font de Berjoan nous pourrons observer les conglomérats à blocs métriques du Carbonifère.



Fig. 20 - Arrêts 4-5-6, Villefranche de Conflent





Fig. 22 - Arrêt 3, Grottes des Canalettes
Calcaires à chailles et polyptéris siliceux du Dévonien supérieur



Fig. 23 - Arrêt 4, Contact lydiennes tournaisiennes - Calcaires amygdalaires du Viséen



Fig. 24 - Arrêt 4, Contact Ordovicien - Dévonien au Nord du synclinal de Villefranche

F) LE Massif de Quérigut.

Le troisième jour sur le chemin du retour nous traverserons l'extrémité orientale du massif de Quérigut à partir de Puyvalador en descendant la vallée de l'Aude. De Villefranche de Conflent, on suit vers le Sud la route N116 jusqu'à Mont-Louis. A Mont-Louis on prendra la route N118 vers le Nord en direction d'Axat. (**Fig. 25**)

Le complexe plutonique de Quérigut a une forme allongée d'est en Ouest sur une vingtaine de kilomètres pour une largeur moyenne de dix kilomètres environ. Il est principalement constitué par des granitoïdes, granodiorites et monzogranites, renfermant de nombreux amas de roches gabbro-dioritiques et admet des septas sédimentaires situés essentiellement dans sa partie sud et qui représentent les témoins du toit de l'intrusion. Ce massif a fait l'objet d'excellentes études sur le plan géochimique (J. Leterrier, 1972), structural et pétrographique (J. Marre, 1973). Il a été daté par S. Fourcade et M. Javoy (1991) du Carbonifère supérieur 303 +/- 10 Ma.

Arrêt 1, Carrefour N118 - D32.

L'arrêt fournit une bonne coupe de la bordure sud du massif. Successivement nous observerons l'encaissant schisteux, puis un granitoïde particulièrement riche en enclaves et septa de roches de l'encaissant paléozoïque : micashistes, schlieren biotitique, cornéennes et marbres à grenats. On passe ensuite au granite qui sur la bordure est riche en enclaves basiques. Le long de la D32 puis D16 vers le Nord la coupe montre : granite monzonitique avec enclave basique (carrière) puis granite monzonitique porphyroïde d'Escouloubre. Le métamorphisme de contact peut être observé dans l'ancienne carrière du barrage de Puyvalador.

Arrêt 2, N118.

Trois Kilomètres plus au Nord (borne kilométrique), le long d'une conduite forcée on pourra observer un granite à muscovite et des enclaves de diorite et de quartz-diorite. Plus au nord encore on retrouvera le granite d'Escouloubre.

Arrêt 3, Ravin de Roc Ecur.

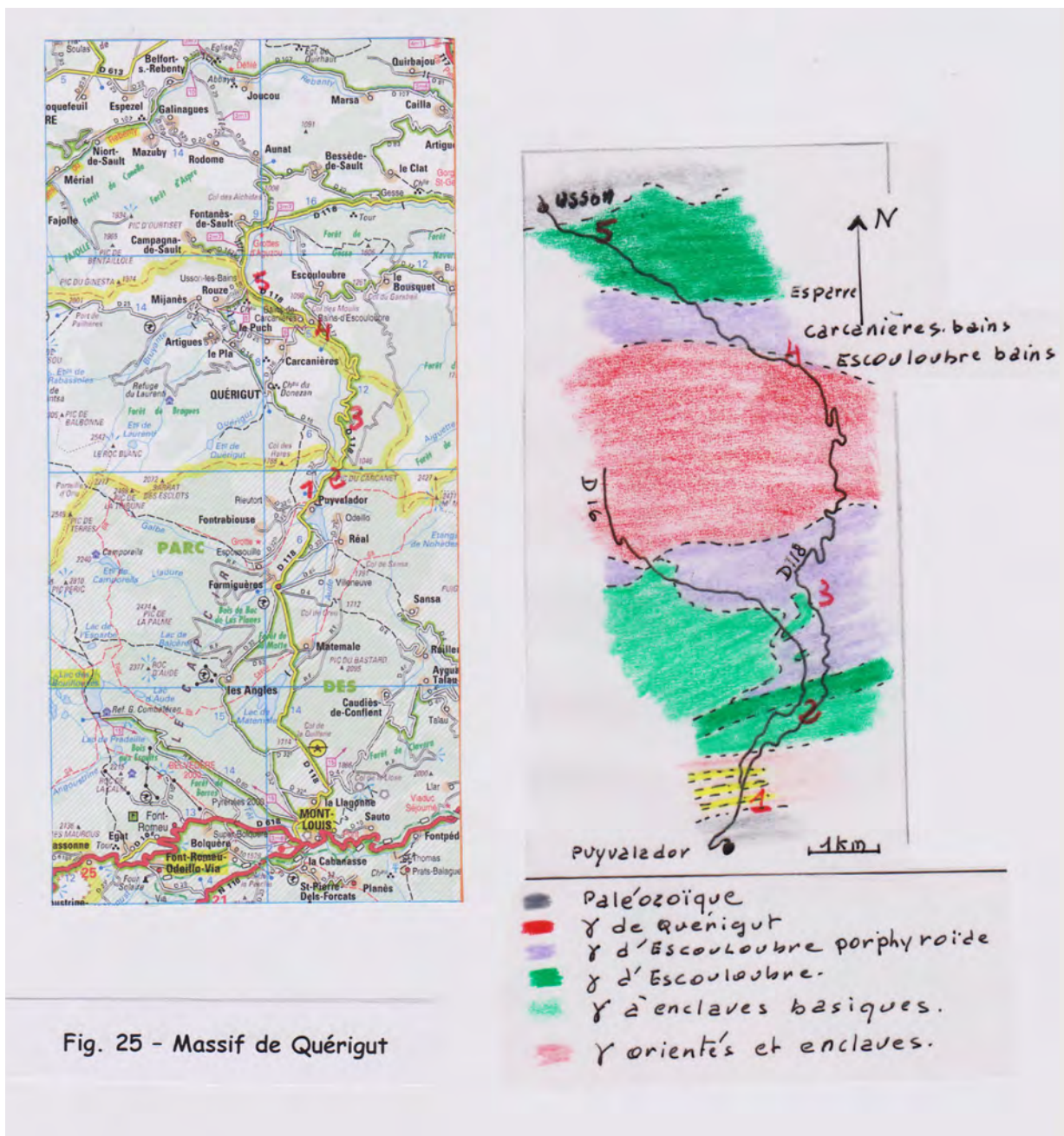
Là, le granite porphyroïde des bains d'Escouloubre présente une belle fluidalité planaire soulignée par l'orientation des phénocristaux. On notera des injections de granites à muscovite.

Arrêt 4, Usine EDF d'Escouloubre.

L'arrêt montre le granite de Quérigut constituant le cœur du massif. C'est un granite équant à biotite. La route recoupe ensuite aux bains de Carcanières le granite monzonitique orienté (fluidalité) d'Escouloubre.

Arrêt 5, Entrée d'Usson.

A l'entrée d'Usson se situe le contact nord entre l'encaissant paléozoïque et les granitoïdes du massif et donc l'auréole de métamorphisme. Cet encaissant est transformé en marbres à minéraux et cornéennes.



Bibliographie sommaire

Carte géologique de Prades au 1/50.000, feuille 1095, 1998. Notice explicative par G. Guitard, B. Laumonier, A. Autran, Y. Bandet, G.M. Berger. Editions BRGM.

Guide géologique régional « Pyrénées orientales, Corbières » M. Jaffrezo, 1977. Edition Masson.

Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées, volume 1, introduction, géophysique, cycle hercynien. 1996. Edition BRGM- ITGE.