



PRATS-DE-MOLLO- LA-PRESTE

La carte géologique à 1/50 000
PRATS-DE-MOLLO-LA-PRESTE est recouverte
par la coupure PRADES (N° 257)
de la Carte géologique de la France à 1/80 000

Mont-Louis	Prades	Céret
Saillagouse	PRATS- DE-MOLLO	Arles- sur-tech

**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
À 1/50 000**

PRATS- DE-MOLLO- LA-PRESTE

par

B. LAUMONIER, M. CALVET, B. LE BAYON,
P. BARBEY, J.-L. LENOBLE

Avec la collaboration de :
A. COCHERIE, J. MELLETON

BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
B.P.36009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE

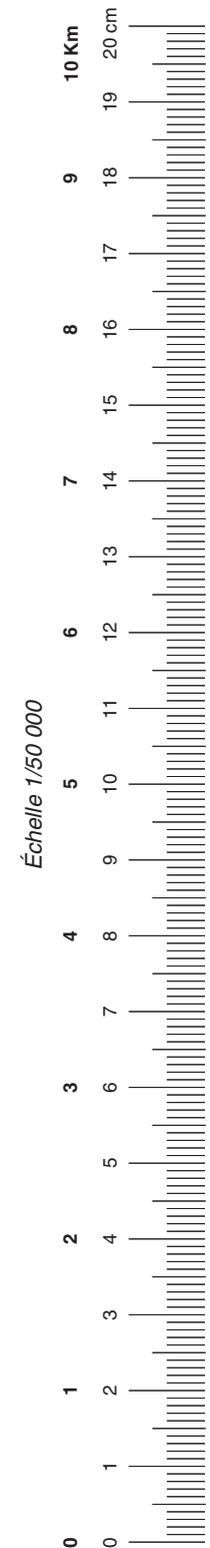
Les utilisateurs de cette carte sont priés de faire connaître au Service géologique national (Secrétariat de la Carte géologique) les erreurs ou omissions qu'ils auront pu constater.

Il sera tenu compte de leurs observations dans la prochaine édition.

COMITÉ DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE

Président : J.-M. LARDEAUX ; *Vice-Président* : J. DUBREUILH ;
Secrétaire Général : D. JANJOU ; *Membres* : P. BARBEY,
Y. CALLEC, D. CASSARD, J.-L. DURVILLE, M. FAURE, D. GIBERT,
P. GIGOT, P. GUENOC, F. GUILLOCHEAU, F. HANOT, L. JOLIVET,
P. LEDRU, D. MARQUER, G. DE MARSILY, P. NELHIG, R. POLINO,
F. QUESNEL, P. ROSSI, A. SCHAFF, K. SCHULMANN, D. TESSIER,
P. THIERRY, C. TRUFFERT, D. VASLET

Les recommandations pour faire référence à ce document
se trouvent en page 2 de la notice



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
PRATS-DE-MOLLO-LA-PRESTE À 1/50 000**

par

**B. LAUMONIER, M. CALVET, B. LE BAYON,
P. BARBEY, J.-L. LENOBLE**

**avec la collaboration de
A. COCHERIE, J. MELLETON**

2015

**BRGM Éditions
Service géologique national**

Références bibliographiques. Toute référence en bibliographie à ce document doit être faite de la façon suivante :

– *pour la carte* : LAUMONIER B., LE BAYON B., CALVET M. (2015) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Prats-de-Mollo-la-Preste (1099). Orléans : BRGM. Notice explicative par Laumonier B., Calvet M., Le Bayon B., Barbey P., Lenoble J.-L. (2015), 189 p.

– *pour la notice* : LAUMONIER B., CALVET M., LE BAYON B., BARBEY P., LENOBLE J.-L. (2015) avec la collaboration de Cocherie A., Melleton J. – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Prats-de-Mollo-la-Preste (1099). Orléans : BRGM, 189 p. Carte géologique par Laumonier B., Le Bayon B., Calvet M. (2015).

© BRGM, 2015. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 978-2-7159-2099-6

SOMMAIRE

INTRODUCTION	7
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	7
<i>CADRE GÉOLOGIQUE – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	10
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	11
Travaux antérieurs	11
Cartographie	14
DESCRIPTION DES TERRAINS	17
<i>PROTÉROZOÏQUE TERMINAL (ÉDIACARIEN) ET PALÉOZOÏQUE</i>	17
Formations sédimentaires et volcanosédimentaires préhercyniennes (Édiacarien – Cambrien s.l.)	19
Formations plutoniques ordoviciennes (~ 475-445 Ma)	41
Formations sédimentaires et volcanosédimentaires hercyniennes	51
Formations plutoniques hercyniennes finicarbonifères (~ 310-300 Ma)	53
Filons de quartz	59
<i>CRÉTACÉ TERMINAL – PALÉOGÈNE</i>	59
Maastrichtien p.p. – Paléocène (Garumnien)	60
Éocène inférieur p.p. (Illedien)	61
<i>MIO-PLIOCÈNE</i>	61
<i>QUATERNAIRE</i>	62
Dépôts glaciaires et proglaciaires	63
Formations fluviales, terrasses	65
Dépôts de versant	68
Dépôts organiques	71
ÉVOLUTIONS GÉOLOGIQUES	71
<i>ÉVOLUTION PRÉHERCYNIENNE</i>	72
Édiacarien - Cambrien s.l.	73
Tectonique et plutonisme ordoviciens	74
<i>ÉVOLUTION HERCYNIENNE</i>	75
Tectonique hercynienne majeure D1-D2-D3 (Namuro-Stéphanien)	76
Métamorphisme, plutonisme et évolution structurale tardive (D2)	92
Évolution tectonométamorphique (B. Le Bayon)	96
Période finihercynienne (Stéphanien-Autunien)	101

<i>ÉVOLUTION ALPINE</i>	105
Structure alpine : généralités	
Étape préorogénique (Mésozoïque - Crétacé supérieur p.p.)	107
Étape orogénique précoce (Crétacé supérieur p.p. - Garumnien)	108
Étape orogénique majeure (Éocène)	108
<i>ÉVOLUTION POSTALPINE (OLIGOCÈNE À QUATERNAIRE)</i>	123
Failles normales néogènes	123
De l'orogénèse paléogène à la formation des aplanissements culminants au Néogène	125
Surrection du massif du Canigou-Carança à partir du Néogène supérieur	127
Marque des climats froids quaternaires	128
Vigueur de l'érosion actuelle	130
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	131
<i>GÉODYNAMIQUE PRÉHERCYNIIENNE (ÉDIACARIEN-ORDOVICIEN)</i>	132
<i>CYCLE HERCYNIIEN</i>	134
<i>CYCLE ALPIN</i>	137
RESSOURCES MINÉRALES	141
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	141
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	141
Tungstène : le gisement de Costabonne	142
Autres minéralisations	147
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	148
<i>CLIMAT ET VÉGÉTATION</i>	148
<i>RISQUES NATURELS</i>	149
Sismicité historique et risque sismique	149
Autres aléas	150
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	151
Eaux souterraines	151
Eaux thermominérales	155
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	155
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	155
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	158
ANNEXE GÉOCHRONOLOGIE	180

<i>VOLCANISME PRÉHERCYNIEN</i>	181
<i>PLUTONISME HERCYNIEN</i>	185

AUTEURS	188
----------------	------------

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Cadre géographique de la feuille Prats-de-Mollo	8
Fig. 2 - Assemblage des cartes géologiques à 1/50 000 françaises et espagnoles	16
Fig. 3 - Canevas lithostratigraphique des terrains préhercyniens de l'Est des Pyrénées	18
Fig. 4 - Corrélations entre les terrains préhercyniens des Pyrénées orientales et de la Montagne noire	34
Fig. 5 - Diagramme chimico-minéralogique K_2O - MgO - Na_2O pour les schistes de Canaveilles, Jujols et Puyvalador (données de Leterrier, 1972 ; Van Marcke de Lumen, 1983 ; Baetens, 1989 ; Guitard <i>et al.</i> , 1998)	38
Fig. 6 - Diagrammes Mg-Ca (a) et Mg-Fe + Mn (b) pour les marbres (Costabonne) et les roches à silicates calciques (Costabonne, vallée de la Têt, massif du Canigou) de la Formation de Canaveilles. Données de Le Guyader (1982), Baetens (1989) et Guitard <i>et al.</i> (1998)	39
Fig. 7 - Compositions en éléments majeurs des orthogneiss des massifs du Canigou-Carança et du Freser, représentées dans le diagramme K_2O - SiO_2 et dans les diagrammes de classification de Frost <i>et al.</i> (2001)	48
Fig. 8 - Compositions en éléments majeurs des faciès granitiques des massifs de Costabonne, Saint-Laurent-de-Cerdans, Batère et du granite profond du Canigou : (a) (b) (c) Na_2O+K_2O-CaO , $FeO_{tot}/(FeO_{tot}+MgO)$ et K_2O en fonction de SiO_2	56
Fig. 8 (suite) - (d) A/CNK - A/NK ; (e) Rb-Sr-Ba	57
Fig. 9 - Chronologie des déformations hercyniennes de l'Est des Pyrénées et relations avec le plutonisme et le métamorphisme	80
Fig. 10 - Interprétation de l'accident hercynien du Puigmal : détachement plutôt que chevauchement	86
Fig. 11 - Coupe S-N de la Coma de l'Embut. Contact tectonique du Puigmal (B. Le Bayon)	98

Fig. 12 - Corrélations des déformations, du métamorphisme et du magmatisme dans l'infrastructure et la suprastructure (B. Le Bayon)	102
Fig. 13 - « Failles normales sur quartz » et filons de quartz	104
Fig. 14 - Le cadre structural alpin de la feuille Prats-de-Mollo	106
Fig. 15 - Le système des unités alpines supérieures, intermédiaires et inférieures des Pyrénées sud-orientales. A - Schéma structural. B - Coupe structurale schématique	110
Fig. 16 - Le système des chevauchements alpins : interprétation	114

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Localisation des gîtes et indices minéraux de la feuille Prats-de-Mollo, d'après la BSS	156
Tab. 2 - Données géologiques concernant les gîtes et indices minéraux de la feuille Prats-de-Mollo, d'après la BSS	157

LISTE DES PLANCHES (hors texte)

Pl. 1 - Filon de quartz, faille normale et synclinal de Bassibès
Pl. 2 - Le gisement de tungstène de Costabonne, d'après Baetens (1989) et Guitard et Laffitte (1958) : carte et coupe géologiques

AVERTISSEMENT

Les notices des cinq feuilles Argelès-sur-Mer – Cerbère, Céret, Arles-sur-Tech, Prats-de-Mollo et Mont-Louis sont complémentaires et ont été écrites conjointement. Certains aspects sont communs à toutes les notices, tandis que d'autres ont été davantage développés dans l'une ou l'autre d'entre elles. Pour certains développements spécifiques, le lecteur sera donc invité à se reporter à l'une ou l'autre de ces notices qui sont consultables et téléchargeables gratuitement sur le site InfoTerre du BRGM (<http://infoterre.brgm.fr/cartes-geologiques>).

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La feuille Prats-de-Mollo-la-Preste, qui sera dans cette notice plus simplement appelée feuille Prats-de-Mollo, couvre un espace de $29,5 \times 19,9$ km, soit 587 km², dont environ 260 km² (44 %) en France (fig. 1). Administrativement, elle se situe dans le département des Pyrénées-Orientales (66) pour la partie française et la *comarca* du Ripollès (province de Girona, Catalunya) pour la partie espagnole.

Pour la partie française, la topographie servant de fond à la carte géologique est celle de la carte IGN au 1/50 000 (feuille XXIII-50, 1963). La partie espagnole de cette carte étant très imprécise, un fond topographique simplifié a été dessiné pour la zone ayant fait l'objet d'une cartographie géologique détaillée d'après la récente (1993) carte au 1/50 000 Ripollès-31 de l'Institut Cartogràfic de Catalunya. La toponymie utilisée dans cette notice, pour la partie française, est celle de la carte IGN, bien qu'elle soit souvent en désaccord avec celle des cartes françaises et surtout catalanes plus modernes au 1/25 000, 1/50 000 et 1/400 000, pour lesquelles une toponymie beaucoup plus conforme au catalan est adoptée.

La région est très montagneuse (massifs de Carança et du Canigou), les altitudes augmentant fortement du SE (500-1500 m) vers le NW (2 000-2 700 m). L'axe orographique majeur, dont l'altitude est partout supérieure à 2 200 m, court du Puigmal (2 910 m) au Pic du Canigou (2 784 m). Il forme la crête frontière E-W du Pic d'Eyne (2 786 m) au Roc Colom (2 510 m), puis oblique vers le NE, en territoire français. La crête est très aiguë jusqu'au Pic du Géant (ou Bastiments, 2 882 m) ; au-delà, elle s'aplanit à son sommet, formant des *plas* remarquables vers 2 300-2 500 m (Pla de Coma Armada, les Esquerdes de Rotja, Pla Guillem). Vers l'ESE, formant la frontière, une crête secondaire moins marquée s'abaisse du Pic de Costabonne (2 465 m) au Col d'Ares

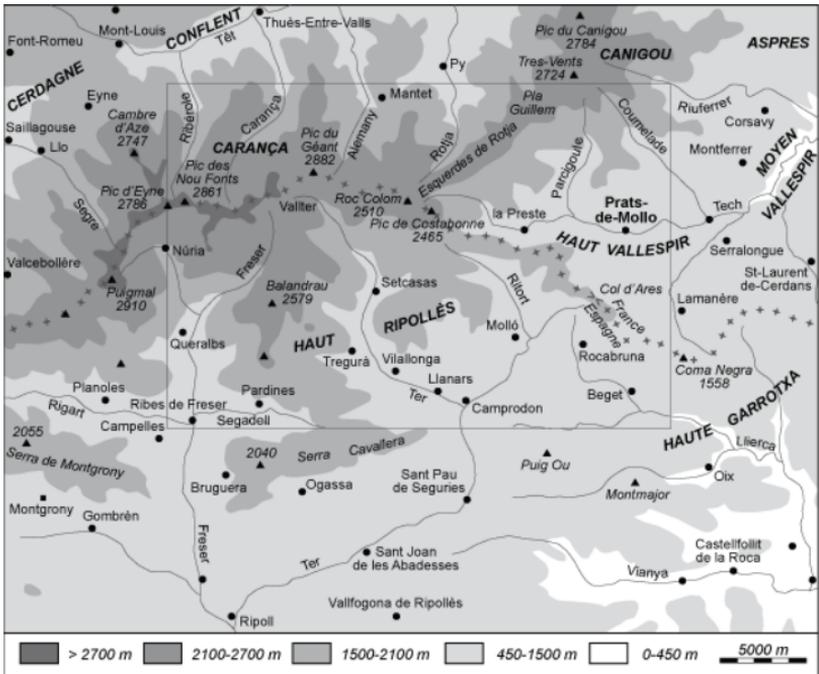


Fig. 1 - Cadre géographique de la feuille Prats-de-Mollo

(1 513 m) et au Puig de Coma Negra (1558 m). Globalement, le versant nord du massif de Carança est nettement plus étroit et plus raide que le versant sud.

Ces lignes de relief séparent les hauts bassins versants du Segre au Nord-Ouest (Cerdagne), de la Têt au Nord (Conflent), du Tech à l'Est (Vallespir) et du Ter au Sud (Ripollès), le coin sud-est de la carte appartenant au bassin du Fluvià. Les affluents de la Têt (Ribérole, Carança, Alemany, Rotja) creusent des vallées N-S profondes et étroites dans le versant nord du massif de Carança-Canigou ; les têtes de ces vallées montrent de beaux cirques, témoins d'une forte empreinte glaciaire. Dans le haut Vallespir, le haut Tech et ses affluents (Parcigoule, Coumelade) forment des vallées encore profondes mais plus larges. Dans le haut Ripollès, le Freser, le haut Ter et son affluent le Ritort déterminent un relief plus aéré mais plus confus, formé de crêtes généralement émoussées et convexes, comme celle du Balandrau (2 579 m), et de vallées souvent profondes, parfois très encaissées (haut Freser) et d'orientation variable. Tous ces reliefs sont développés dans les roches du socle hercynien de la Zone axiale (gneiss, micaschistes, schistes, marbres, granites). Au Sud de la carte, les calcaires dévoniens déterminent un vigoureux relief E-W (Serra Cavallera, 2 040 m ; Serra de Montgrony, 2 055 m) séparé des précédents par les profondes vallées du Rigart et du Segadell. Vers le SE, au-delà de la Serra Cavallera, dans les marnes, grès et calcaires de la couverture alpine de la Zone sud-pyrénéenne apparaît un relief fait de crêtes étroites E-W à WSW-ENE, visibles dans le coin sud-est de la feuille Prats-de-Mollo.

Le climat, encore méditerranéen dans la Haute-Garrotxa (bassin du Fluvià), devient de plus en plus montagnard vers le NW. La région appartient à la « Catalogne humide », domaine à pluviométrie assez forte (souvent supérieure à 1 000 mm/an) et à sécheresse estivale très peu marquée, l'été pouvant même être la saison la plus arrosée, en relation avec la prédominance des entrées d'air méditerranéen instable, chaud et humide, favorisant le développement de systèmes orageux sous le vent de la chaîne par rapport aux flux atmosphériques de NW en altitude. Une autre caractéristique de cette région est la fréquence et l'intensité des grands abats d'eau ou *aiguats*, le plus connu étant celui du 16-20 octobre 1940, avec 1 000-1 500 mm de pluie en trois jours dans le haut Vallespir et le bassin du Ritort.

Du fait de cette humidité, le couvert végétal est généralement très développé. Le domaine forestier s'élève jusque vers 2 200-2 300 m. Il est d'abord dominé par le chêne pubescent ou le chêne sessile, jusque vers 1 100 m (étage subméditerranéen). Entre 1 100 et 1 700 m (étage montagnard) apparaît le hêtre, localement mélangé au sapin, ou bien le pin sylvestre en conditions plus sèches. Puis, jusque vers 2 300 m (étage subalpin), prédomine le pin à crochets, la forêt étant souvent remplacée par des pâturages ou des landes buissonnantes à genêts, genévriers et rhododendrons. Au-dessus de 2 300 m, c'est le domaine

supraforestier (étage alpin) à pelouses rases, typique des hautes crêtes et surtout des grands pas culminants.

CADRE GÉOLOGIQUE – PRÉSENTATION DE LA CARTE

La feuille Prats-de-Mollo est principalement constituée par les terrains préhercyniens (Édiacarien à Ordovicien) et hercyniens (Ordovicien supérieur à Carbonifère supérieur) (volcano)sédimentaires et plutoniques, plus ou moins métamorphiques, du socle de la Zone axiale (ZA) pyrénéenne ; seul l'angle sud-est de la feuille montre des terrains de couverture alpine (Crétacé terminal - Éocène) appartenant à la Zone sud-pyrénéenne (ZSP). La zone cartographiée au Sud de la frontière étant limitée aux secteurs de Molló, Setcasas et Núria, deux schémas structuraux sont nécessaires pour avoir une vue d'ensemble de la feuille, l'un concernant la structure et la lithostratigraphie (pré)hercyniennes, l'autre la structure alpine.

La tectonique tangentielle alpine, à vergence S, découpe le socle hercynien de la feuille Prats-de-Mollo en plusieurs unités structurales superposées. L'unité du Canigou, la plus élevée, surmonte au Sud par le chevauchement *hors séquence* de Ribes-Camprodon l'unité du Ripollès, l'ensemble constituant l'unité (de socle) du Canigou-Ripollès qui occupe la plus grande partie de la feuille. Vers le bas dans la pile tectonique alpine viennent ensuite, à l'Est les unités du Vallespir et de Saint-Laurent-de-Cerdans, et au Sud l'unité de Planoles, le duplex du Freser (unités de Bruguera et d'El Baell) et l'unité profonde de Ribes de Freser. Les terrains de couverture alpine de la ZSP, au Sud-Est de la carte, peuvent être tectoniquement rattachés, les uns à l'unité de socle du Canigou-Ripollès (unité du Cadí 1-2), l'ensemble constituant la nappe du Canigou, et les autres à l'unité du Vallespir (unité du Cadí 3-4), l'ensemble formant la nappe du Vallespir. Le contact entre le socle de la ZA et la couverture de la ZSP est complexe et est déterminé pour partie par la flexure bordière soulevant la ZA relativement à la ZSP.

Le socle de l'unité (alpine) du Canigou est formé par les orthogneiss du Canigou-Carança (métagranites ordoviciens) de la partie centrale et méridionale du massif du Canigou-Carança, et par ceux du Freser, dans le massif du Freser. Au-dessus des gneiss et globalement du N vers le S se développe une série quasi complète d'âge édiacarien à ordovicien supérieur (unité du Canigou) et siluro-dévono-carbonifère (unité du Ripollès). La structure interne de la série présilurienne est perturbée par l'accident tangentiel hercynien du Puigmal, qui définit deux unités hercyniennes superposées, l'unité du Puigmal au sommet et l'unité de Núria à la base ; il s'agit d'un détachement plutôt que d'un chevauchement. À l'intérieur de l'unité (alpine) du Ripollès, le chevauchement de la Serra Cavallera est un chevauchement hercynien majeur qui superpose les unités de la Serra Cavallera et de la Tosa d'Alp (Dévono-Carbonifère) sur le

Siluro-Dévonien de l'unité du Puigmal, du Carbonifère inférieur (Formation de Camprodon) étant intercalé entre les deux unités.

L'unité (alpine) du Vallespir est formée principalement de terrains cambrien moyen-supérieur et l'unité (alpine) de Saint-Laurent-de-Cerdans, de terrains édiacariens et de granites hercyniens finicarbonifères.

Dans le socle existent des failles normales superposées à des filons de quartz, le tout étant probablement d'âge permien ; ces failles ont souvent été inversées à l'Alpin.

D'importantes failles néogènes ou à fort rejeu néogène disloquent l'unité du Canigou et, moins fortement, les autres unités. Elles sont synchrones de l'évolution géomorphologique de la région (aplanissements, soulèvements, basculements de blocs, etc.). Enfin, l'empreinte glaciaire quaternaire est très forte au-dessus de 1 500 m.

La feuille Prats-de-Mollo, et c'est ce qui fait son principal intérêt, porte la trace de toutes les déformations tectoniques ayant affecté la chaîne pyrénéenne sud-orientale (Laumonier, 2015) :

- tectonique sarde médio-ordovicienne à l'origine de la discordance de l'Ordovicien supérieur ;
- tectonique hercynienne majeure (chevauchements, détachements, plis, schistosités) du Pennsylvanien (Carbonifère supérieur) ;
- tectonique finihercynienne, stéphano-permienne (failles normales sur quartz) ;
- tectonique crétacée (?) ;
- tectonique alpine majeure, éocène (chevauchements, flexure bordière entre ZA et ZSP) ;
- tectonique postalpine, néogène (failles normales).

TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Travaux antérieurs

Peu de travaux anciens synthétiques concernent la région. Particulièrement intéressant est celui de M. Dalloni (1930). En revanche, les travaux récents, postérieurs à la Seconde Guerre mondiale, sont assez nombreux ; aux références suivantes, il convient d'ajouter les notices des cartes géologiques françaises et espagnoles (*cf. infra*).

Pré-Hercynien (Édiacarien-Ordovicien)

Un historique des travaux antérieurs au milieu du XX^e siècle est donné dans P. Cavet (1957). L'Ordovicien supérieur fossilifère est bien identifié dès les années 1890, notamment par les recherches de J. Roussel, et la puissante série schisteuse sous-jacente est diversement considérée comme précambrienne, cambrienne et/ou ordovicienne. Les marbres placés vers la base de cette série (« Dalle calcaire ») ont été considérés comme dévoniens sur la première édition de la feuille Prades à 1/80 000 (Bertrand et Mengel, 1925), mais plus généralement ils ont été attribués au Cambrien (C. Depéret, E. Jacquot, J. Roussel, etc.). Cette seconde interprétation a également été proposée par J.M. Fontboté (1948, 1949a) pour le versant espagnol ; elle s'est ensuite définitivement imposée, dans l'ensemble des Pyrénées orientales, avec la thèse de P. Cavet (1957).

Jusqu'au début des années 1950, les gneiss sous-jacents à cette série schisteuse, parfois mal distingués des granites, ont d'abord été considérés comme un « terrain primitif », « archéen », puis (avec les micaschistes) comme des terrains métamorphiques d'âge primaire ; une origine migmatitique et métasomatique est alors envisagée pour les gneiss (Fontboté, 1949b ; Guitard, 1955), conformément aux idées dominantes de l'époque. Ensuite, les travaux de G. Guitard ont montré que les gneiss du Canigou-Caraça ne sont pas des métasédiments métasomatisés mais que certains au moins sont des métavolcanites (Guitard, 1958), puis que la plupart sont des métagranites (Guitard, 1963) ; ces métagranites appartiendraient à un socle cadomien âgé de ~ 580 Ma (synthèse *in* Guitard, 1970). Ce socle serait situé sous un « Paléozoïque inférieur » discordant, constitué de deux séries (méta)sédimentaires, la série de Canaveilles à la base, rapportée au Cambrien, et la série de Jujols (= série de Planolas sur le versant espagnol ; Fontboté, 1949a) au sommet, rapportée à l'Ordovicien inférieur (Cavet, 1957) ; certains gneiss, cependant, représenteraient des volcanites placées à la base de cette couverture discordante. Ce modèle général (Guitard *et al.*, 1996) est à la base de la seconde édition de la feuille Prades à 1/80 000 (Autran et Guitard, 1968) et, plus tard, de la feuille Prades à 1/50 000 (Guitard *et al.*, 1992, 1998). Il a ensuite été abandonné quand les progrès de la géochronologie ont permis d'attribuer les métagranites du Canigou et du Freser à l'Ordovicien (Delaperrière et Respaut, 1995 ; Calvez, *in* Guitard *et al.*, 1996 ; Deloule *et al.*, 2002 ; Cocherie *et al.*, 2005 ; Castiñeiras *et al.*, 2008 ; Casas *et al.*, 2010 ; Navidad *et al.*, 2010 ; Martínez *et al.*, 2011), voire au Silurien (Delaperrière et Soliva, 1992). Le caractère intrusif des métagranites, déjà proposé pour ceux du Freser (Sebastian *et al.*, 1982), a été affirmé pour ceux du Canigou (Barbey *et al.*, 2001 ; synthèse *in* Laumonier *et al.*, 2004). Les gneiss du Canigou-Caraça ont été décrits principalement par G. Guitard (1970[1965]) et J.M. Casas (1984), ceux du Freser par P. Santanach (1972a, 1974), A. Sebastian *et al.* (1992), J.-F. Robert (1980) et P. Enrique (2004, 2010).

Par ailleurs, la lithostratigraphie du « Paléozoïque inférieur » de P. Cavet (1957) a été progressivement précisée (Guitard, 1970 ; Laumonier et Guitard, 1978, 1986 ; Laumonier, 1988, 1996, 1998). Les séries de Canaveilles et de Jujols ont été redéfinies comme deux groupes et sept à dix formations, selon les régions, l'ensemble constituant la série préhercynienne. Le Groupe de Canaveilles a été attribué, en partie au moins, à l'Édiacarien, et le Groupe de Jujols au Cambrien *s.l.*, avec comme conséquence la lacune par érosion d'une grande partie de l'Ordovicien inférieur-moyen. Corrélativement, une discordance majeure de l'Ordovicien supérieur sur cette série préhercynienne, non reconnue par Cavet (1957), est affirmée (Santanach, 1972a, b ; Muñoz, 1985 ; Capellà, 1995 ; Casas *et al.*, 2004 ; Casas et Fernández, 2007 ; Casas, 2010).

Divers travaux apportent des précisions sur la série préhercynienne (Fontboté, 1948, 1949a ; Cavet, 1957 ; Guitard, 1970[1965] ; Santanach, 1972a ; Abril Hurtado, 1972 ; Robert, 1980 ; Muñoz, 1985 ; Perrin et Guy, 1985 ; Baetens, 1989 ; Ayora et Casas, 1986 ; Casas *et al.*, 1986 ; Laumonier et Autran, 2001), et sur l'âge possible de cette série (Schroeder, 1973 ; Konzalová *et al.*, 1982 ; Le Menn et Meléndez, 1988 ; Casas et Palacios, 2012 ; Casas *et al.*, 2015). Un travail en cours (thèse Maxime Padel, 2014-2016) apportera de nouvelles données biostratigraphiques, géochronologiques, sédimentologiques et paléogéographiques sur la série préhercynienne.

Hercynien (Ordovicien supérieur - Permien)

Pour une vue d'ensemble sur la série hercynienne (Ordovicien supérieur à Carbonifère inférieur) du haut Ripollès, on peut citer Dalloni (1930), Fontboté (1949a), Muñoz et Sàbat (1981/82), Muñoz (1985), Llac (1989), ainsi que les chapitres « Ordovicien supérieur - Silurien » (Degardin, 1996), « Dévonien - Carbonifère inférieur » (Majesté-Menjoulas et Ríos, 1996) et « Carbonifère à faciès Culm » (Delvolvé, 1996) de la Synthèse des Pyrénées (Barnolas et Chiron, 1996). L'Ordovicien supérieur, très variable, volcanogène et fossilifère, a fait l'objet, en particulier dans la région de Ribes de Freser, de divers travaux portant sur la stratigraphie (Robert, 1980 ; Sanz-López et Sarmiento, 2002), la volcanologie (Robert et Thiébaud, 1976 ; Robert, 1980) et plus récemment la géochronologie (Martínez *et al.*, 2011 ; Martí *et al.*, 2014). Pour la stratigraphie du Dévono-Carbonifère, il convient de citer également Sanz-López (2002) et Sanz-López *et al.* (2005, 2006).

La tectonique et le métamorphisme hercyniens de la région sont abordés, notamment, dans Fontboté (1949b, 1952), Fontboté et Guitard (1958), Guitard (1970[1965]), Santanach (1972a,b), Llac (1973, 1979), Casas (1984), Domingo *et al.* (1988), Baetens (1988), Soliva *et al.* (1989), Gibson (1989, 1991), Capellà (1991, 1995), Soliva (1992), Sebastian *et al.* (1992), Carreras et Capellà (1994), Laumonier et Autran (2001), Laumonier *et al.* (2010). Le magmatisme, en

revanche, a été peu abordé (Debon *et al.*, 1996). Les filons de quartz sont décrits dans Casas (1982, 1984). La métallogénie est discutée dans Ayora (1976), Robert (1980), Ayora *et al.* (1981, 1992), Soler et Ayora (1985), Ayora et Casas (1986). Le gisement de tungstène de Costabonne a quant à lui fait l'objet de très nombreux travaux : Guitard et Laffitte (1958), Guy (1979), Le Guyader (1982), Van Marcke de Lummen (1983), Dubru (1986), Van Marcke de Lummen et Verkaeren (1986), Baetens (1989).

La série molassique volcanosédimentaire finihercynienne a été décrite, notamment, dans : Robert (1980), Muñoz (1985), Martí (1986), Martí et Barrachina (1986-87), Bixel et Lucas (1987), Lucas et Gisbert (1996), Gómez-Alba (2007-08), Wagner et Álvarez-Vásquez (2010), Pereira *et al.* (2014) ; voir aussi Laumonier *et al.* (2014) et Martí *et al.* (2014).

Alpin

La couverture alpine de la ZSP et son évolution structurale ont fait l'objet de très nombreux travaux, à commencer par celui de M. Dalloni (1930), impossibles à tous citer ici. Parmi ceux qui intéressent plus spécialement la feuille Prats-de-Mollo, en particulier son évolution tectonique, il convient de citer Séguret et Vergely (1969), Abril Hurtado (1972), Robert (1980), Muñoz *et al.* (1983), Muñoz (1985), Soler et Ayora (1985), Fontboté *et al.* (1986), Muñoz *et al.* (1986), Laumonier et Baetens (1986), Laumonier (1987), Casas et Muñoz (1987), Clavell *et al.* (1988), Martínez *et al.* (1989), Baetens (1989), Martínez *et al.* (1996, 1997), Giménez-Montsant et Salas (1997).

Néogène et Quaternaire

Il faut citer, parmi les travaux généraux plus ou moins anciens, Birot (1937), Viers (1966, 1971b), Serrat (1977), Soutadé (1980), Allée (1984a) et Delmas (2009). Le travail de référence pour l'ensemble des Pyrénées orientales est celui de M. Calvet (1996[1994]).

Cartographie

La première carte française détaillée couvrant le territoire de la feuille Prats-de-Mollo est la feuille n° 257 « Prades » de la Carte géologique détaillée de la France à 1/80 000 (1^{ère} édition, Bertrand et Mengel, 1925 ; 2^e édition, Autran et Guitard, 1968). Récemment ont été publiées par l'Instituto Tecnológico Geominero de España (IGME, Madrid) les cartes à 1/50 000 de la partie espagnole des Pyrénées catalanes, de la Méditerranée à la Cerdagne, et notamment la carte n° 218 « Molló » (Cirés *et al.*, 1994), qui coïncide sensiblement avec la feuille Prats-de-Mollo ; cette dernière déborde cependant sur la feuille « Ripoll » (Muñoz *et al.*, 1994) au Sud et sur les feuilles « Maçanet

de Cabrenys » (Liesa *et al.*, 1994) et « Olot » (Martínez *et al.*, 1994) (fig. 2) au Sud-Est ; la carte Molló est reprise dans la carte *comarcale* à 1/50 000 « Ripollès » (2006). Des cartes plus synthétiques sont également disponibles, comme la carte géologique de Catalogne à 1/250 000 (1989), publiée par l'Institut Geològic de Catalunya, IGC, Barcelone) et ré-éditée à 1/300 000 (2005, 2011), ainsi que la carte géologique des Pyrénées et celle du Quaternaire des Pyrénées (2004), toutes deux à 1/400 000 (BRGM-IGME édés).

Le document cartographique de base pour ce qui concerne le massif gneissique du Canigou-Carança et les micaschistes associés, principalement situés en France, est la carte de thèse à 1/50 000 de G. Guitard (1965), publiée en 1970, puis complétée sur la carte à 1/80 000 (Autran et Guitard, 1968). La cartographie plus détaillée de la partie nord du massif, située sur la feuille Prades (Guitard *et al.*, 1992), en dérive. La partie sud du massif gneissique, sur la feuille Prats-de-Mollo, a été entièrement révisée et complétée par B. Le Bayon de 2009 à 2012 ; pour ce faire, les minutes originales à 1/10 000 de G. Guitard ont également été utilisées.

La série préhercynienne de la bordure sud du massif du Canigou-Carança, entre Prats-de-Mollo et Setcasas, a d'abord été cartographiée en 1986-1988 par É. Baetens, dans le cadre de sa thèse sur l'environnement géologique du gisement de Costabonne (Baetens, 1989) et par B. Laumonier. Cette cartographie a ensuite été complétée et étendue à l'ensemble du Vallespir (feuilles Arles-sur-Tech et Prats-de-Mollo) par B. Laumonier, ce qui a permis de préciser la structure alpine du socle hercynien de cette région. Trois secteurs situés entièrement en territoire espagnol (Molló à l'Est, Setcasas au centre et Núria à l'Ouest) ont également été cartographiés par B. Laumonier, le troisième secteur ayant été étudié en collaboration avec A. Autran en 1997-1998 pour la partie située sur la carte Saillagouse, ce qui a permis d'en réviser le coin nord-est, incorporé sur la carte Mont-Louis (2005), qui sera donc notée Saillagouse/Mont-Louis dans la suite de cette notice. La carte espagnole Molló (1994) a été précieuse mais, en ce qui concerne la partie non recartographiée de la série préhercynienne, il n'a pas été possible de la reprendre telle quelle pour la carte Prats-de-Mollo, l'approche essentiellement lithologique qui est celle de la carte Molló étant par trop différente de l'approche lithostratigraphique développée pour les cartes françaises. La carte de la thèse de J.-F. Robert (1980) sur la région de Ribes de Freser a également été utile.

Hormis l'Ordovicien supérieur qui a été partiellement recartographié, la série hercynienne du Sud-Est de la carte Prats-de-Mollo, visible surtout sur la carte Ripoll, n'a pas été révisée et n'a pas été reportée. Il en est de même, à la différence de ce qui a été fait sur la carte Arles-sur-Tech (2009), de la série alpine allochtone (Éocène), toujours au Sud-Est de la carte.

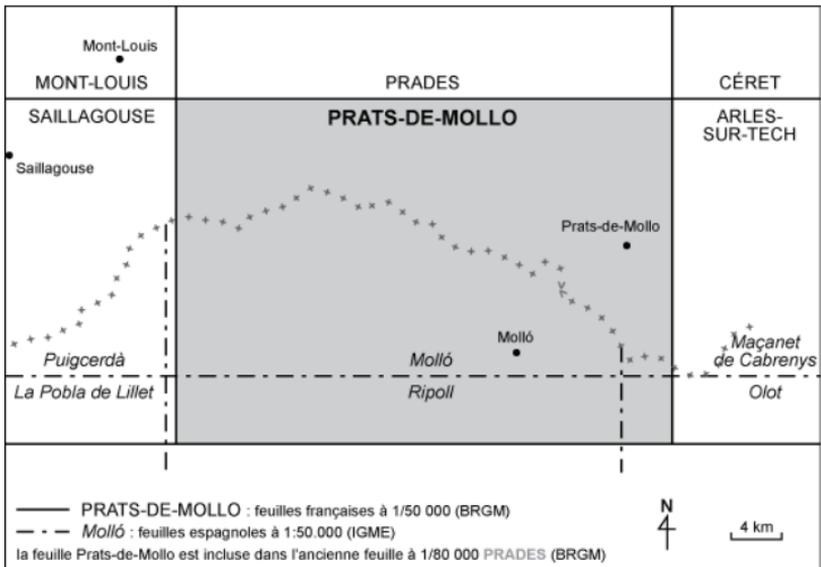


Fig. 2 - Assemblage des cartes géologiques à 1/50 000 françaises et espagnoles

Pour permettre d'interpréter l'évolution structurale de la zone cartographiée, il a donc été nécessaire d'ajouter à la carte géologique, trop partielle, deux schémas structuraux, l'un pour le pré-Hercynien et l'Hercynien (synthèse lithostratigraphique, structures hercyniennes), l'autre pour l'Alpin (structures alpines et postalpines). Trois coupes géologiques complètent la feuille.

Le Quaternaire a été dessiné par M. Calvet en 2012-2014, à partir d'une maquette réalisée par G. Viers en 1991 et de nombreuses données de terrain nouvelles et inédites, complétées par photointerprétation.

La coordination générale de la carte a été effectuée par B. Laumonier en 2015.

DESCRIPTION DES TERRAINS

PROTÉROZOÏQUE TERMINAL (ÉDIACARIEN) ET PALÉOZOÏQUE

La discordance cartographique et souvent angulaire qui, dans les Pyrénées centro-orientales, sépare l'Ordovicien supérieur des terrains métasédimentaires plus anciens (*discordance sarde*) permet de distinguer :

- les *terrains préhercyniens* du Néoprotérozoïque final (Édiacarien) et du Cambrien *s.l.* ;
- les *terrains hercyniens s.s.* de l'Ordovicien supérieur au Mississipien (Carbonifère inférieur).

Une autre discordance majeure sépare les terrains finihercyniens stéphanien et autunien des terrains hercyniens.

Les terrains magmatiques sont également bien développés, ce qui amène à définir cinq grands ensembles lithostratigraphiques et lithologiques :

- les formations sédimentaires, volcanosédimentaires et parfois plutoniques préhercyniennes (Édiacarien et Cambrien *s.l.*) ;
- les plutonites sardes de l'Ordovicien ;
- les formations (volcano)sédimentaires hercyniennes (Ordovicien supérieur à Mississipien) ;
- les plutonites hercyniennes finicarbonifères (Stéphanien *s.l.*) ;
- les formations sédimentaires et volcaniques finihercyniennes (Stéphanien et Autunien).

Tous ces terrains, à l'exception des plutonites préhercyniennes, se rencontrent sur la feuille Prats-de-Mollo. Ils vont être décrits dans cet ordre et pour chaque unité alpine, en détail pour ceux qui apparaissent sur la carte géologique, plus

ORDOV. inf.	sup.- moyen	CAMBRIEN	Groupe de Jujols	Fm. de Jujols		kJ		horizons repères de la série type : M - carbonatés VS - volcanosédimentaires	notation de la feuille Prades (1992)	O1-2		
				Fm. de Valcebollère		kV	■ M8			k		
Fm. d'Évol kE	Mb. sup.			Fm. d'Alins	kE3							
	Mb. moy.			Fm. de Lleret-Bayau	kE2	■ M7						
	Mb. inf.			Fm. d'Alós d'Isil	kE1							
Fm. de Tregurà				kT	■ M6	kC						
Fm. de Cabrils				bCB	□ VS2							
ÉDIAARIEN supérieur ("Brovérien supérieur")	inférieur			Groupe de Canaveilles	Fm. de Canaveilles	bC	Mb. sup.			bC3	■ M3-5	kC
							Mb. moyen			bC2	■ VS1 ■ M2	
							Mb. inf.			bC1	■ M1	
		bC0										

Fig. 3 - Découpage lithostratigraphique des terrains préhercyniens de l'Est des Pyrénées

Pour faciliter la lecture des feuilles à 1/50 000 du Sud-Est des Pyrénées et dans le but de ne pas multiplier les noms locaux de formation, un canevas lithostratigraphique unique est utilisé pour toute la région, même si les corrélations entre les massifs ne sont ni faciles ni partout certaines dans le détail. La méthodologie rigoureuse de la lithostratigraphie, qui consisterait à définir et à nommer des formations locales massif par massif, n'est donc pas entièrement respectée. *Canaveilles, Cabrils, Évol, Jujols, Font-Frède* : localités et lieux-dits du Conflent (feuille Prades). *Tregurà* : village du Ripollès (feuille Prats-de-Mollo). *Valcebollère* : village de Cerdagne (feuille Saillagouse). *Alós d'Isil (Alos-de-Isil), Lleret, Alins* : localités du Pallars Sobirà ou haut Pallars (Pyrénées centrales espagnoles) ; *Bayau (aujourd'hui Baiau)* est le nom d'un lac de cette dernière région.

sommairement (*et en italiques*) pour les autres (voir le *schéma structural Hercynien* et les feuilles Molló, Ripoll et Arles-sur-Tech).

Formations sédimentaires et volcanosédimentaires préhercyniennes (Édiacarien – Cambrien *s.l.*)

Introduction

Dans son étude sur le *Paléozoïque inférieur* azoïque, c'est-à-dire les terrains antérieurs à l'Ordovicien supérieur fossilifère, P. Cavet (1957) a distingué dans les Pyrénées orientales la *série de Canaveilles* à la base, disposée au-dessus des gneiss profonds, et la *série de Jujols* au sommet. À la suite de ce travail fondateur, il a été progressivement possible (Laumonier et Guitard, 1978, 1986 ; Laumonier, 1988, 1996, 1998 ; Laumonier *et al.*, 2004, 2010) de définir dans les Pyrénées centro-orientales une série lithostratigraphique type (fig. 3) divisée en deux groupes et (selon les régions) six à neuf formations, certaines formations étant elles-mêmes subdivisées en membres ; huit horizons repères carbonatés (M₁ à M₈) et deux horizons repères volcanosédimentaires (VS₁ et VS₂) rythment cette série. La série type présente d'importantes variations latérales et verticales, chacun des termes étant plus ou moins développé ou différencié selon les régions, et la lithologie est monotone ou variée selon les niveaux. C'est cependant sur cette base lithostratigraphique générale que la cartographie a été réalisée. Ce découpage lithostratigraphique devrait cependant être amélioré, c'est un des objectifs d'un travail en cours (thèse Maxime Padel, 2013-2016).

La *série de Canaveilles* fut d'abord interprétée, dans les massifs des Albères, du Canigou et du Roc de France, comme la couverture cambrienne discordante d'un socle précambrien granitique (granites cadomiens, ~ 580-560 Ma ; Vitrac-Michard et Allègre, 1975) ou métamorphique, la base de la série étant généralement de nature volcanique (Guitard, 1958 ; Autran *et al.*, 1966 ; Guitard, 1970 ; Fonteilles et Guitard, 1988 ; Guitard *et al.*, 1996, 1998). Cependant, les volcanites de la *série de Canaveilles* ayant été datées du Précambrien (Cocherie *et al.*, 2005) et les orthogneiss métagranitiques du Canigou-Carança et du Roc de France de l'Ordovicien inférieur (~ 475-470 Ma ; Deloule *et al.*, 2002 ; Cocherie *et al.*, 2005), ces derniers doivent être réinterprétés comme des laccolites intrusifs dans la Formation de Canaveilles (Barbey *et al.*, 2001), et en conséquence le modèle socle-couverture a dû être abandonné. Dans un nouveau modèle (Laumonier *et al.*, 2004), les terrains situés sous les métagranites ordoviciens (Micaschistes de Balatg dans le massif du Canigou ; Micaschistes de Montalba-d'Amélie dans le massif du Roc de France, feuille Arles-sur-Tech) constituent l'encaissant inférieur des laccolites ordoviciens et représentent donc le terme le plus profond visible de la Formation de Canaveilles.

Plus précisément, P. Cavet (1957) avait rapporté sa *série de Canaveilles* au Cambrien et sa *série de Jujols* à l'Ordovicien inférieur (pré-Caradoc), comme déjà proposé pour la région du Freser (Fontboté, 1948). Les corrélations interrégionales (Laumonier, 1988, 1996), la datation radiométrique des métavolcanites du Groupe de Canaveilles et de très rares découvertes de fossiles dans le Groupe de Jujols (voir notices Arles-sur-Tech, Céret et Saillagouse) conduisent à attribuer *grosso modo* le Groupe de Canaveilles à l'Édiacarien supérieur (équivalent approximatif du Briovérien supérieur breton d'où l'indice « b » utilisé pour sa notation), et le Groupe de Jujols au Cambrien *sensu lato* (d'où l'indice « k ») sans exclure que la base de ce dernier soit encore édiacarienne et le sommet ordovicien inférieur. Il convient donc de ne plus employer les termes de *Paléozoïque inférieur* ou de *Cambro-Ordovicien*, souvent encore utilisés pour désigner l'ensemble des terrains préhercyniens.

La série préhercynienne est quasi complète dans l'unité alpine du Canigou, mais incomplète dans les unités du Vallespir (Groupe de Jujols *p.p.*) et de Saint-Laurent-de-Cerdans (Groupe de Canaveilles *p.p.*), et plus encore dans le duplex du Freser.

Unité du Canigou

Dans l'unité alpine du Canigou, la série préhercynienne est, à l'échelle de la carte, structurée par le vaste anticlinal hercynien tardif du Canigou-Carança, à cœur gneissique, dont elle constitue la retombée Sud, et par le petit dôme du Freser, au cœur desquels réapparaissent les orthogneiss. Très complète dans cette unité, la série préhercynienne s'organise en première approximation en zones concentriques centrées sur les gneiss, dans la mesure où il n'y a aucune répétition tectonique majeure, que ce soit par chevauchement ou par pli couché ; néanmoins, sa lecture est compliquée par le jeu soustractif, plus ou moins fort, de l'**accident du Puigmal**, probable détachement hercynien (*cf. schéma structural Hercynien* et chap. *Évolutions géologiques*), ce qui fait qu'il n'existe aucune coupe parfaitement continue du Groupe de Canaveilles sur la feuille Prats-de-Mollo, à la différence des feuilles Prades, Céret ou Argelès-Cerbère.

• **Groupe de Canaveilles (Édiacarien = Briovérien « supérieur »)**

Le Groupe de Canaveilles correspond à la moitié inférieure de la série préhercynienne. Il est divisé en deux formations, la Formation de Canaveilles à la base, elle-même subdivisée en trois membres, et la Formation de Cabrils au sommet. L'épaisseur de cette séquence, difficile à évaluer, serait de l'ordre de 2 à 4 km. La lithologie du Groupe de Canaveilles est très variée (voir Baetens, 1989, pour une description pétrographique et géochimique détaillée).

Lithologie

• Des **schistes** (métapélites) monotones (*schistes de Canaveilles*, *schistes de Cabrils*), toujours plus ou moins métamorphiques et dérivant de pélites finement litées ou homogènes, grauwackeuses (plagioclasiques) ou non, et des **grauwackes**, constituent les lithotypes dominants du Groupe de Canaveilles. Les schistes sont souvent homogènes, mats ou luisants (phyllades), gris plus ou moins sombre en général, parfois clairs et verdâtres à la partie supérieure de la séquence, peu métamorphique ; les grauwackes sont grises, massives. Dans les parties les plus profondes (Micaschistes de Balatg en particulier) les schistes passent à des micaschistes grossiers. Dans ce fond *schistograuwackeux* s'intercalent des niveaux lithologiquement variés.

• **Niveaux carbonatés (C)** : **calcaires** massifs, gris et à patine claire dans les niveaux les moins métamorphiques ; **marbres calcaires** lités, blancs ou gris, souvent rubanés et veinés de noir et de blanc, à grain fin et patine gris bleu, dans les zones plus métamorphiques (il s'agit parfois de véritables marbres à minéraux ou cipolins) ; **dolomies** et **marbres dolomitiques** blancs ou beiges, à grain fin et patine grise, ou au contraire grossiers et à patine rousse (il s'agit dans ce cas de dolomies secondaires, massives). De minces niveaux de chloritoschistes accompagnent souvent les marbres. Les calcaires peuvent passer latéralement à des roches à silicates calciques ou à des tuffites carbonatées. Les marbres de la Formation de Canaveilles sont bien développés sur la feuille Prats-de-Mollo, dans l'ensemble plus que sur les feuilles voisines.

• **Gneiss à silicates calciques (Σsc)**. Ce sont d'anciennes roches carbonatées impures, marnes ou grauwackes à ciment carbonaté, transformées en **gneiss à silicates calciques** blancs, jaunes, verts et roses (para-amphibolites ou cornéennes rubanées). Plus rarement il s'agit de **quartzites à silicates calciques** clairs, anciennes quartzarénites à ciment carbonaté ; gneiss et quartzites à silicates calciques n'ont pas été différenciés sur la carte. Les gneiss à silicates calciques sont généralement associés aux niveaux carbonatés et peuvent les remplacer latéralement. Bien que fréquentes, ces roches sont rarement assez épaisses pour être cartographiables.

• **Schistes noirs (sn)**, graphiteux et pyriteux (= ampélites, schistes **carburés** : *black shales*), formant des passées métriques à décamétriques. Ils n'ont qu'un développement assez réduit sur la feuille Prats-de-Mollo. Nettement plus fréquents, des schistes sombres, gris plombé, pyriteux (schistes **subcarburés**), à patine rouge sombre ou vert bouteille, font transition entre les pélites banales et les schistes noirs. Ces schistes peuvent par oxydation passer latéralement à des schistes sériciteux blancs à taches rouille.

• **Granulés. Tuffites et tufs plagioclasiques (t)**. Les roches volcano-sédimentaires (**tuffites**) ou volcanodétritiques (**tufs**) plagioclasiques sont

abondantes sur la feuille Prats-de-Mollo. Ce sont des arénites plagioclasiques grossières (granulés) à granules d'albite de 1-5 mm (t) ou plus fines (**microgranulés**) à granules inframillimétriques (Guitard, 1970), pouvant passer à des grès fins plus ou moins plagioclasiques, à des grauweekes, à des schistes et micaschistes plagioclasiques, ou bien encore à des tuffites carbonatées plus ou moins grossières. Rarement, de véritables volcanites d'aspect leucogneissique (**leptynites**, λ) accompagnent les granulés. Il apparaît donc que dans l'ensemble, la composante volcanique ainsi que la matrice sont très variables.

• **Amphibolites** (δ). Rares, les (ortho)amphibolites sont des roches massives ou foliées, sombres, vert foncé, riches en amphibole. Il s'agit de metabasaltes en passées (sub)concordantes (laves, tufs ou sills hypovolcaniques), ou parfois peut-être de roches mafiques ordoviciennes déformées et recristallisées.

bC. **Formation de Canaveilles**. Elle affleure en continu au-dessus - autour - des gneiss, et également en-dessous. Elle est plus ou moins fortement affectée par le métamorphisme hercynien (zone à biotite ou zone à cordiérite-andalousite) et, près des gneiss, par le métamorphisme de contact des métagranites ordoviciens.

bC0. **Membre inférieur p.p. (Micaschistes de Balatg). Métapélites grauweekeuses**. Il s'agit des métapélites plus ou moins grauweekeuses transformées en micaschistes grossiers à cordiérite-andalousite par le métamorphisme hercynien, identiques par ailleurs à celles du Membre bC1 (Guitard, 1970), mais disposées sous les orthogneiss du Canigou (**Micaschistes de Balatg**) et donc, en principe, sous les marbres M1. Ces micaschistes n'affleurent que dans la vallée de la Coumelade (où ils sont très largement masqués par le Quaternaire) et à l'angle Nord-Est de la carte, dans la vallée du Riuferrer. Contrairement à leur continuation sur la feuille Prades, on n'y a observé ni marbres ni gneiss à silicates calciques. Dans la vallée du Riuferrer, ils sont séparés des leucogneiss G1 ($\zeta\gamma_{Ca}^{1-2}$) sus-jacents par la remarquable **Amphibolite amygdalaire de Léca** (δL), qui dérive de **metabasaltes** vésiculaires (Guitard, 1970 ; Navidad et Carreras, 2002). On peut rapprocher des Micaschistes de Balatg les micaschistes du **septum de Saint-Guillem**, bande de métapélites longue d'une douzaine de kilomètres et épaisse de quelques dizaines de mètres, incluse dans les gneiss ocellés G2 ($o\zeta\gamma^3$) du Canigou, et les métapélites qui dans le massif du Freser forment un intercalaire épais de 75 à 200 m entre les Gneiss de Núria ($\zeta\gamma_N^{1-2}$) et ceux de Querolbs ($o\zeta\gamma_Q^{1-2}$).

bC1. **Membre inférieur p.p. Métapélites grauweekeuses, marbres, gneiss à silicates calciques**. Cet ensemble se développe entre les orthogneiss, au-dessus desquels il est remarquablement concordant, et l'horizon carbonaté M2, base du Membre moyen bC2.

- Il renferme à sa base le niveau de **marbres calcaires et dolomitiques M₁** (*horizon de Costabonne*, Baetens, 1989), anciennement appelé *marbre de base* (Guitard, 1970) ; cependant, au Nord de Setcasas, M₁ est séparé des gneiss par 300 m de métapélites assimilables à bC₀. Parfois très mince, M₁ forme un niveau puissant de 150 à 200 m dans le secteur de la Preste et de Costabonne - Fra Joan ; au toit des marbres (Fra Joan) ou latéralement à eux (Costabonne), les **gneiss à silicates calciques** (SC) sont spectaculairement développés. À l'Ouest de la carte (Coma de l'Orri, Bassibès, hautes vallées de la Ribérole et de la Carança), M₁ est formé de 2 ou 3 niveaux décamétriques très continus. L'**Amphibolite de la Preste** (δ) est un **métabasalte** plurimétrique intercalé dans le marbre M₁, bien visible au bord de la D115a juste avant l'établissement thermal et jusqu'à Plana Nera à l'Ouest.

- La partie supérieure du Membre inférieur (*horizon de la Serre de Finestrol*, Baetens, 1989) est formée de métapélites banales, homogènes, épaisses d'au moins 150 m sur la crête frontrière, renfermant quelques rares et minces intercalations de marbres (C), au Sud de la Preste notamment.

bC₂. Membre moyen. Métapélites, marbres, métatuffites et métatufs (granulés), grès feldspathiques fins à moyens (microgranulés). Ce membre peut être divisé en trois horizons, qui sont de la base au sommet : l'horizon carbonaté M₂ (bC_{2a}) ; l'horizon volcanosédimentaire VS₁ (bC_{2b}) ; un horizon pélitograuwaackeux (bC_{2c}). Le couple bC_{2a}-bC_{2b} constitue un repère lithostratigraphique majeur pour toute la bordure Sud du massif du Canigou-Carança, depuis la Cerdagne (secteur d'Eyne, feuille de Saillagouse/Mont-Louis) jusqu'au moyen Vallespir (feuille Arles-sur-Tech).

- bC_{2a}. L'**horizon carbonaté M₂** de la série type, épais de 50-100 m ou plus, est constitué d'un ou plusieurs niveaux carbonatés pluridécamétriques (*horizon du Col de Siern*, Baetens, 1989). Le niveau inférieur (**M_{2A}**) débute souvent par une alternance décimétrique épaisse de quelques mètres (mais jusqu'à 10-20 m au NW de Núria, sur la feuille Saillagouse) de lits de calcaires en plaquettes, de dolomies, de grès dolomitiques à patine jaune et de roches à silicates calciques, formant un très bon marqueur. L'horizon M₂ peut être simple à l'Est (du Col d'En Cé au Col de Siern) ou double plus à l'Ouest (**M_{2A}** et **M_{2B}**, séparés par quelques dizaines de mètres de pélites) ; **M_{2B}** est lui-même simple (Sud du Costabonne) ou triple (Nord de Setcasas) ; plus à l'Ouest, dans la zone frontrière et le secteur de Núria, M₂ est également multiple (deux ou trois niveaux principaux), comme sur la feuille Saillagouse/Mont-Louis. À l'Est, dans le secteur de Mir, l'horizon M₂ semble particulièrement épais, peut-être en partie pour des raisons tectoniques.

- bC_{2b}. L'**horizon volcanosédimentaire de la Collada Fonda - Mir** (VS₁ ; *horizon de la Plane*, Baetens, 1989), puissant d'environ 200 m dans le centre-Est de la carte, est constitué de **niveaux tuffacés plagioclasiques grossiers**

(granulés t) et plus rarement de leptynites λ (**Leptynite de Mir**, Guitard, 1970), de grès beiges plagioclasiques (microgranulés), de grésopélites plus ou moins volcanogènes finement litées, à aspect carié et patine verdâtre caractéristiques, et de pélites banales. À l'Ouest et sur la feuille Saillagouse/Mont-Louis, la composante volcanique finit par disparaître, les grésopélites dominent et peuvent devenir franchement quartzitiques, tout en conservant leur aspect carié et une couleur verdâtre.

- Un mince et discontinu niveau de **marbre calcaire (M₂)** coiffé parfois (La Plane, crête frontière, Pla Cuminal) l'horizon bC2b (*horizon de la Coubi*, Baetens, 1989).

Le couple bC2a-bC2b se retrouve sans difficulté au Sud du dôme du Freser, en amont de Queralbs : 200 m au-dessus des Gneiss de Queralbs, au toit d'un niveau de marbre puissant d'environ 20 m (M₂) s'observent des tufs et tuffites andésitiques ou rhyodacitiques (granulés, leptynites) décamétriques (VS₁) associés à des pélites à ilménite (Casas et al., 1986 ; feuille Molló).

- bC2c. L'**horizon pélitique** est constitué, sur la crête frontière, de deux termes distincts, soit, de bas en haut : des schistes sombres, subcarburés ou non, épais d'environ 150 m (*horizon du Puig del Rey*, Baetens, 1989) ; au moins 200 m de pélites plus claires à nombreuses passées de microgranulés plus ou moins grossiers (*horizon du Col Prégon*, Baetens, 1989), que l'on retrouve plus à l'Ouest au Pla Cuminal. La partie inférieure de cet horizon est supprimée tectoniquement vers l'W (Collada Verda, Pla Cuminal), tandis que la partie supérieure l'est vers la crête frontière, du fait de l'accident du Puigmal.

bC3. Membre supérieur. Calcaires et métapélites. Le Membre supérieur de la Formation de Canavilles est reconnu entre Espinavell et Setcasas, sous deux aspects très différents.

- Au Nord-Ouest d'Espinavell, il est constitué de trois niveaux principaux de **marbres calcaires \pm dolomitiques (M₃₋₅)** épais de 10 à 60 m chacun et de quelques niveaux secondaires plurimétriques, intercalés de pélites, de schistes carburés, de grésopélites, de microgranulés et de très minces passées de granulés, le tout avec une épaisseur d'au moins 300 m (*horizon de la Sola de la Gresa*, Baetens, 1989) ; la route forestière entre Espinavell et la Collada Fonda en fournit d'excellents affleurements. Ce membre, redoublé par la faille d'en Nyoles, est à sa base et latéralement limité par des contacts soustractifs (ce qui définit la petite unité hercynienne d'Espinavell ; cf. chap. *Évolutions géologiques*).

- Plus à l'Ouest, près de Setcasas (la Creuete, Torrent de Vall Llobre), le Membre bC3 est, semble-t-il, réduit à un mince (0 à 15 m environ) horizon carbonaté

(M5 ?). Plus à l'Est, au Nord d'Espinavell et sur le versant français, il est supprimé par l'accident du Puigmal.

Au Sud du dôme du Freser, au Sud et à l'Ouest de Querolbs, toujours dans l'unité hercynienne de Núria, de puissantes (50 m et plus) masses carbonatées, sans doute redoublées par la tectonique (Robert, 1980 ; Casas et al., 1986 ; feuilles Molló et Ripoll), sont assimilées au Membre supérieur bC3 ; localement, près du village de Serrat, elles sont coiffées de schistes carburés qui marqueraient le passage à la Formation de Cabrils.

bCB. Formation de Cabrils. Métapélites claires ou sombres, métagrésopélites, schistes noirs, grauwackes, granulés. La Formation de Cabrils (*horizon de Sistre*, Baetens, 1989) affleure largement de Setcasas aux environs de la Tour de Mir. Les accidents soustractifs hercyniens en compliquent l'interprétation, et elle n'est probablement ni complète ni continue sur aucune coupe.

- Vers la base existe un horizon de **schistes noirs ampélitiques (carburés sn)**, bien visibles au toit des marbres bC3, dans l'unité d'Espinavell (piste de la Collada Fonda) et celle de Núria (la Creuete, à Setcasas).
- Vient ensuite une séquence épaisse d'au moins 500 m (*schistes de Cabrils*), monotone, formée de pélites claires à sombres, de grésopélites banales, parfois rubanées (tiers supérieur surtout), de grésopélites plus ou moins grauwackeuses (microgranulés, surtout dans le tiers inférieur) et, rarement, de granulés.
- Le haut de la séquence précédente (p. ex. à Fabert, au Pla de les Bigues à l'E de Setcasas) est constitué de quelques dizaines de mètres de schistes sombres, subcarburés, voire noirs, non distingués sur la carte (*niveau du Torrente de Fabert*, Baetens, 1989).
- Le sommet de la formation se présente, à l'Est d'Espinavell (Fabert, Nord du Puig Sec, environs de la Tour de Mir et du Col d'Ares, Col Prugent) sous la forme d'un **niveau tuffacé plagioclasique** massif, les **Granulés de Fabert (tF)** ; c'est l'horizon VS2 de la série type. Son épaisseur varie de 0 à 50 m ; elle est maximale à Fabert, où les granulés, de faciès très proximal, ont été datés de ~ 560 Ma (*cf. infra*). Dans le centre de la carte, les granulés sont absents, sauf localement vers el Catllar (S de Setcasas), mais ils réapparaissent plus à l'Ouest (voir feuille Molló). Ces granulés paraissent remaniés dans les Brèches de Tegurà (k7B) sus-jacentes (*cf. infra*). Il est à noter que J.M. Casas et al. (2015) assimilent, à tort, les granulés VS2 aux granulés VS1 (*cf. infra*, âge de la série préhercynienne).

bC2-bCB. Formations de Canaveilles (Membres moyen-supérieur) et de Cabrils mal différenciées. Métapélites claires ou sombres, grès

feldspathiques fins (microgranulés), granulés. Dans la partie ouest de la feuille (synclinal des Rocs Blancs, entre les dômes de Carança et du Freser), et constituant ici la quasi-totalité de l'unité hercynienne du Puigmal, se développe une puissante série de pélites souvent sombres nourrissant de vastes éboulis de couleur brun-rouille (Coma de Noufonts par exemple) et renfermant des intercalations (tC) de **calcaires impurs** et de **niveaux tuffacés (granulés) ± carbonatés ou bréchiqes** (N du Roc de la Malé). Cette séquence est largement développée plus à l'Ouest, dans les vallées d'Eyne et du Sègre (feuille Saillagouse/Mont-Louis), où il est possible de différencier un terme inférieur (bC2) d'un terme supérieur (bCB), avec un mince horizon limite fait de calcaires noirs à débris schisteux assimilable à bC3 surmontés de schistes noirs (discussion *in* notice Mont-Louis). Cet horizon limite n'a pas été clairement identifié sur la feuille Prats-de-Mollo, d'où la notation bC2-bCB adoptée pour cet ensemble. Par continuité avec la carte Saillagouse/Mont-Louis, les tuffites carbonatées du Nord (du Pic d'Eyne au S du Col des Nou Fonts) appartiendraient à la Formation de Canaveilles, celles du Sud (N du Roc de la Malé) à la Formation de Cabrils. Cette séquence est donc sensiblement différente de la série équivalente du centre et de l'Est de l'unité du Canigou décrite dans les paragraphes précédents, dans laquelle il n'est pas connu de tuffites carbonatées. Elle s'achève par des brèches identiques (col de Finestrelles, carte Saillagouse/Mont-Louis) ou assimilées (Puig de Fontnegra) aux Brèches de Tregurà (k7B).

• **Groupe de Jujols (Cambrien s.l.)**

Lithologie. La lithologie du Groupe de Jujols est bien différente de celle du Groupe de Canaveilles, et certaines formations sont caractérisées par des lithotypes spécifiques : **brèches sédimentaires** de la Formation de Tregurà, **microconglomérats** de la Formation d'Évol. Il faut noter l'absence complète des tufs et tuffites plagioclasiques (granulés, microgranulés), qui sont donc caractéristiques du Groupe de Canaveilles (discussion *infra*). Mais là encore, les **schistes** prédominant, associés ou non à des **grésopélites** grises ou verdâtres. Il s'agit de schistes homogènes, plus ou moins sombres, peu différents en apparence de certains *schistes de Cabrils*, ou encore de **schistes rubanés** verdâtres à patine brune (**schistes de Jujols**).

Les **schistes de Jujols** se présentent comme une alternance milli- à centimétrique de lits argileux verdâtres (riches en chlorite) et de lits siltogréseux jaunâtres, les premiers étant généralement prédominants sur les seconds ; les bioturbations et autres figures sédimentaires (*slump-balls*, microrides, granoclassements, etc.) sont fréquentes et bien visibles, la schistosité hercynienne étant généralement une schistosité espacée oblique sur la stratification. Ils sont omniprésents dans la Formation de Jujols (*schistes de Jujols s.s.*), subordonnés dans la Formation d'Évol, mais des schistes analogues se rencontrent sans doute déjà dans le haut de la Formation de Cabrils (plus bas dans la série, s'ils existent, ils sont rendus méconnaissables par l'intensité de la

déformation et le caractère continu de la schistosité hercynienne, parallèle et non plus oblique sur la stratification, et, plus bas encore, par l'intensité du métamorphisme hercynien). Le faciès *schiste de Jujols* est donc à la fois un faciès sédimentaire et un faciès tectonométamorphique.

k7. Formation de Tegurà. La Formation de Tegurà, de la Cerdagne à la Méditerranée, constitue un repère lithostratigraphique majeur qui définit clairement la limite entre le Groupe de Jujols dont elle constitue la base et le Groupe de Canaveilles, limite qui est en revanche difficile à tracer précisément quand elle est absente (feuilles Prades et Céret en particulier). Sur la feuille Prats-de-Mollo, la Formation de Tegurà est constituée, entre la Tour de Mir et le secteur du Puig Moscós, de deux termes superposés bien distincts : un membre inférieur formé de brèches sédimentaires (k7B1), et un membre supérieur carbonaté (k7C) qui est l'horizon **M6** de la série type. Au centre de la carte, à partir du Col de Lliens, le membre carbonaté manque généralement, tandis que les brèches, notées k7B2, acquièrent un fort développement dans la vallée du Ter, entre el Catllar et Tegurà. Dans la partie Ouest de la carte, la Formation de Tegurà, bréchique (k7B), est plus difficile à identifier (Puig de Fontnegra, par exemple), mais on la retrouve sans difficulté sur la feuille Saillagouse au NW de Núria (*Conglomérat du Col de Finestrelles*, Santanach, 1974), au Sud d'Err et, au-delà du bassin cerdan mais de manière plus douteuse, au NW de Saillagouse (*Conglomérat de Saillagouse*, Guitard, 1970) et à Llivia. Plus à l'Est, la Formation de Tegurà est identifiée ponctuellement près de Montferrer (feuille Arles-sur-Tech), au Sud du massif des Albères ainsi qu'à Cerbère (feuille Argelès-Cerbère), et surtout dans le massif du Cap de Creus (Cabo Norfeu).

k7B. Brèches sédimentaires. Brèches sédimentaires du Pic de la Clape (1) (= membre inférieur de la Formation de Tegurà à l'Est) et de Tegurà (2). Le membre bréchique de la Formation de Tegurà est d'épaisseur pluridécamétrique à l'Est (Bassin du Canidell, Puig de la Clape, Bac de Sant Pere, Nord de Molló, Ouest du Coll Prugent) et hectométrique au centre (vallée du Ter, Castell dels Moros au-dessus de Tegurà ; d'excellentes observations sont possibles le long de la route GIV-5264, au Sud d'el Catllar). Entre ces zones, il est réduit et plus ou moins discontinu (Puig Assiol, Coll de Lliens, Puig de les Agudes). Il s'agit de brèches ou de conglomérats dont les caractéristiques diffèrent d'E en W :

– à l'Est (**Brèches du Puig de la Clape, k7B1**) les éléments sont centimétriques et de nature variée mais non calcaire : fragments de granulés et de microgranulés, clastes blancs de grain très fin (phosphatés ?), clastes pélitiques noirs ; la matrice est chargée en grains feldspathiques ; le ciment est très peu ou pas carbonaté (**brèches de type 1**) ;

– plus à l'Ouest (**Brèches de Tegurà, k7B2**) les éléments sont plus grands (centi- à décimétriques) et il s'y ajoute des blocs calcaires décimétriques à

plurimétriques ; la matrice est riche en grains feldspathiques ; la matrice et/ou le ciment peuvent devenir fortement carbonatés (**brèches de type 2**). On peut envisager que les blocs calcaires de ces brèches proviennent de l'érosion des Calcaires du Puig Sec (kTC), auquel cas les Brèches de Tregurà (kTB2) seraient syn- à post-kTC et plus jeunes donc que les Brèches du Puig de la Clape (kTB1), ou bien de calcaires analogues (cf. § suivant) (remarque : les granulés associés à ces brèches ont été datés par J.M. Casas *et al.*, 2015, qui à tort les ont été assimilés à l'horizon VS1).

kTC. Calcaires du Puig Sec (= membre supérieur de la Formation de Tregurà à l'Est). Un puissant (0-150 m) horizon carbonaté succède aux Brèches du Puig de la Clape (brèches de type 1). Il forme des masses importantes vers le Puig Sec, la Tour de Mir, le Bassin du Canidell, le Col d'Ares, à la périphérie du petit massif du Pla Jugador et vers Molló. Il s'agit surtout de calcaires à patine claire, localement dolomitisés et montrant au Col d'Ares même des indices d'émersion et de karstification (fentes remplies de pélites brunes) ; ponctuellement (Tour de Mir, SW de la Roca de l'Àliga), le calcaire se charge en gros grains de quartz limpide. La base de l'horizon est souvent marquée par quelques mètres (jusqu'à 10-20 m) d'une alternance décimétrique de calcschistes et de dolomies à patine orangée, de calcaires gris bleu en plaquettes et de pélites verdâtres. Les Calcaires du Puig Sec disparaissent vers l'W au N du Puig Moscós, à peu près en même temps qu'apparaissent les brèches de type 2 (ils réapparaissent sporadiquement au S de Setcasas).

La Formation de Tregurà est en cours d'étude (thèse Maxime Padel), aussi les indications précédentes sont-elles provisoires, en particulier la question du diachronisme des brèches de type 1 et de type 2, *cf. supra*. Il faudra aussi valider - ou non - l'hypothèse faite ici selon laquelle les brèches ne sont pas des roches volcanoclastiques contemporaines d'une activité volcanique (ce ne sont pas des roches pyroclastiques ni même épicalstiques), mais des roches purement sédimentaires, polygéniques, les granules feldspathiques de la matrice tout autant que les clastes de granulés étant considérés comme remaniés en totalité des Granulés de Fabert (VS2) sous-jacents. C'est une des raisons qui poussent à attribuer les Granulés de Fabert au Groupe de Canaveilles et la totalité de la formation de Tregurà à la base du Groupe du Jujols et pas seulement les Calcaires du Puig Sec ; il en va de même dans le massif du Cap de Creus où des microconglomérats de type Évol et des calcaires précèdent les brèches, une discordance étant possible ici sous les brèches, entre les Groupes de Jujols et de Canaveilles donc (Carreras et Druguet, 2013).

Dans la partie centrale de la carte, entre Tregurà et le Balandrau, dans une zone tectoniquement complexe, la carte Molló figure un ensemble d'arénites feldspathiques (= microgranulés), de granulés, de conglomérats (= brèches), de calcaires et de pélites noires. Cet ensemble a été noté KT sur le schéma structural Hercynien. Par comparaison avec la coupe de la vallée du Ter, il

s'agirait essentiellement du membre bréchique (kTB₂) de la Formation de Tregurà et du sommet de la Formation de Cabrils (Granulés de Fabert tF, subcarburés), la présence du membre carbonaté (kTC) étant plus douteuse. Par contre, près de Feitus, entre Molló et Tregurà, et peut-être (cf. infra) à l'E de Tregurà, ce sont probablement les Calcaires du Puig Sec (kTC) qui réapparaissent, mais sous un faciès de calcaires à chailles.

kE. Formation d'Évol. Pélites et grésopélites verdâtres ± rubanées, ou sombres, microconglomérats. La Formation d'Évol (*Formations Carabinero et el Broi*, au Sud-Est de Molló, Abril Hurtado, 1972 ; *horizon du Puig de l'Hospitalet*, Baetens, 1989) occupe de très grandes surfaces d'affleurement depuis le haut Vallespir jusqu'au Sud-Est du dôme du Freser, puis au-delà en Cerdagne, notamment dans le massif du Puigmal, toujours dans l'unité hercynienne du Puigmal. Les schistes d'Évol succèdent sans transition aux Calcaires du Puig Sec ou, quand ceux-ci manquent, aux Brèches de Tregurà. Il s'agit de plusieurs centaines de mètres de pélites ou de grésopélites monotones, plus ou moins rubanées, claires, grises ou verdâtres, ou au contraire sombres, avec des variations latérales et verticales fortes et rapides mais non cartographiables : les pélites prédominent à l'Est et les grésopélites rubanées dans le massif du Puigmal (feuille Saillagouse). À l'Est du Riutort, la base de la formation est caractérisée par la présence sporadique de quartzarénites lithiques grossières à quartz limpides ou **microconglomérats**, formant des lentilles isolées dans les schistes, sauf sur la crête frontière, de part et d'autre du Col des Basses de Fabert, où un niveau gréseux et microconglomératique (1) plurimétrique collé aux calcaires sous-jacents a été cartographié ; à l'Ouest de Molló et jusqu'en Cerdagne (feuille Saillagouse), ces quartzarénites grossières, si caractéristiques de la Formation d'Évol ailleurs (feuilles Prades et Céret), sont quasiment inconnues et seules des passées de grès sales peu caractéristiques sont observables. Un peu plus haut dans la série, signalons l'existence de niveaux plus franchement gréseux (2), notamment dans les secteurs de la Roca de l'Àliga (SE de Molló) et du Puig Moscós ; plus haut encore, un autre horizon grésosilicé est observable dans la vallée du Ritort, au S de Molló. Signalons aussi une petite occurrence de **calcaire** dont le faciès rappelle celui de Feitus (kTC ?), près de la base de la formation, à l'E de Llebro (vallée du Ter).

Sur le versant Sud du massif Canigou-Carança, il n'a pas été possible de subdiviser la Formation d'Évol en 3 formations distinctes (Alòs d'Isil, Lleret-Bayau, Alins), comme c'est le cas dans le massif des Aspres (feuille Céret) ou dans les régions plus occidentales (feuille Mont-Louis et au-delà dans le haut Pallars). Cependant, assez près du sommet de la formation d'Évol, entre Llanars et Villalonga, par exemple, un horizon de schistes sombres ou noirs est visible ; dans le massif du Puigmal (feuille Saillagouse), il renferme une passée de calcaire noir détritique à quartz limpides : on peut y voir l'équivalent de la Formation de Lleret-Bayau (Membre moyen de la Formation d'Évol).

kV. Formation de Valcebollère. Calcaires, pélites à nodules calcaires, pélites vertes. Cette formation contient l'horizon repère carbonaté **M8**, le plus élevé de la série type ; bien que discontinu, il est reconnaissable tout autour du massif du Canigou-Carança. Des faciès pélitiques ou pélitico-calcaires particuliers surmontent - ou passent latéralement à - ces calcaires, clairs et massifs en général. Le tout constitue la Formation de Valcebollère, décrite pour la première fois en Cerdagne, sur la crête frontière (Pico Gorra Blanch ou Puig de Dòrria, au SW du Puigmal), sous le nom de *complexe calcarifère du Faylou*, par P. Cavet (1957) qui a relevé, de bas en haut :

- 35 m de calcaires variés, succédant à des schistes sombres ;
- 7 m de schistes gréseux roussâtres à nodules calcaires ;
- 25 m de pélites vert amande ou violacées, avec ou sans nodules calcaires, surmontées par les schistes de Jujols ordinaires.

Dans la partie recartographiée de feuille Prats-de-Molló, la Formation de Valcebollère, dans l'unité du Canigou, n'apparaît qu'au Sud-Est, à la Gironella, sous forme d'un niveau décamétrique de calcaires.

Ces calcaires se poursuivent vers l'W, de façon discontinue ; ils sont bien visibles à Llanars notamment, de part et d'autre de ce village. Progressivement (Serra de Mont Roig), les faciès pélitico-calcaires verts lités ou noduleux se développent ; à partir de Pardines et jusqu'en Cerdagne (vallée de Valcebollère), ils deviennent très continus et forment un excellent niveau repère toujours associés à des calcaires (Robert, 1980).

kJ. Formation de Jujols. Argilosiltites rubanées (schistes de Jujols). Les schistes rubanés de Jujols ne sont visibles, sur la partie cartographiée de la feuille, qu'au Sud de la Gironella ; au Sud-Est de Molló, ils sont, comme la Formation de Valcebollère, supprimés par la discordance sarde.

Vers l'Ouest, sous la discordance sarde, la Formation de Jujols (= schistes de Planolas, Fontboté, 1949) s'épaissit progressivement. Elle atteint son développement maximal en Cerdagne (feuille Saillagouse) ; bien que le faciès rubané caractéristique soit le même du bas jusqu'en haut de la formation, et quasi exclusif, il faut noter que les rubans silto-gréseux prennent de plus en plus d'importance vers le haut de la formation. Du fait de la discordance sarde, le sommet réel de la Formation de Jujols n'est pas connu.

Unité du Vallespir

Seule la moitié supérieure du Groupe de Jujols est visible dans l'unité alpine du Vallespir ; sur la feuille Arles-sur-Tech, la série se complète vers le bas par la Formation d'Évol (Membre supérieur principalement). La description se fera par référence à l'unité du Canigou.

• **Groupe de Jujols (Cambrien s.l.)**

kV. Formation de Valcebollère. Calcaires. Les calcaires gris bleu, rarement dolomitiques, de la Formation de Valcebollère (**M8**) forment de belles barres rocheuses et des falaises dans le haut Vallespir, sous le chevauchement du Canigou (écaille des Cols, en limite de la carte Arles-sur-Tech), au-dessus de celui du Vallespir au Nord-Est (el Tubert, la Badie, Roc del Corb) ou dans le duplex du Can Pubill (la Coste de Dalt, la Coste de Baix, Carliba) à l'Est du Col d'Ares ; la base de la formation est toujours tectonique. Au toit des calcaires, les faciès pélitiques vert amande sont toujours très discrets (au contraire de la feuille Arles-sur-Tech).

kJ. Formation de Jujols. Argilosiltites rubanées (schistes de Jujols). La Formation de Jujols affleure très largement dans le haut Vallespir (= *Formation de Prats-de-Mollo*, Baetens, 1989), vers la frontière et plus au Sud, dans les secteurs du Mont Falgas et du Roc del Tabal = *schistes de Montfalgas* ; Muñoz, 1985). Comme dans l'unité du Canigou, le haut de la formation n'est pas visible, du fait de la discordance sarde au Nord de Rocabruna ou, ailleurs, à cause du chevauchement du Canigou.

Unité de Saint-Laurent-de-Cerdans

Seule une partie du Groupe de Canaveilles est représentée dans l'unité alpine de Saint-Laurent-de-Cerdans. Globalement et comme plus au Nord-Est sur la feuille Arles-sur-Tech, cette séquence se place au toit du pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans et comme lui présente un pendage général vers le NW. De nombreuses failles en compliquent la distribution. La description se fera par référence à l'unité du Canigou, bien que les différences soient notables, ce qui souligne l'importance des raccourcissements hercyniens et surtout alpins.

• **Groupe de Canaveilles (Édiacarien = Briovérien « supérieur »)**

bC. Formation de Canaveilles. Le Membre inférieur (bC1) n'est pas clairement identifié, de même que l'horizon carbonaté M2 de la base du Membre moyen (bC2a), pourtant très épais au Nord-Est, sur la feuille Arles-sur-Tech (secteur du Tech : Tour de Cos, etc.). Aussi les attributions à bC1 et/ou bC2 des terrains les plus profonds sont-elles hypothétiques.

bC1. Membre inférieur (?). Métapélites, gneiss à silicates calciques. La base visible de la Formation de Canaveilles, au Bac de la Guilla, est fortement touchée par le métamorphisme de contact des granodiorites de Saint-Laurent-de-Cerdans. Elle est constituée par une alternance de roches à silicates calciques rubanées et de métapélites (**Gneiss à silicates calciques du Bac de la Guilla**, ζ SCBG). Très original, ce terme pourrait être un équivalent latéral, au moins approximatif, de l'horizon carbonaté M1. Au-dessus viennent des

métapélites grauwackeuses banales (el Puig), coupées vers le haut par la faille du Puig de Las Coubines.

bC2. Membre moyen. Métapélites, métagrauwackes fines, métatufs (granulés). Au Nord de la faille du Puig de Las Coubines, et surmontant, au Mas de la Serre, deux très minces passées de **marbres calcaires** (M₂ ?) et un mince niveau d'**amphibolite (métabasalte)**, viennent plusieurs hectomètres de tufs et de tuffites (**granulés tS**) qui forment la crête du Puig Colom et son versant Sud ; au Sud-Ouest, ils sont engagés dans le duplex du Can Pubill. Il s'agit de la prolongation sud-occidentale des **Granulés du Mas des Sitges**, clairement disposés sur la feuille Arles-sur-Tech au-dessus du marbre M₂, et donc corrélables au terme bC2b (VS₁, horizon de la Collada Fonda - Mir) de l'unité du Canigou, qui prend ici un très grand développement. Des métapélites banales, équivalentes au terme bC2c, succèdent aux granulés et renferment d'autres granulés (t). Cette séquence réapparaît par faille plus au Nord, de part et d'autre du Tech (Nougardell, Puig dels Maures) ; dans l'ensemble, on note une diminution de l'épaisseur des granulés du S vers le N.

bC3. Membre supérieur. Métapélites claires, marbres. L'important mais discontinu *horizon de la Gironella* (C) est constitué de **calcaires** mais surtout de **dolomies** parfois bréchiques, souvent minéralisées (Fe, Cu). Il se retrouve écaillé sous le chevauchement du Vallespir (el Tubert, Col de la Guilla) et dans le duplex du Can Pubill (N.-D. du Corral, les Ferreres de l'autre côté de la frontière) et il est assimilé à la base du Membre supérieur de la Formation de Canaveilles (M₃ ?). Dans la cuvette synclinale de la Gironella, le terme le plus élevé de la séquence est constitué de métapélites claires, considérées comme appartenant au Membre supérieur de la Formation de Canaveilles (bC3) plutôt qu'à la Formation de Cabrils (bCB), par corrélation avec l'écaillage de Banat (feuille Arles-sur-Tech) où s'observent quelques niveaux calcaires et granulés. Cette séquence se retrouverait plus au Sud, en limite de la carte Arles-sur-Tech, dans la petite boutonnière de Gata Llops.

Duplex du Freser

Les unités alpines constituant le duplex du Freser sont essentiellement constituées de terrains hercyniens d'âge ordovicien supérieur et de couverture garumnienne, à l'exception de l'unité de Bruguera, qui renferme des schistes rubanés évoquant les schistes de Jujols et simplement notés k sur le schéma structural Alpin.

Âge de la série préhercynienne

Groupe de Canaveilles. Ce groupe étant azoïque, son âge est seulement connu par la datation en U-Pb sur zircons des niveaux volcanosédimentaires (**granulés**) VS₁ et VS₂ (feuilles Prats-de-Mollo et Arles-sur-Tech) ; ces âges,

assez imprécis, sont de ~ 580 Ma pour VS₁ (Cocherie *et al.*, 2005) et ~ 560 Ma pour VS₂ (Cocherie, 2010, voir *Annexe Géochronologie* ; Castiñeiras *et al.*, 2008 ; M. Padel, travail en cours). J.-M. Casas *et al.* (2015) proposent des âges de ~ 575-568 Ma pour les volcanites VS₂ entre Tregurà et el Catllar, qu'elles soient remaniées ou non dans les Brèches de Tregurà, volcanites qui sont par ailleurs à tort assimilées aux volcanites VS₁ (*cf. supra*) ; mais, à l'examen, ces résultats ne sont pas incompatibles avec des âges plus jeunes, proches de 560 Ma, comme ceux obtenus pour le même horizon dans le massif du Cap de Creus (Casas *et al.*, 2015). Le Groupe de Canaveilles peut donc être globalement rapporté à l'Édiacarien supérieur non terminal (583-550 Ma) et peut-être pour sa partie basale à l'Édiacarien moyen (605-583 Ma ; Narbonne *et al.*, 2012). Cette conclusion est renforcée par les âges de ~ 560-553 Ma (Castiñeiras *et al.*, 2008) à ~ 533 Ma (Cambrien inférieur) de quelques métagranites intrusifs dans la partie basale (bC0) de la Formation de Canaveilles (feuilles Arles-sur-Tech et Argelès- Cerbère ; massif du Cap de Creus ; Agly).

Groupe de Jujols. S'il n'y a pas de lacune importante entre la Formation de Cabrils et la Formation de Tregurà, cette dernière pourrait dater de l'Édiacarien terminal (550-542 Ma : Narbonne *et al.*, 2012) et peut-être - les calcaires - du Cambrien basal ; dans ce cas, la comparaison avec l'Ibérie centrale, entre les Calcaires de Villarta, riches en *Cloudina*, et les olistostromes de Fuentes-Membrillar, dans lesquels ces calcaires sont resédimentés (Vidal *et al.*, 1994 ; Cortijo *et al.*, 2010), serait pertinente ; un tel âge serait cohérent avec celui (~ 560 Ma) des volcanites VS₂ sous-jacentes, mais impliquerait que le matériel volcanique présent dans les brèches de Tregurà soit seulement remanié. La Formation de Valcebollère, sur la feuille Céret, renferme de rares acritarches indiquant un âge cambrien inférieur élevé ; des microfossiles trouvés à Valcebollère même et qui suggèrent un âge cambrien inférieur sont en cours d'étude (thèse M. Padel). Si la Formation de Terrades (feuille Arles-sur-Tech), datée de l'Ovétien supérieur d'après ses archéocyathes, est corrélable aux calcaires de la Formation de Valcebollère, ce qui paraît envisageable, la Formation d'Évol pourrait être attribuée à la moitié inférieure du Cambrien inférieur (Terreneuvien *s.l.*) et les Formations de Lleret-Bayau et d'Alins au milieu du Cambrien inférieur ; dans ce cas, et si on maintient l'attribution traditionnelle à la base du Cambrien moyen des pélites vertes à nodules calcaires du haut de la Formation de Vacebollère (Cavet, 1957), une importante lacune serait enregistrée à l'intérieur de la Formation de Valcebollère. Le haut de la Formation de Jujols, quant à elle, a livré en Cerdagne (feuilles Saillagouse et Puigcerdà) quelques acritarches du Cambrien supérieur ou plus probablement de l'Ordovicien inférieur (Casas et Palacios, 2012), et plus à l'Ouest, en Andorre, des zircons détritiques dont les plus jeunes, datés de ~ 478 Ma, sont trémadociens (Margalef *et al.*, 2014).

Ces données, encore très fragmentaires mais que la thèse en cours (2013-2016) de Maxime Padel devrait préciser, confortent globalement les

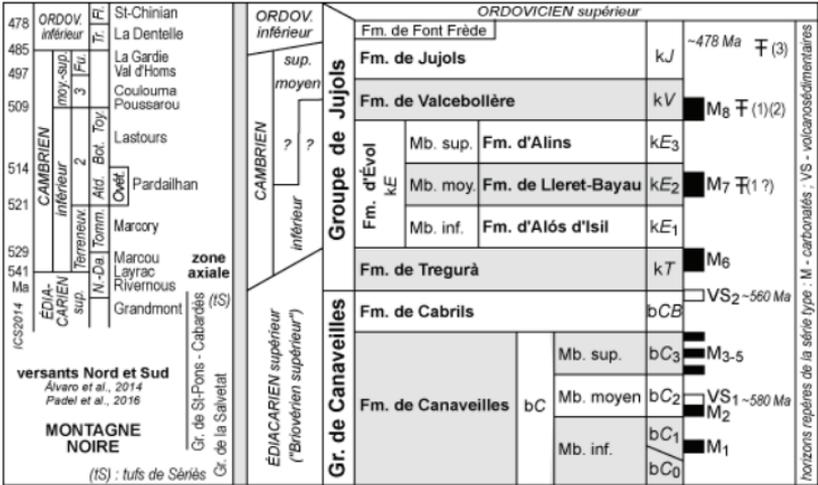


Fig. 4 - Corrélations entre les terrains préhercyniens des Pyrénées orientales et de la Montagne noire

Compte tenu des datations radiométriques et des données paléontologiques disponibles pour la série préhercynienne de l'Est des Pyrénées, il est possible de proposer une corrélation relativement précise entre cette série et les séries équivalentes bien datées des versants nord et sud de la Montagne noire (Álvoro et al., 2014), ainsi que celle de la zone axiale. Notamment, on peut mettre en parallèle, d'une part les volcanites VS₂ de Fabert, celles de la Fm. de Rivernous (~ 542 Ma ; datation en cours, M. Padel, comm. pers.) et les tufs de Sériès (545 ± 15 Ma ; Lescuyer et Cocherie, 1992) du sommet du Groupe de Saint-Pons – Cabardès, et d'autre part les brèches et les carbonates de la Fm. de Tregurà et des Fms. de Layrac-Marcou, ce qui renforce l'hypothèse que la limite Édiacarien-Cambrien se placerait sous la Fm. de Tregurà. (1) archéocyathes, algues, etc. de Terrades (Ovétien supérieur ; Abad, 1989 ; voir notice Arles-sur-Tech) ; (2) acritarches des Aspres (Cambrien inférieur élevé ; voir notice Céret) ; (3) acritarches, haut des schistes de Jujols de Cerdagne (Cambrien supérieur ou Ordovicien inférieur (Casas et Palacios, 2012) ; ~ 478 Ma ; plus jeunes zircons détritiques de la Fm. de Jujols (Margalef et al., 2014). *N.-Da.* = Nemakit-Daldynien ; *Terreneuv.* = Terreneuvien ; *Tomm.* = Tommotien ; *Atd.* = Atdabanien ; *Bot.* = Botomien ; *Toy.* = Toyonien ; *Fur.* = Furongien ; *Tr.* = Tremadoc ; *Fl.* = Floien. Âges absolus : IUGS Timescale, 2014.

horizons repères de la série type : M - carbonatés ; VS - volcanosédimentaires

propositions (Laumonier, 1988, 1996 ; Laumonier *et al.*, 2004) basées sur les corrélations lithostratigraphiques avec les régions ibériques et sont cohérentes avec les données les plus récentes sur la Montagne noire (Alvaró *et al.*, 2014 ; fig. 4). Par contre, elles sont bien évidemment incompatibles avec la présence éventuelle de grands chitinozoaires de l'Ordovicien inférieur dans les marbres du Membre moyen de la Formation de Canaveilles (bC2a) à Núria (Konzalová *et al.*, 1982). D'autre part, la présence à la Collada de Toses (feuille Saillagouse), peut-être dans le haut de la Formation de Jujols, d'échinodermes cambriens (Schroeder, 1973) a par la suite été invalidée (Le Menn et Méléndez, 1988).

Géochimie de la série préhercynienne

La série préhercynienne du versant Sud du massif de Carança a fait l'objet d'une approche géochimique qui confirme certaines grandes tendances déjà notées par G. Guitard (voir notice Prades). Deux types de données sont disponibles (éléments majeurs et traces, isotopes Sr-Nd) : les unes portent sur les métavolcanites, les autres concernent la série métasédimentaire.

Roches volcaniques

Les roches métavolcaniques du Groupe de Canaveilles comportent des faciès mafiques, intermédiaires et acides (amphibolites et gneiss amphiboliques, gneiss granulés et faciès connexes) qui ont fait l'objet de plusieurs descriptions (Guitard, 1970 ; Casas *et al.*, 1986 ; Navidad, *in* Debon *et al.*, 1996 ; Navidad et Carreras, 2002). Les faciès mafiques, situés plutôt dans la partie basse de la Formation de Canaveilles, correspondent, pour certains au moins, à d'anciens niveaux subvolcaniques et à des laves massives vésiculées dans lesquelles la texture initiale subophitique est encore visible. Sur la feuille Prats-de-Mollo, ces roches sont connues notamment dans la haute vallée du Riuferrer au Nord-Ouest de Léca (*Amphibolite amygdalaire de Léca*, d'une quinzaine de mètres de puissance et localisée à proximité du contact avec les orthogneiss du Canigou), dans la haute vallée du Freser à proximité de Queralbs et au Sud-Est du granite de Costabonne (la Preste). Selon M. Navidad et J. Carreras (2002), les faciès les plus mafiques correspondent à des basaltes tholéiitiques ($47 < \text{SiO}_2 < 48 \%$; $1,1 < \text{FeO}_T/\text{MgO} < 2,6$; $1,2 < \text{TiO}_2 < 1,7$) caractérisés par des teneurs élevées en Cr (338-377 ppm) et Ni (116-142 ppm), des teneurs basses en Nb (< 10 ppm) et Terres Rares ($\Sigma = 62$ ppm), et par des spectres de Terres Rares peu fractionnés ($[\text{La}/\text{Yb}]_N = 1,7-1,8$). Normalisée au manteau primitif, leur composition montre des anomalies négatives en Nb et Th et positive en K et Rb, affichant ainsi des caractères de tholéiite de type arrière-arc.

Les faciès felsiques sont interprétés comme d'anciens tufs rhyodacitiques ($61 < \text{SiO}_2 < 69 \%$, $\text{CaO} < 1,9 \%$) alumineux (corindon normatif entre 3 et 10 % pds), calco-alcalins, plus ou moins remaniés. Ils se distinguent par des teneurs en Terres Rares assez élevées ($\Sigma = 150-190$ ppm) et des spectres fractionnés

($[\text{La}/\text{Yb}]_N = 5,8-9$), avec une anomalie négative en Eu ; les spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primitif montrent des anomalies négatives en Ta, Nb, Sr, Ti et P suggérant une origine par fusion de matériel crustal (Navidad et Carreras, 2002 ; Casas *et al.*, 2015). Les données isotopiques montrent des valeurs de $\epsilon\text{Nd}(t)$ assez négatives (-4.0 à -4.6) et des rapports initiaux du Sr élevés (proches de 0.708), suggérant une contribution crustale significative et un environnement de marge continentale active.

Roches (volcano)sédimentaires

Les caractéristiques géochimiques des sédiments des Groupes de Canaveilles et Jujols ont été déterminées dans l'environnement du massif granitique de Costabonne (Le Guyader, 1982 ; van Marcke de Lummen, 1983 ; Baetens, 1989), sur le pourtour du massif de Quérigut (Letierrier, 1972), dans la vallée de la Têt et dans le massif du Canigou (Guitard *et al.*, 1998). Le jeu de données comprend près de 200 analyses mais porte pour l'essentiel sur les éléments majeurs. À cela s'ajoutent quelques données sur les éléments traces (Le Guyader, 1982) ainsi que quelques données isotopiques Sm-Nd (Simien, 1998). Privilégiant un regard synthétique, nous avons regroupé l'ensemble des données chimiques provenant des régions périphériques du massif Canigou-Carança, pour le Groupe de Canaveilles et pour le Groupe de Jujols.

Dans la région du massif de Costabonne (feuille Prats-de-Mollo), É. Baetens (1989) distingue des grésopélites et des faciès volcanosédimentaires formant l'essentiel de la série préhercynienne, et accessoirement des roches à silicates calciques, des faciès conglomératiques et des leptynites ; à cette liste doivent être ajoutés les niveaux de marbres. Dans le diagramme $\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{Na}_2\text{O}$ (fig. 5a) deux groupements peuvent être distingués dans les faciès silico-clastiques :

- le premier groupe bien individualisé et correspondant aux faciès volcanosédimentaires (granulés) se situe dans le champ des grauwackes, mais avec une dérive vers le domaine des shales, indiquant que même si leur source est volcanique, ces roches ont subi un remaniement sédimentaire ;
- le second groupe très dispersé et correspondant aux faciès grésopélitiques se compose de deux pôles : l'un clairement pélitique est situé dans le champ des shales mais avec une dérive vers les arkoses (niveaux gréseux) et les grauwackes ; l'autre moins évolué est localisé dans le domaine des grauwackes et le long de la dorsale des roches ignées, indiquant qu'il s'agit d'un ensemble mixte résultant probablement de la superposition d'un fond sédimentaire silicoclastique et d'apports d'origine ignée plus ou moins remaniés.

Les données provenant de la vallée de la Têt et du massif du Canigou (Balatg) se superposent aux données précédentes, montrant un enracinement dans le domaine des shales, mais affichant également une double dérive, vers le domaine des grauwackes et vers le domaine des arkoses.

Dans la région située au Sud du massif de Quérigut (feuilles Mont-Louis et Prades), trois ensembles se distinguent dans la « série » de Canaveilles (fig. 5a) :

– des schistes noirs se démarquant par une charge plus importante en silice ($\text{SiO}_2 > 60\%$ contre $< 58\%$), un caractère plus potassique, des teneurs en CaO faibles ($< 0,5\%$) et une perte au feu importante (12%) liée à la présence de matière organique ;

– un ensemble alumineux, ferromagnésien ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 19\%$, $\text{FeO}_{\text{tot.}} > 6\%$, $\text{MgO} \approx 3\%$) et plus sodique que les shales ; les analyses semblent dessiner une tendance partant des grauweekes vers un pôle plus riche en illite traduisant une alternance entre sédiments plus grossiers à caractère grauweekeux et plus fins à caractère argileux ;

– un troisième lot marqué en particulier par sa pauvreté en alumine ($\text{Al}_2\text{O}_3 < 15\%$) et sa richesse en silice ($\text{SiO}_2 > 67\%$), indiquant une charge quartzreuse et feldspathique plus importante, au détriment des minéraux argileux.

Il apparaît donc au total que le Groupe de Canaveilles résulte d'une sédimentation détritique constituée d'une alternance de pélites et grésopélites, à laquelle se superposent des apports (grauweekes) très vraisemblablement liés au remaniement de produits volcaniques (tuffites, microgranulés, granulés et tufs), en bon accord avec la présence d'une activité volcanique importante identifiée à deux niveaux de la série (VS_1 et VS_2).

À cette dominante silicoclastique se superpose dans la Formation de Canaveilles une sédimentation carbonatée représentée par les différents niveaux de marbre et roches à silicates calciques. Quelques données analytiques sont disponibles sur les marbres de Costabonne (Le Guyader, 1982) et sur des roches à silicates calciques de Costabonne (Baetens, 1989) et de la vallée de la Têt (Guitard *et al.*, 1998). Deux ensembles apparaissent dans les marbres (fig. 6) : un ensemble dolomitique dans lequel les teneurs en CaO sont plus élevées que dans une dolomie stœchiométrique, en lien avec la présence de microcristaux de calcite interstitielle secondaire, et un ensemble calcitique avec des teneurs en MgO limitées (3-5 % pds) mais dans lequel la dolomie n'apparaît pas. Les teneurs en fer et manganèse (fig. 6b) sont plus élevées dans les marbres dolomitiques (0,5-2,5 %) que dans les marbres calcitiques ($< 0,4\%$), mais R. Le Guyader note que les teneurs en fer croissent à proximité du front des skarns. Les teneurs en silice sont très faibles, inférieures au pourcent dans la plupart des cas, et les autres éléments majeurs sont en quantités extrêmement faibles montrant la grande pureté de ces marbres. Les éléments en traces ne font pas exception si ce n'est le Sr dont les teneurs varient de 53 à 205 ppm, avec une valeur à 340 ppm. Les roches à silicates calciques se différencient nettement par leur charge silicoclastique, la fraction calcique correspondant vraisemblablement à une matrice carbonatée, la fraction magnésienne pouvant être à la fois détritique et chimique.

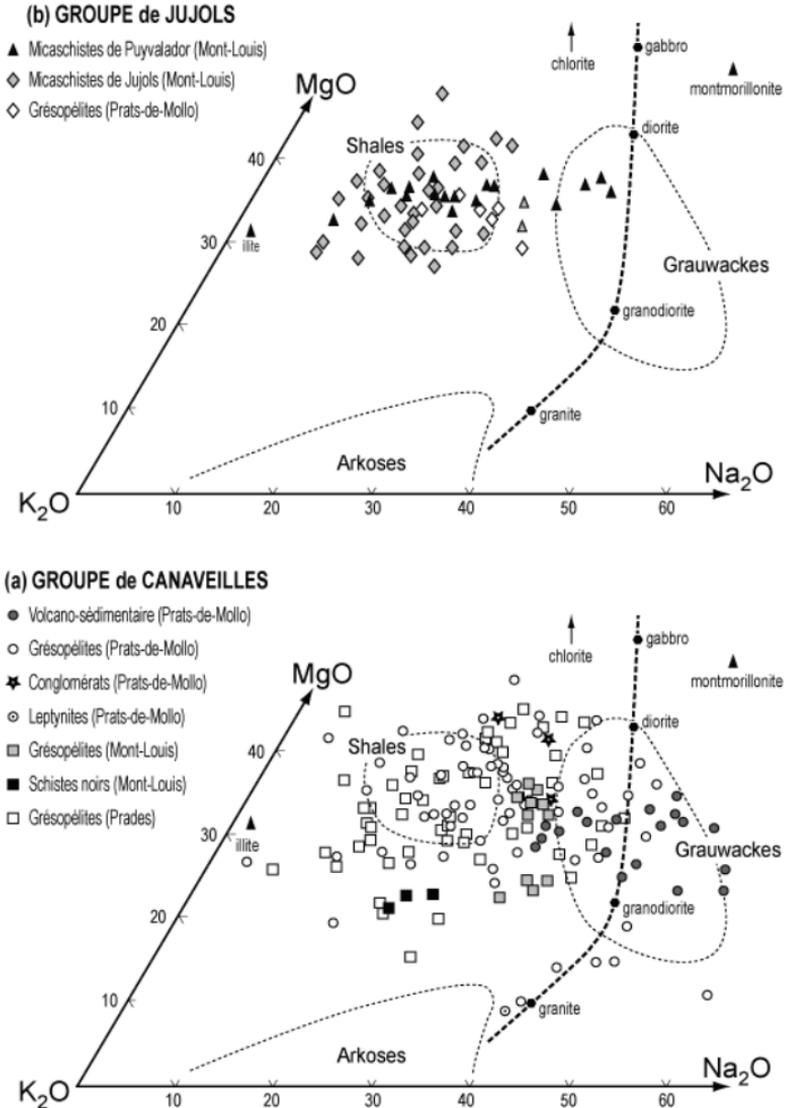


Fig. 5 - Diagramme chimico-minéralogique K_2O - MgO - Na_2O pour les schistes de Canaveilles, Jujols et Puyvalador (données de Letierrier, 1972 ; Van Marcke de Lumen, 1983 ; Baetens, 1989 ; Guitard *et al.*, 1998)

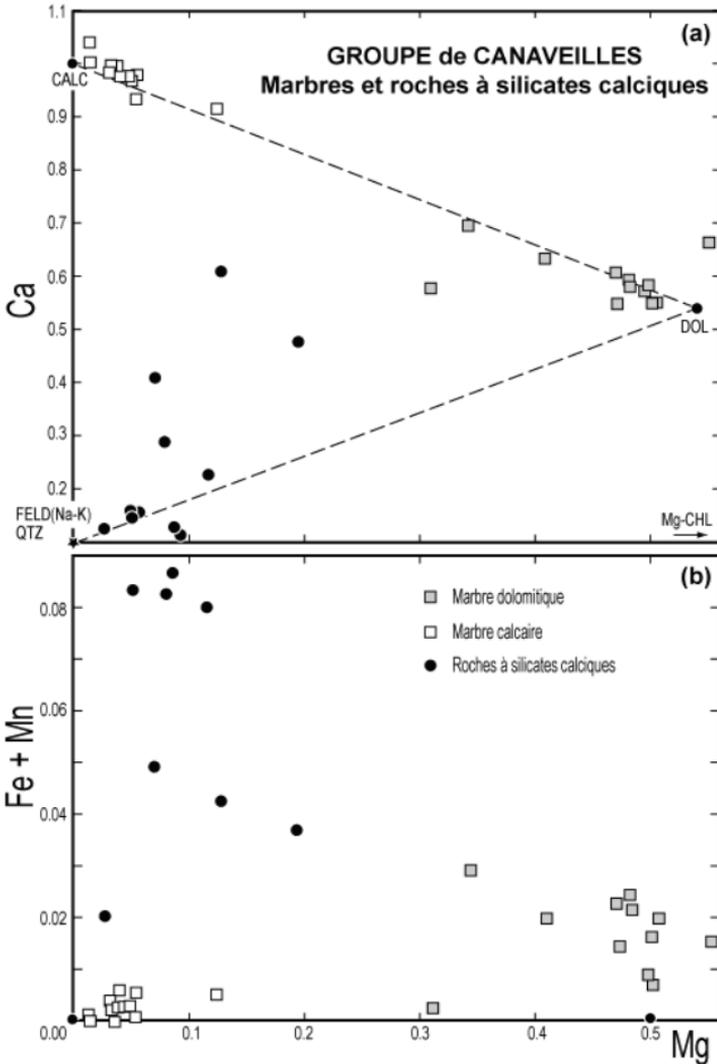


Fig. 6 - Diagrammes Mg-Ca (a) et Mg-Fe + Mn (b) pour les marbres (Costabonne) et roches à silicates calciques (Costabonne, vallée de la Têt, massif du Canigou) de la Formation de Canaveilles. Données de Le Guyader (1982), Baetens (1989) et Guitard *et al.* (1998)

Le Groupe de Jujols forme un ensemble chimiquement assez homogène centré sur le domaine des shales (fig. 5b) ; les 6 analyses provenant d'échantillons prélevés au voisinage du massif de Costabonne s'insèrent parfaitement parmi les échantillons prélevés au Sud du massif de Quérigut sur les feuilles de Mont-Louis et Prades. Il est à noter que l'éirement du nuage de points parallèlement au côté K_2O - MgO pourrait résulter d'une dispersion entre un pôle pélitique et un pôle gréseux, se traduisant par des teneurs en silice, alumine et fer élevées mais variables ($57,4 \leq SiO_2 \leq 67,5 \%$, $15,0 \leq Al_2O_3 \leq 21,3 \%$, $6,1 < FeO_{tot.} < 7,3 \%$). Les teneurs en chaux sont toujours très faibles ($CaO \leq 0,33 \%$). Le Groupe de Jujols se distingue donc de celui de Canaveilles par la disparition de la composante volcanique. La seule exception notable correspond aux micaschistes de Puyvalador situés entre le massif granitique de Quérigut et la faille de Mérens, et attribués - à tort peut-être - à la formation d'Évol. Si ces schistes s'enracinent bien dans le domaine compositionnel du Groupe de Jujols, ils s'en écartent par une nette dérive vers le champ des grauwackes. Ce caractère distinctif pourrait suggérer un apport local impliquant de possibles formations volcaniques remaniées.

Dans une large mesure, la géochimie reflète les caractères pétrographiques des roches, déjà perceptibles sur le terrain. La composition de la série préhercynienne peut se modéliser par un mélange de trois sources en proportions variables : une source très clairement volcanosédimentaire, bien exprimée dans le Groupe de Canaveilles en lien avec le volcanisme mafique à felsique identifié dans cette séquence ; une source terrigène, évoluée, constituant l'essentiel des deux groupes ; une source carbonatée, d'origine biochimique, qui peut s'ajouter au fond de sédimentation grésopélitique (roches à silicates calciques, calcschistes) ou s'y substituer, donnant naissance à des niveaux de marbre parfaitement individualisés et très purs. La coupure entre les Groupes de Canaveilles et de Jujols correspond donc entre autre à un renouvellement des sources, en particulier la disparition de la source volcanique.

Enfin, signalons les quelques données isotopiques Sm-Nd de F. Simien (1998) sur cette série préhercynienne, avec des $\epsilon Nd(t)$ s'étalant de -9,6 à -3,8 et des âges modèles protérozoïques anciens ($1,52 \leq T_{DM} \leq 1,84$ Ma). Ces valeurs, semblables à celles obtenues sur les métasédiments de la Montagne noire, montrent une évolution temporelle vers des compositions moins radiogéniques avec des $\epsilon Nd(t)$ allant de -5 à l'Édiacarien (schistes de Canaveilles) à -10 au Cambrien supérieur (schistes de Jujols). Cette variation est interprétée par F. Simien (1998) comme le reflet d'un changement de sources lié à des contextes géodynamiques différents.

Formations plutoniques ordoviciennes (~ 475-445 Ma)

Les formations orthogneissiques sont très développées sur la feuille Prats-de-Mollo. Elles constituent la moitié Sud du massif du Canigou-Caraça (la moitié Nord se trouvant sur la feuille Prades) et le massif du Freser. Le petit corps gneissique de Can Guillamou (feuille Arles-sur-Tech) se termine en pointe en limite Est de la feuille (la Chalade).

Les orthogneiss, qui ont été décrits en grand détail par G. Guitard (1970) dans le massif du Canigou-Caraça, sont aujourd'hui considérés comme des métagranites ordoviciens déformés et métamorphisés à l'Hercynien (Barbey *et al.*, 2001), tout comme ceux du massif du Freser (Sebastian *et al.*, 1982). Très variés, ils se répartissent en quatre ou cinq grands types :

- les gneiss G3 (centre du massif du Canigou seulement, sur la feuille Prades principalement), sombres, très biotitiques, œillés ou non, dérivant de granites ou de granodiorites à biotite ;
- les gneiss G2 (massif du Canigou-Caraça), moins sombres, très œillés, à grands yeux de feldspath potassique, dérivant de granites monzonitiques porphyroïdes à biotite ;
- les leucogneiss G1, clairs, peu biotitiques, dérivant de leucogranites à biotite ± muscovite ; il en existe deux variétés principales : les gneiss G1 de Caraça (massif de Caraça surtout) et de Queralbs (massif du Freser), œillés et rubanés, et les gneiss G1 de la Preste (massif du Canigou) et de Núria (massif du Freser), très massifs ; il convient de noter que les gneiss G1 de Caraça et de la Preste, chimiquement identiques, diffèrent surtout par leur degré de déformation, fort pour les premiers, faible pour les seconds ;
- des leucogneiss leptynitiques à grain fin, très peu micaçés (massif du Canigou-Caraça, surtout) ; il s'agit d'anciennes aplites (parfois associées à des pegmatites).

Les métagranites du Canigou-Caraça et du Freser sont aujourd'hui datés, les uns de l'Ordovicien inférieur-moyen (massif du Canigou-Caraça ; Deloule *et al.*, 2002 ; Cocherie *et al.*, 2005), les autres de l'Ordovicien supérieur (massif du Freser principalement, ainsi que le granophyre de Ribes de Freser ; Martínez *et al.*, 2011). Cette dualité étant problématique (*cf. infra*), il est préférable de décrire séparément les orthogneiss de ces deux massifs.

Massif du Canigou-Caraça

Les métagranites du Canigou-Caraça forment un laccolite composite épais de 2-3 km, intrusif dans le Membre inférieur de la Formation de Canaveilles. Le toit du laccolite se place sous les marbres M1, sauf au Nord de Setcasas, où 300-400 m de métapélites infra-M1 séparent les gneiss du marbre M1. Le contact est remarquablement stratiforme, sauf au Serrat de la Balmeta (SW du Costabonne),

où il est sécant sur les marbres M₁ et les métapélites ; la faille NE-SW séparant les métapélites supra-M₁ (Serrat de la Balmeta) des métapélites infra-M₁ (la Cabanassa) pourrait dériver de ce contact intrusif. Le plancher du laccolite affleure dans la boutonnière de Balatg, au Nord-Est de la carte (vallées de la Coumelade et du Riuferrier) ; les Micaschistes de Balatg sous-jacents sont beaucoup mieux exposés sur la feuille Prades. Au-dessus du laccolite proprement dit, un sill leucogranitique discontinu, le **sill de Bassibès** (ζB), métrique à décamétrique, est intrusif dans le marbre M₁ ; il s'observe depuis le Cambre d'Aze (feuille Mont-Louis/Saillagouse), où il semble s'enraciner dans les métagranites G1 de Carança, jusqu'au secteur du Pic du Géant (Bassibès) et du Pic de l'Enfer. Au Nord de Setcasas (Pedregosa), le **sill de la Baga de Carboner** (ζBC), localement épais d'une centaine de mètres et redoublé par failles, en est l'équivalent. On retrouve un sill du même type, très discret, à la Pique, au NNE de Saint-Sauveur.

Globalement, les métagranites G2 forment le cœur du laccolite, les métagranites G1 (la Preste et Carança) et G3 (feuille Prades) se développant en périphérie, les premiers au toit surtout, les seconds au plancher du laccolite. Les passages entre les métagranites G1 et G2 sont rapides mais toujours transitionnels, ce qui rend difficile l'établissement d'une chronologie relative (et d'une limite cartographique). Il est cependant très vraisemblable que les métagranites G3 sont plus anciens que les métagranites G2, et les méta-leucogranites G1 plus récents. Des méta-aplites soulignent localement la bordure du pluton et forment également dans le pluton des sills parfois épais qui recoupent avec une faible obliquité les métagranites G1 et G2. De rares métadiorites, amphibolitisées à l'Hercynien, sont associées aux métagranites.

$\delta\zeta\gamma^4$. **Gneiss mésocrate grossier, œillé ou non (gneiss G3) : métagranodiorite à biotite.** Ces gneiss sont presque entièrement localisés sur la feuille Prades (depuis le col de Mantet à l'Ouest jusqu'à la crête du Barbet à l'Est), où ils apparaissent à la base du corps gneissique du Canigou, entre la Formation de Canaveilles (Micaschistes de Balatg) et les orthogneiss G2. Sur la feuille de Prats-de-Mollo, ils ne sont visibles que près de Mantet et sont bien observables le long de la route entre le village et le col de Mantet ; dans le torrent en contrebas du village, ils sont au contact des seuls micaschistes à sillimanite de la feuille. Ce sont des gneiss sombres car riches en biotite, offrant des faciès assez variés parmi lesquels deux sont fréquents :

- des gneiss œillés à grands feldspaths pluricentimétriques, fort analogues aux gneiss G2 mais plus riches en biotite et où les grands feldspaths sont plus inégalement distribués, tantôt très dispersés, tantôt plus concentrés ; on y trouve aussi des feldspaths de type rapakivi ;
- des gneiss homogènes, très biotitiques, à petits yeux feldspathiques, parfois riches en enclaves mafiques.

Sur la feuille Prats-de-Mollo, les gneiss G3 sont plutôt du premier type. Le plagioclase est de l'oligoclase (An₂₈ en moyenne) mais renferme souvent des cœurs plus basiques.

oζγ³. **Gneiss œillé à biotite et grands feldspaths potassiques (gneiss G2 du Canigou) : métamonzogranite porphyroïde à biotite et texture rapakivi.** Ils constituent l'essentiel des gneiss du massif du Canigou, et se situent plutôt dans le cœur du massif gneissique. Il s'agit de métagranites monzonitiques porphyroïdes à feldspath de type rapakivi, assez riches en biotite. Ils se caractérisent par des phénocristaux de feldspath, surtout du microcline perthitique englobant des reliques d'orthose, sous forme d'yeux étirés dans la foliation principale. Les textures de type rapakivi sont assez communes. Le plagioclase (oligoclase) quant à lui est généralement bordé d'albite. Les biotites sont de grande taille et riches en ilménite. La muscovite est absente. On y observe, très rarement, des enclaves mafiques à grain fin.

ζγ¹⁻²_{Ca}. **Leucogneiss ± rubané et œillé (Gneiss G1 de Carança) : métaleucogranite à biotite-muscovite.** Ces gneiss sont cartographiés en bordure Sud du massif, et donc au toit du dôme, mais également au plancher du massif, au contact des Micaschistes de Balatg (haut de la vallée de la Coumelade et au dessus des Estables). On peut leur rattacher les lames de gneiss situées à faible distance des gneiss principaux et interprétables comme d'anciens sills : sill de Bassibès (ζB) à l'Ouest, sill de la Baga de Carboner (ζBC) au centre de la carte. Ce sont des métagranites leucocrates alumineux, à biotite et muscovite. Ces gneiss présentent une hétérogénéité de la taille de grain, ce qui leur confère cet aspect rubané. En effet, des niveaux millimétriques et centimétriques à grain fin sont intercalés avec des niveaux centimétriques et pluricentimétriques à grain moyen à grossier (œillés). Il apparaît que la linéation d'étirement définie par l'étirement des paillettes de biotite et de muscovite est souvent très marquée. Ce rubanement est interprété comme étant hérité du protolite, ce qui n'est pas si clair car il apparaît nettement par endroit qu'il est le résultat d'une déformation intense avec développement de zones mylonitiques et ultramylonitiques. Deux importantes zones de déformation se trouvant au sein ou à proximité des gneiss G1 type Carança ont été observées au sein du massif gneissique du Canigou.

• L'une est localisée à la base des orthogneiss du Canigou. En effet une importante zone mylonitique avec une linéation très forte (N70) et un sens de cisaillement vers le SW est observée dans les orthogneiss au contact avec les micaschistes de Balatg (Vallée de la Coumelade), zone mylonitique qui avait été décrite par les auteurs partisans d'un chevauchement hercynien majeur à la base de ces orthogneiss. G. Guitard avait donné le terme de gneiss de Carança à ces orthogneiss, de par leur aspect rubané et l'abondance des filons apliques déformés. Il n'est pas exclu qu'il s'agisse d'un faciès de bordure de type G1 ou intermédiaire entre G1 et G2 (« G1-2 ») mais déformé d'une manière intense, ce qui les ferait ressembler aux véritables orthogneiss de type Carança.

• L'autre est au toit des orthogneiss, au contact des gneiss G1 de type Carança et des métasédiments dans les vallées de la Carança et de l'Orri, ce qui montre qu'une déformation intense affecte la bordure sud des Gneiss du Canigou.

ζ¹²LP. Leucogneiss grossier ± oëillé (Gneiss G1 de la Preste) : métaleucogranite à biotite-muscovite et quartz bleuté. Ce sont des métagranites leucocrates alumineux, souvent porphyroïdes, à biotite, muscovite et quartz souvent bleuté. Ils sont essentiellement présents et uniquement cartographiés à la bordure Sud-Est du dôme des gneiss du Canigou, et sont particulièrement bien exposés à la station thermale de la Preste, où des faciès oëillés à quartz bleu se trouvent au contact des micaschistes et marbres de Canaveilles. Ces orthogneiss oëillés présentent une déformation hétérogène allant de faciès oëillés avec une déformation très peu importante, à la Preste par exemple, jusqu'à des faciès mylonitiques. Il a été choisi de différencier ces faciès dit de la Preste des faciès à grains plus fins et rubanés dit de Carança. Il apparaît pourtant que ces faciès sont très similaires (aussi bien géochimiquement que pétrologiquement) et que seule une différence de déformation pourrait être à l'origine de ces différences lithologiques. En effet des faciès oëillés à quartz bleuté de type la Preste ont été observés en proportion moindre dans le secteur où les gneiss de Carança sont cartographiés (par exemple, à En, dans la vallée de la Têt, sur la feuille Prades). Les faciès leucocrates de type la Preste et de type Carança sont connus au toit et au plancher du laccolite du Canigou. Le passage entre ces faciès leucocrates et les faciès plus sombres de type G2 se fait de manière progressive, il n'est pas rare de rencontrer des faciès plus clairs (type G1) dans les zones cartographiées en G2, et vice versa.

λ⁵. Leucogneiss leptynitique à grain fin : méta-aplites à muscovite ± biotite en petits corps, sills ou filons. Ce sont des roches blanches ou bistres, à grain fin, équigranulaires, discrètement foliées, dérivant de leucogranites à grain fin ou d'aplites. On les trouve en filons ou en sills d'épaisseur métrique à décamétrique. Les bandes d'épaisseur métriques sont rarement représentées sur la carte, au contraire d'autres bandes de l'ordre de 50-100 ou 200 mètres d'épaisseur. Quatre bandes majeures sont à signaler au sein des gneiss G2, les deux premières se situant dans la vallée de la Coumelade (au Nord du hameau de la Llau et au Nord de Saint-Guillem), une autre dans les virages de la montée vers les Estables, dans la vallée de la Parcigoule, et une dernière au Pic de Rives Blanches à l'ouest de Mantet. De gros filons sont concordants sur les limites lithologiques dans les Gneiss du Canigou (vallée du Riuferrer). L'orientation de ces quatre bandes est parallèle à la foliation principale. D'autres filons sont à signaler et se trouvent dans les gneiss G1, c'est le cas des filons observés à l'Étang noir au dessus des étangs de Carança (haut de la vallée de Carança), au Pic de Coma Mitjana (haut de la vallée de Carança), au pic de Prats de Bassibès (haut de la vallée de Carança, Coma de Bassibès), aux alentours du Pic de la Dona et du pic de Serre Gallinière.

Il est important de noter que sur la carte de la thèse de G. Guitard (1970), ces « leptynites » marquaient la bordure de l'ensemble du massif du Canigou et étaient interprétées comme étant un faciès de base (métagrès) à la série de couverture du dôme gneissique. Il est vrai que lors du levé de la feuille Prats-de-Mollo, trois bandes de leptynites ont été observées dans cette position, à savoir à la limite des gneiss, et en particulier au toit du corps gneissique, au contact de la Formation de Canaveilles. Mais il s'avère que ce sont des sills d'épaisseur variable, lenticulaires, et qu'ils ne sont en aucun cas tout le long du contact, aucun sill de leptynites n'a été observé au plancher des gneiss au contact des Micaschistes de Balatg. Ces trois bandes sont observées, au hameau el Frigoule au dessus de la Preste, non loin du Puig des Lloses à quelques kilomètres au N de Prats-de-Mollo, et au dessus du Veinat d'En Coume à l'Est de la feuille.

δ. Amphibolite (métadiorite). Les amphibolites associées aux Micaschistes de Balatg (**amphibolite amygdalaire de Léca**) et au marbre M₁ (**amphibolite de la Preste**), considérées comme des metabasaltes, ont été décrites plus haut. D'autres amphibolites forment des sills décimétriques à métriques dans les gneiss G1 de Carança ou les gneiss G2, vers la base du laccolite du Canigou, au Nord des Estables (versant Sud du Pic des Sept Hommes, feuille Prades). Il s'agit de roches sombres, finement foliées et linéées, à hornblende, plagioclase et biotite, dont l'origine dioritique est certaine.

Massif du Freser

Les Gneiss du Freser affleurent au cœur du dôme du Freser, dans la haute vallée du Freser et celle de son affluent, le riu Núria. Ils correspondent aux Gneiss de Queralbs, sill épais de 100-200 m, et aux Gneiss de Núria plus profonds ; ces deux ensembles gneissiques sont séparés par 75 à 200 m de métapélites intercalaires. Le sill de Queralbs est installé au même niveau que les gneiss G1 de Carança et que le sill de la Baga de Carboner, c'est-à-dire juste sous l'horizon carbonaté M₁ (*cf. supra*). Les gneiss du Freser sont généralement comparés aux leucogneiss G1 du massif du Canigou-Carança, les gneiss de Núria aux leucogneiss de la Preste, et les gneiss de Queralbs aux leucogneiss de la Carança ; ils ont été décrits à plusieurs reprises (Fontboté, 1949 ; Santanach, 1972 ; Sebastian *et al.*, 1982 ; notice Molló, 1994 ; Enrique, 2004, 2010) et diversement interprétés, généralement comme des métagranites préhercyniens, parfois aussi hercyniens dans le cas des Gneiss de Queralbs (Enrique, 2004).

οζγ¹². **Leucogneiss œillé ± rubané (Gneiss G1 de Queralbs) : métaleucogranite à biotite.** Il s'agit de gneiss souvent œillés, à mégacristaux (1-3 cm) de feldspaths potassiques dispersés dans une matrice assez biotitique de grain assez grossier, passant à des gneiss plus clairs et de grain plus fin, et renfermant des passées de **gneiss sombre à grain fin métadioritique**. Une assez grande hétérogénéité, une foliation intense et des indices de recristallisation à basse température (chlorite) caractérisent les gneiss de Queralbs.

$\zeta\gamma N^2$. **Leucogneiss grossier \pm œillé (Gneiss G1 de Núria) : métaleucogranite à biotite \pm muscovite et quartz bleuté.** Les gneiss de Núria sont des roches grossières, massives, équi-granulaires ou un peu œillées (feldspath potassique), remarquables par l'abondance des petits (0,5 cm) yeux de quartz souvent bleuté ; la matrice renferme de la biotite et un peu de muscovite. Les faciès de bordure à grain fin et non œillés sont bien développés (méta-plites). La déformation est faible, plus cataclastique que mylonitique.

ζR . *Granophyre de Ribes de Freser (voir schéma structural Alpin). Il s'agirait d'un petit massif subvolcanique intercalé dans l'Ordovicien supérieur volcanosédimentaire de l'unité profonde de Ribes de Freser, juste au N de Ribes de Freser, à composition de leucogranite, très fracturé. Il est dépourvu de foliation, ce qui l'a souvent fait interpréter comme une petite intrusion hercynienne, mais une datation récente (cf. infra) amène à le rapporter à l'Ordovicien supérieur.*

Âge du plutonisme ordovicien

Dans les massifs du Canigou-Carança (feuilles Prats-de-Mollo et Prades) et du Freser, de nombreuses datations radiométriques (voir *Annexe Géochronologie*) permettent aujourd'hui d'attribuer toutes les plutonites antécarbonifères à l'Ordovicien, excluant par là même l'existence d'un socle granitique cadomien.

- Plusieurs datations par évaporation du plomb sur monozircons ont été obtenues dans les années 1990 (Delaperrière et Soliva, 1992 ; Delaperrière et Respaut, 1995 ; Calvez, *in* Guitard *et al.*, 1996) : 451 ± 14 Ma pour les gneiss G2 ; 446 ± 20 Ma pour les gneiss G1 de la Preste ; 461 ± 7 Ma pour les leucogneiss de Núria ; 425 ± 18 Ma pour les gneiss de Casemi. Ces datations indiquent des âges ordovicien supérieur (\sim **460-445 Ma**), voire siluriens (\sim 425 Ma), avec des héritages cadomiens ou plus anciens, étant entendu qu'il s'agit d'âges minima.
- Deloule *et al.* (2002) ont obtenu des âges concordants en U-Pb sur monozircons : entre 499 et 435 Ma pour les gneiss G2 (Serre de Garret, SW de Mantet) ; entre 476 et 463 Ma et entre 473 et 450 Ma pour les gneiss G1 (feuille Prades). Malgré cette forte dispersion, les auteurs concluent à un âge moyen de **475 ± 10 Ma** (Ordovicien inférieur-moyen, Trémadocien-Dapingien = « Tremadoc-Arenig ») pour la mise en place des protolites, avec des héritages cadomiens (\sim 656-578 Ma) ou plus anciens et des rajeunissements hercyniens.
- Cocherie *et al.* (2005) ont daté trois échantillons provenant du massif du Canigou-Carança : 471 ± 8 Ma pour un gneiss G2 en enclave dans les gneiss G1 de Carança (Collets verts, SSW de Mantet) ; 472 ± 6 Ma, avec des héritages cadomiens (\sim 607 Ma) ou plus anciens, pour un gneiss G1 de Carança (SW de Costabonne) ; 467 ± 7 Ma pour un gneiss G1 de Carança (sill de Bassibès). Ces résultats indiquent une mise en place des protolites vers **475-465 Ma**, c'est-à-dire

à l'Ordovicien inférieur-moyen (Floien-Dapingien = « Arenig »). En tenant compte des résultats de Deloule *et al.* (2002), cette mise en place se ferait, plus précisément, autour de **473 ± 4 Ma** (Floien = « Arenig inférieur »).

• Enfin, de nouveaux âges U-Pb-Th sur monozircons ont été obtenus par les chercheurs espagnols (Casas *et al.*, 2010 ; Martínez *et al.*, 2011) sur divers orthogneiss de la région, sur la feuille Prades : $456,1 \pm 4,8$ Ma pour les gneiss G2 du Cadi, $451,6 \pm 4,8$ Ma et $445,9 \pm 4,8$ Ma pour les gneiss de Casemi, et $453 \pm 4,4$ Ma pour l'amphibolite (métadiorite) de Mariailles ; et sur la feuille Prats-de-Mollo : $457,1 \pm 4$ Ma pour les leucogneiss G1 de Núria, $456,5 \pm 5$ Ma pour les leucogneiss G1 de Queralbs, ainsi que 458 ± 3 Ma pour le granophyre de Ribes de Freser. Tous ces âges, **~ 460-445 Ma**, indiquent une mise en place à l'Ordovicien supérieur (Sandbien-Katien = Caradoc *s.l.*).

Discussion. Si l'on exclut d'éventuels problèmes analytiques - ce qui resterait à démontrer définitivement - ces résultats indiquent que le magmatisme ordovicien s'est développé pendant environ 30 Ma, entre ~ 475 Ma et ~ 445 Ma (Floien à Katien), et qu'il existe possiblement deux épisodes magmatiques distincts. Le premier épisode voit la mise en place à l'Ordovicien inférieur-moyen (~ 475-465 Ma) du grand laccolite du Canigou-Carança. Le second épisode se traduit par la mise en place à l'Ordovicien supérieur (~ 455-445 Ma) des métagranites du Freser (Núria et Queralbs), du Cadi et de Casemi, de la diorite de Mariailles (massif du Canigou), ainsi que du granophyre de Ribes de Freser. La situation est donc complexe et à vrai dire pas très claire, et il conviendrait de redater simultanément les métagranites du Freser et ceux du Canigou. En effet, si les métagranites ordovicien inférieur-moyen sont fréquents dans les Pyrénées (massifs de l'Aston-Hospitalet, Denèle *et al.*, 2009 ; massif du Roc de France, Cocherie *et al.*, 2005, Castiñeiras *et al.*, 2008 ; massif des Albères, Liesa *et al.*, 2011, notice Argelès-Cerbère), en revanche, les métagranites ordovicien supérieur semblent plus rares (massif des Guilleries, Martínez *et al.*, 2011), même si dans les granites hercyniens les zircons hérités de cet âge sont fréquents. Ces derniers seraient contemporains, et probablement cogénétiques, de l'intense volcanisme ordovicien supérieur, bien daté à 455-450 Ma (Sandbien-Katien = Caradoc) dans les Aspres (notice Céret), les Guilleries (Martínez *et al.*, 2011) et peut-être la région du Freser (Martí *et al.*, 2014). Sur la feuille Prats-de-Mollo, cette dualité oblige donc à dissocier les gneiss G1 du massif de Carança de ceux du Freser, malgré des caractéristiques semblables et une quasi-continuité cartographique (entre les massifs de Carança et du Freser, des gneiss G1 affleurent le long de la faille de l'Orri). Par ailleurs, la question reste ouverte de savoir si la première génération de métagranites (le laccolite du Canigou-Carança) est antérieure ou non aux déformations et à l'érosion sardes, probablement ordovicien moyen.

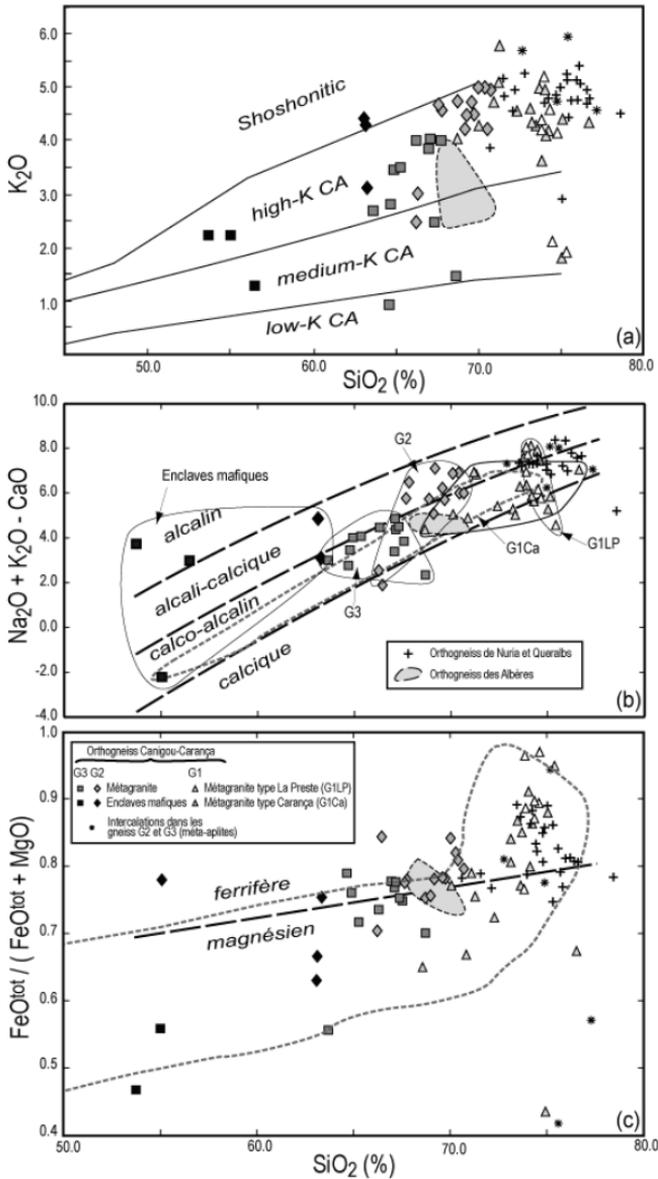


Fig. 7. Compositions en éléments majeurs des orthogneiss des massifs du Canigou-Carança et du Freser, représentées dans le diagramme K₂O-SiO₂ et dans les diagrammes de classification de Frost *et al.* (2001)

Tirets larges : ligne de séparation des différents domaines compositionnels. Pointillés : (b) domaine de composition de la série calco-alcaline de Tuolumne (Bateman et Chappell, 1979) ; (c) domaine de composition des granites mésozoïques d'Amérique du Nord (Frost *et al.*, 2001). Les données pour les orthogneiss sont tirées de Guitard (1970) et Guitard *et al.* (1998) pour le massif Canigou-Carança, et de Enrique (2010) et Sebastian *et al.* (1982) pour le massif du Freser.

Géochimie du plutonisme ordovicien

Dès 1963, G. Guitard notait à partir de l'observation de textures rapakivi que les gros cristaux de feldspath-K des orthogneiss G2 et G3 ne correspondaient pas à des porphyroblastes métamorphiques mais à d'anciens phénocristaux d'origine magmatique. Cela, ajouté à la présence d'enclaves microgrenues mafiques et de xénolites métasédimentaires, notamment, l'a conduit à considérer ces orthogneiss comme d'anciens granites porphyroïdes (« métagranites »), interprétation qui fait toujours consensus. À l'inverse, les gneiss G1, également dits « de transition », ont été interprétés par G. Guitard comme des métarhyolites formant le niveau de base de la *série de Canaveilles*, interprétation remise en cause au bénéfice d'une interprétation « plutonique » de ces gneiss tel que déjà mentionné plus haut.

À ce jour la chimie des métagranites du massif du Canigou-Carança reste imparfaitement connue et nous n'en donnerons qu'un rapide survol. Les données disponibles - uniquement sur des échantillons prélevés sur les feuilles Prades et Prats-de-Mollo - concernent essentiellement les éléments majeurs (Guitard, 1970 ; Guitard *et al.*, 1998), auxquelles s'ajoute une analyse majeurs-traces d'un orthogneiss G2 de Mantet (Barbey *et al.*, 2001) et quelques données isotopiques Rb-Sr (Vitrac-Michard et Allègre, 1975). Il existe cependant des données plus complètes sur les orthogneiss de Nuria-Queralbs incluant les éléments majeurs et quelques éléments traces (Sebastian *et al.*, 1982 ; Enrique, 2010).

Les orthogneiss du massif du Canigou-Carança sont typiquement peralumineux avec un index de saturation en aluminium ($Al/[Ca-1,67P + Na + K]$) compris entre 1,06 et 1,74, sans différence notable entre les différentes familles de gneiss ; néanmoins, M. Fonteilles et G. Guitard (1987, 1988) considèrent que ce caractère pourrait être en partie acquis au cours du métamorphisme hercynien, par lessivage de CaO (albitisation). Les trois familles de gneiss se distinguent par des teneurs en SiO₂ croissantes des gneiss G3 au gneiss G1 de type la Preste, en passant par les gneiss G2 et les gneiss G1 de type Carança (fig. 7). Les teneurs en CaO, Na₂O et K₂O témoignent d'un caractère calco-alcalin riche en potassium, avec une tendance alcali-calcique pour les gneiss G2 (fig. 7a, b). Le rapport $FeO^{tot}/(FeO^{tot} + MgO)$ montre que la plupart des orthogneiss se caractérisent par un chimisme ferrifère marqué, notamment pour les gneiss G1 et G2 (fig. 7c), déjà souligné antérieurement (*cf.* granites calco-alcalins ferrifères, Guitard *et al.*, 1998). Les orthogneiss de Nuria et Queralbs montrent une très forte parenté avec les orthogneiss G1 de type la Preste.

Les teneurs en Terres Rares déterminées sur un gneiss G2 de Mantet sont assez élevées ($\Sigma = 170$ ppm) et le spectre fractionné ($[La/Yb]_N = 6,9$) avec une forte anomalie négative en Eu ($Eu/Eu^* = 0,5$) ; les Terres Rares lourdes sont

abondantes ($[Yb]_N = 20$) et peu fractionnées ($[Gd/Yb]_N = 1,5$). Le spectre multi-élémentaire normalisé au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) montre un fort enrichissement en éléments lithophiles et des anomalies négatives en Nb, Ta, Sr, P et Ti. Cela demande cependant à être confirmé par de plus amples analyses (cf. travail en cours de F. Martínez et R. Capdevila). Les gneiss de Núria-Queralbs ont des teneurs en Rb, Ba et Sr caractéristiques des granites fractionnés faiblement calciques ; les teneurs en Zr sont plutôt basses (49-181 ppm). Les quelques données isotopiques disponibles Rb-Sr (Vitrac-Michard et Allègre, 1975) et Sm-Nd (Ben Othman *et al.*, 1984), recalculées à 475 Ma, âge présumé de mise en place des méta-granites (Deloule *et al.*, 2002 ; Cocherie *et al.*, 2005), montrent des rapports isotopiques initiaux du Sr compris entre 0,708 et 0,711 pour les orthogneiss et de 0,714 pour une méta-aplite, et une valeur de $\epsilon Nd(t)$ de -5,1, indiquant la prépondérance d'une source crustale dans la genèse des magmas parents. La typologie des zircons (Cocherie *et al.*, 2005) suggère la coexistence de deux lignées au sein des gneiss G2, l'une de type I, l'autre de type S, ainsi qu'une origine par anatexie crustale pour les gneiss G1. Les données de géochronologie U-Pb sur zircon confirment cette contribution crustale avec des âges hérités cadomiens, voire plus anciens (Deloule *et al.*, 2002 ; Cocherie *et al.*, 2005). De plus, la présence assez systématique d'enclaves microgrenues mafiques et de témoins de mélanges magmatiques (notamment à proximité de Valmanya dans la haute vallée de la Lentilla ; Guitard, 1970), indique une participation significative du manteau dans la genèse de ces granites. Les caractéristiques chimiques des orthogneiss G1, G2 et G3 du massif Canigou-Caraça sont voisines de celles des orthogneiss de Casemi dans le même massif (Navidad *et al.*, 2010) et de celles des massifs orthogneissiques de l'Aston, de l'Hospitalet et du Saint Barthélémy (Fontailles et Guitard, 1988).

Il convient, enfin, de souligner que si un consensus existe sur la nature granitique de ces orthogneiss, un point de divergence important sépare les modèles antérieurs aux années 2000 considérant ces méta-granites comme partie d'un socle cadomien (~ 580 Ma) sur lequel se serait déposée en discordance majeure la *série de Canaveilles* (p. ex. : Guitard, 1970 ; Guitard *et al.*, 1996, 1998), des modèles plus récents pour lesquels l'ensemble des orthogneiss (G1, G2 et G3) correspondent à des granites intrusifs dans la Formation de Canaveilles. Ce second modèle s'appuie non seulement sur les données géochronologiques U-Pb sur zircon (cf. *supra*), mais également sur des observations de terrains (Barbey *et al.*, 2001) : présence dans les orthogneiss d'enclaves ou septa de micaschistes ou de marbre de la Formation de Canaveilles, et témoins d'un métamorphisme de contact tels que des fantômes de porphyroblastes d'aluminosilicate (la Preste, En sur la feuille Prades), ou encore tels que la présence dans le vallon de Riuferrer (feuille Céret), au plancher du laccolite, de migmatites schistosées à l'Hercynien.

Au final, considérant que les protolites de ces orthogneiss ont tous un âge ordovicien, on peut envisager que ces méta-granites témoignent d'un

volumineux plutonisme acide impliquant à la fois le manteau et la refusion de terrains plus anciens, d'âge néoprotérozoïque, voire paléoprotérozoïque.

Formations sédimentaires et volcanosédimentaires hercyniennes

La série hercynienne *s.s.* débute avec l'Ordovicien supérieur et se poursuit jusqu'au Namurien. Elle se dispose au Sud des terrains préhercyniens et forme un domaine de plus en plus large d'E en W, de Rocabruna à la Cerdagne. Du N vers le S, on observe que :

- l'Ordovicien supérieur, dans les unités du Canigou, du Vallespir et de Planoles, frange au Sud le Groupe de Jujols, sur lequel il est discordant ; il affleure aussi, grâce à l'entaille du Freser, dans le duplex du Freser et l'unité de Ribes de Freser ;
- le Silurien, ampélique principalement, détermine les profondes vallées E-W d'affluents du Ter (Ritortell, Abella) et du Freser (Segadell, Rigat) ;
- le Dévono-Carbonifère, essentiellement carbonaté, forme les massifs de la Serra Cavallera entre le Ter et le Freser, de la Serra de Montgrony et de la Tosa à l'Ouest du Freser.

Tous ces terrains ont été cartographiés et décrits en détail sur les feuilles Molló, Ripoll, La Pobla de Lillet, Puigcerdà et Saillagouse. L'interprétation générale en est donnée sur le schéma structural Hercynien. Seul l'Ordovicien supérieur visible au Sud-Est du domaine et, ponctuellement, le Silurien ont été recartographiés sur la feuille Prats-de-Mollo et seront donc précisés dans cette notice.

Ordovicien supérieur. Il débute par un horizon conglomératique discontinu (05Cg) et se poursuit par une série grésopélique très volcanogène notée 05-6, épaisse de plusieurs centaines de mètres. L'ensemble correspond à la *Formation La Boixeda* de J. Abril Hurtado (1972) qui, le premier, a signalé l'existence de volcanites andésitiques sur le versant espagnol des Pyrénées orientales et les a fort justement rapprochées de la *Porphyrite des Aspres* (feuille Céret), de même âge ; ce volcanisme ordovicien supérieur a ensuite été retrouvé aux environs de Ribes de Freser par J.-F. Robert et J. Thiébaud (1976).

05Cg. **Conglomérat du Caradoc (Formation de Rabassa).** Comme très souvent dans les Pyrénées, la séquence de l'Ordovicien supérieur débute par un horizon conglomératique grossier connu sous le nom de *Conglomérat du Caradoc* sur le versant français, et de *Rabassa Formation* (Hartevelt, 1970) sur le versant espagnol. Il s'agit de conglomérats mal triés et stratifiés, à éléments centi- à décimétriques (jusqu'à 20 cm et plus) de quartzites (et quartz laiteux subordonné), et à matrice grésopélique. Dans le secteur cartographié, le

conglomérat grossier, dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs dizaines de mètres, semble discontinu (Nord du Torrent de la Boixeda, NW de Rocabruna, Roc del Tabal). Latéralement, il est remplacé par des grès grossiers (« microconglomérats ») à éléments infracentimétriques, par exemple au croisement des routes C-151 et SN-12, au S de Molló. Mal datée, la Formation de Rabassa est attribuée au Caradoc (Sandbien ?).

05-6. Pélites, grésopélites, microconglomérats, tufs (« porphyrite »), tuffites. D'une manière générale, on trouve, au-dessus de la Formation de Rabassa :

- des grésopélites plus ou moins microconglomératiques et grauwackeuses, volcanosédimentaires ; c'est la *Cavà Formation* (Hartevelt, 1970), datée du Caradoc supérieur - Ashgill inférieur (Katien) ;
- des andésites chloritisées, d'épaisseur pluridécimétrique (NW de Rocabruna, par exemple) incluses dans la Formation de Cavà ;
- des *schistes troués*, sortes de pélites carbonatées et décalcifiées, à patine ocre orangé caractéristique, riches en niveaux lumachelliques marqués par des empreintes de brachiopodes, bryozoaires, crinoïdes, coraux, etc. ; cette *Estana Formation* (Hartevelt, 1970) est d'âge ashgillien (Katien supérieur = Kralodvorien).

Le sommet de la séquence, d'âge hirnantien, est peu ou pas visible car tronqué par les contacts chevauchants alpins.

Dans les unités (alpines) du Canigou et de Planoles, l'Ordovicien supérieur se suit presque en continu sur près de 45 km, de Rocabruna à la Cerdagne, avec des faciès et une organisation très constants, proches de ceux décrits ci-dessus. Dans la vallée du Freser, sous ces unités, il est également bien représenté, de haut en bas :

- dans l'unité de Bruguera (duplex du Freser) ; il est possible que les volcanites jusqu'à présent considérées comme stéphano-autuniennes datent en réalité de l'Ordovicien supérieur (~ 455 Ma, Martí et al., 2014), ce qui simplifierait l'interprétation structurale (cf. infra) ;
- dans l'unité d'El Baell (duplex du Freser) ; il s'agit d'un Ordovicien supérieur non volcanogène, dans lequel les calcaires ashgilliens sont très développés ;
- dans l'unité de Ribes de Freser (autochtone relatif) ; il s'agit d'un Ordovicien supérieur au contraire très volcanogène, dans lequel serait intrusif le granophyre de Ribes de Freser, daté de 458 ± 3 Ma, à moins qu'il ne s'agisse d'une écaïlle (alpine) de granite hercynien (cf. supra).

S. Silurien. Ampélites. Vers le Coll de la Boixeda et Rocabruna (cartes Molló et Ripoll), le Silurien affleure sous forme de schistes graphiteux noirs (**ampélites**). Ce Silurien appartient à l'unité (alpine) de socle du Ripollès, dont il

constitue l'extrémité orientale ; il est en contact tectonique avec l'Ordovicien supérieur (voir chap. *Évolutions géologiques*).

Dans la Serra Cavallera, au Sud du chevauchement de Ribes-Camprodon, dans l'unité du Ripollès donc, s'observe la succession suivante, du bas vers le haut et du N vers le S :

– *le Silurien (et le Dévonien basal) noir ampélitique, épais d'une centaine de mètres ;*

– *la Formation (Grès) de Camprodon, grésoconglomératique et pélitique, turbiditique ; d'abord considérée comme lochkovienne (Dévonien basal), de part sa position géométrique entre Silurien et Dévonien, elle est aujourd'hui bien datée du Viséen terminal - Namurien basal (Culm), ce qui a d'importantes conséquences structurales (voir chap. *Évolutions géologiques*) ;*

– *en contact tectonique majeur avec les formations précédentes (chevauchement hercynien de la Serra Cavallera), un Dévono-Viséen essentiellement carbonaté, diversifié, mince (150 m environ) ; cette séquence s'épaissit vers l'Ouest (jusqu'à 500 m dans le massif de la Tosa d'Alp) ;*

– *le Culm viséo-namurien (= Formation de Bellver, en Cerdagne), très épais mais mal conservé dans cette unité.*

Formations plutoniques hercyniennes finicarbonifères (~ 310-300 Ma)

Plusieurs ensembles plutoniques tardihercyniens (finicarbonifères) apparaissent sur la feuille Prats-de-Mollo. Il s'agit :

– dans l'unité du Canigou, du pluton de Costabonne et, tout au Nord de la carte, de quelques leucogranites associés au granite profond du Canigou (feuille Prades) ;

– dans l'unité de Saint-Laurent-de-Cerdans, de l'extrémité occidentale du pluton granodioritique de Saint-Laurent-de-Cerdans et de son annexe, le leucogranite du Puig de las Coubines.

L'essentiel des données pétrographiques et géochimiques concernant ce plutonisme se trouve dans Debon *et al.* (1996) ; voir aussi les notices Prades et Arles-sur-Tech. Un seul âge U-Pb sur zircon nouveau a été acquis sur le granite de Costabonne : 302 ± 4 Ma, plus probablement que 285 ± 2 Ma (voir *Annexe Géochronologie*).

Description

γ_{bh}^{3-4} **Granodiorite à biotite-hornblende (granodiorite de Saint-Laurent-de-Cerdans)**. Le vaste massif granodioritique de Saint-Laurent-de-Cerdans (feuille Arles-sur-Tech) se termine en pointe dans le secteur de Can

Villa. Le toit du massif, orienté NE-SW, est intrusif au niveau du Membre inférieur (probable) de la Formation de Canaveilles (bC1), et en particulier des gneiss à silicates calciques du Bac de la Guilla (SCBG). Pour plus de détails, voir la notice Arles-sur-Tech.

γ^3 . **Granite à biotite \pm porphyroïde (granite de Costabonne).** Ce pluton d'environ 50 km² à l'affleurement est entièrement encaissé dans les orthogneiss du massif du Canigou, sauf au Sud où il recoupe le Membre inférieur de la Formation de Canaveilles ; au Pic de Costabonne, d'importants skarns à scheelite se développent à son contact aux dépens de l'horizon carbonaté M1 (voir chap. *Ressources minérales* et Pl. 2 h.-t.). Le contact avec l'encaissant est toujours très franc et sécant sur la foliation des gneiss ou le litage des métasédiments, et des figures de type *block stopping* avec abattage de panneaux de gneiss dans le granite ont été observées au Nord-Ouest du massif. Le granite, assez grossier (taille des grains : 1 à 4 mm) est un monzogranite peralumineux à quartz toujours xénomorphe, biotite \pm chloritisée, plagioclase zoné (An₄₅₋₀₅) souvent automorphe \pm séricitisé, microcline en phénocristaux centimétriques et dans la mésostase, et, plus rarement, muscovite. La tendance porphyroïde est spécialement nette vers le centre du massif. Des variantes à grain plus fin s'observent localement (près de Perafeu, par exemple). Aplites et pegmatites sont rares, et des filons d'alaskite (leucogranite alcalin) sont présents dans le gisement de Costabonne.

γ^2_{PC} . **Leucogranite grossier à biotite et feldspaths roses (granite du Puig de las Coubines).** Ce petit corps granitique vient au Nord-Ouest et au-dessus des granodiorites de Saint-Laurent-de-Cerdans ; comme ce dernier, il est intrusif dans le Membre inférieur (?) de la Formation de Canaveilles (bC1) au Sud et à l'Est ; il est limité au Nord par la faille sur quartz et rejeu alpin du Puig de Las Coubines. Il s'agit d'un leucogranite à très gros grain, pratiquement centimétrique, constitué de façon dominante de feldspath potassique rose à rouge, de quartz subautomorphe et de plagioclase en proportion plus limitée de teinte verdâtre, et de biotite rare formant une texture cloisonnée ; la muscovite est absente. Ce granite est très homogène, sans fabrique visible, mais il présente une altération hydrothermale assez marquée qui se traduit par une rubéfaction assez forte, des enduits hématitiques et localement par des brèches silicifiées et hématitisées (piste de Lamanère au Col d'Ares, au SW de N.-D. du Corral). Ce granite très différencié n'est pas sans évoquer le granite rouge non porphyroïde de Coustoges, intrusif dans les granodiorites de Saint-Laurent-de-Cerdans (feuille Arles-sur-Tech).

γ^2 . **Leucogranite alumineux à biotite-muscovite, \pm filonien et aplo-pegmatitique.** Quelques petits corps de leucogranites alumineux à deux micas sont visibles aux environs de Mantet ; ils sont beaucoup plus nombreux au Nord, sur la feuille Prades, où ils sont associés au granite profond du Canigou (pour plus de détails, voir la notice Prades.)

μη. Microdiorite quartzique. Des filons de microdiorites quartziques se rencontrent localement, notamment dans la partie SW de la carte où ils recoupent la Formation de Canaveilles. Ils n'ont pas tous été reportés sur la carte.

Âge des granitoïdes hercyniens

Parmi les trois massifs de granite affleurant sur la feuille Prats-de-Mollo et décrits ci-dessus, seul le granite de Costabonne a été daté. Le granite de Saint-Laurent-de-Cerdans dont la pointe occidentale se situe sur la présente feuille, a fait l'objet de plusieurs essais de datation U-Pb sur zircon à partir d'échantillons prélevés sur la feuille Arles-sur-Tech. Nous présentons ici de façon succincte les principaux résultats.

Le granite de Costabonne a été daté par laser-ICPMS-MC au BRGM (Orléans). Un âge de $285,4 \pm 2,2$ Ma a été proposé pour sa mise en place (Cocherie, 2011, rapport BRGM inédit) ; cependant un nouvel examen des données a conduit J. Melleton (BRGM) à proposer un âge un peu plus vieux de 302 ± 4 Ma (voir *Annexe Géochronologie*). D'autres datations seraient nécessaires pour confirmer ce résultat.

Le pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans a été daté par sonde ionique (SHRIMP) à 304 ± 5 Ma sur le granite miarolitique de Coustouges (feuille Arles-sur-Tech ; Cocherie, 2001, rapport BRGM inédit). D'autres âges ont été obtenus plus à l'Est sur les granodiorites du massif de La Jonquera qui appartient au même ensemble batholitique. Les âges les plus récents obtenus par laser-ICPMS-MC s'étalent entre ~ 295 et ~ 305 Ma (Maurel, 2003 ; J.-L. Paquette, inédit ; voir la notice Arles-sur-Tech pour plus de détails).

Géochimie des granitoïdes hercyniens

Des données géochimiques sont disponibles pour le pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans essentiellement localisé sur la feuille Arles-sur-Tech (Fourcade et Allègre, 1981 ; Cocherie, 1984), ainsi que pour celui de Costabonne, un intérêt particulier lui ayant été porté en raison de la présence de skarns minéralisés en scheelite (Le Guyader, 1982 ; Van Marcke de Lummen, 1983 ; Dubru, 1986 ; Guy, 1979, 1988 ; voir chap. *Ressources minérales*). Une approche synthétique peut être trouvée dans Debon *et al.* (1996).

Les granites de Saint-Laurent et de Costabonne, comme le granite de Batère (feuilles Céret et Arles-sur-Tech) et le granite profond du Canigou (feuille Prades), sont peralumineux, riches en potassium et de nature calco-alcaline à alcali-calcique (fig. 8) ; seul le granite de Costabonne se différencie par son caractère magnésien en opposition avec les autres massifs, qui sont nettement ferrifères (fig. 8b). Dans les granites de Saint-Laurent et de Costabonne deux faciès se distinguent géochimiquement : un faciès granodioritique à

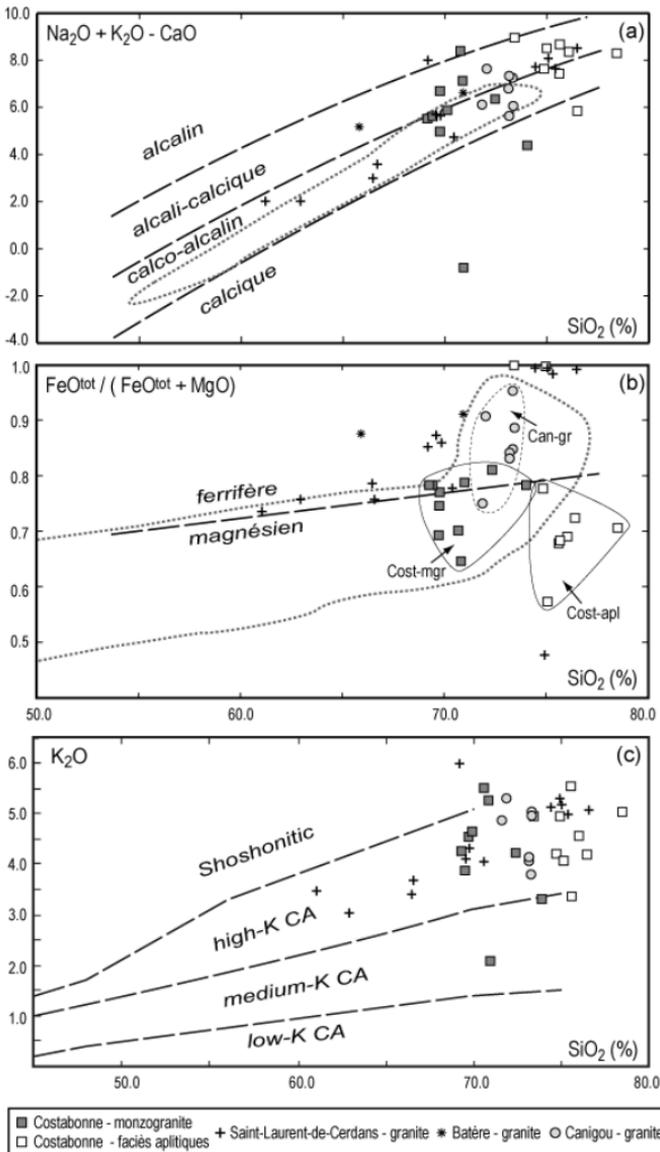


Fig. 8 - Compositions en éléments majeurs des faciès granitiques des massifs de Costabonne, Saint-Laurent-de-Cerdans, Batère et du granite profond du Canigou : (a) (b) (c) $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$, $\text{FeO}_{\text{tot}}/(\text{FeO}_{\text{tot}} + \text{MgO})$ et K_2O en fonction de SiO_2

Tirets larges : ligne de séparation des différents domaines compositionnels. Pour comparaison sont figurés en traits pointillés (a) le domaine de composition de la série calco-alcaline de Tuolumne (Bateman et Chappell, 1979) et (b) le domaine de composition des granites mésozoïques d'Amérique du Nord (Frost *et al.*, 2001). Les données sont tirées de Le Guyader (1982) pour le granite de Costabonne, de Cocherie (1984) pour les granites de Batère et Saint-Laurent-de-Cerdans, et de Debon *et al.* (1996) pour le granite profond du Canigou.

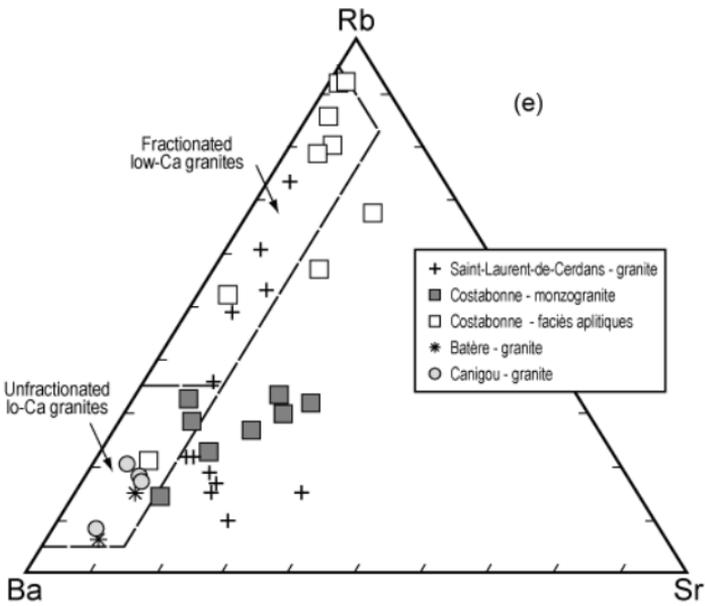
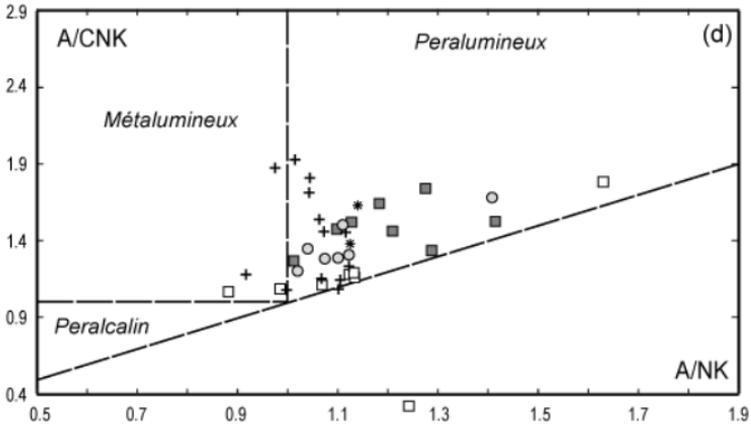


Fig. 8 (suite) - (d) A/CNK - A/NK ; (e) Rb-Sr-Ba

monzogranitique ($\text{SiO}_2 < 74 \%$, $\text{FeO}_{\text{tot}} > 1,2 \%$) et un faciès leucogranitique ($\text{SiO}_2 > 74 \%$, $\text{FeO}_{\text{tot}} < 1,2 \%$, $\text{CaO} < 0,5 \%$).

Dans le massif de Costabonne, le monzogranite à biotite se caractérise par des spectres de Terres Rares fractionnés ($[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{N}}$ compris entre 8 et 11), une anomalie négative en Eu et des teneurs en Terres Rares lourdes de 5 à 23 fois les chondrites. Les faciès leucogranitiques (alaskitiques) sont marqués par des teneurs en Terres Rares plus faibles que les monzogranites, avec un rapport $[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{N}}$ également plus bas (3-6) correspondant à un fort appauvrissement en Terres Rares légères. Concernant le massif de Saint-Laurent, les spectres de Terres Rares sont également fractionnés ($[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{N}}$ compris entre 1.2 et 14), avec une anomalie négative en Eu et des teneurs en Terres Rares lourdes plus élevées ($[\text{Yb}]_{\text{N}}$ compris entre 15 et 62) que dans le massif de Costabonne.

Les spectres multiélémentaires montrent des anomalies négatives importantes en Ba, Sr, P et Ti dans l'ensemble des faciès des massif de Costabonne et de Saint-Laurent, indiquant le fractionnement de feldspath, apatite, magnétite ; néanmoins, le fractionnement de feldspath est beaucoup plus marqué sur les faciès leucocrates comme le montre le diagramme Rb, Sr et Ba (fig. 8e). Dans le massif de Costabonne, la comparaison des teneurs moyennes entre les monzogranites et les alaskites illustre cette dualité et montrent également le fractionnement de minéraux de type monazite et zircon : Ba (480/142 ppm), Sr (141/34), Th (15/6), Zr (170/52) et Ce (57/12).

Les données isotopiques du Sr pour le monzogranite de Costabonne (Vitrac-Michard et Allègre, 1975) donnent des valeurs du rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ recalculé à 285 Ma (voir *Annexe Géochronologie*) voisins de 0,711 indiquant la prépondérance d'une source crustale ; ces données sont comparables à celles obtenues pour le granite de Saint-Laurent, avec des rapports isotopiques initiaux du Sr compris entre 0,707 et 0,711, pour le granite de Batère (0,712) (Cocherie, 1984) et pour le granite du Canigou avec une valeur de 0,715 (Gibson, 1989 ; Vitrac-Michard, 1975 ; Debon *et al.*, 1996). Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ compris entre 8.7 et 9.3 ‰ pour Costabonne (Debon *et al.*, 1996), entre 8.9 et 10.8 pour Saint-Laurent et de 9.9 et 10.0 ‰ pour Batère (Cocherie, 1984) suggèrent également la participation d'une composante crustale dans la genèse des magmas parents de ces granites. Enfin, A. Cocherie (1984) montre que dans le cas du granite de Saint-Laurent les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ croissent légèrement des granodiorites aux granites miarolitiques (9,1-10,4 ‰), possible indication d'une contribution crustale croissante au cours de la différenciation.

Formations molassiques et volcaniques stéphano-autuniennes

Au-dessus du Dévono-Carbonifère et en discordance sur lui existent des formations continentales molassiques renfermant de puissantes intercalations volcaniques (ignimbrites, etc.). L'ensemble est rapporté au Stéphaniens (B?)C -

Autunien, c'est-à-dire, avec les équivalences admises aujourd'hui, au Gzhélien (304-299 Ma) et au Permien inférieur (< 299 Ma) ; ces formations volcanosédimentaires seraient donc en partie synchrones du plutonisme finicarbonifère, lequel perdure jusque vers 299 Ma, ce qui pose d'intéressants problèmes structuraux (voir chap. Évolutions géologiques ; discussion in Laumonier et al., 2014) et génétiques, voire géodynamiques. Rappelons que les ignimbrites de l'unité de Bruguera (duplex du Freser) seraient également ordovicien supérieur (cf. supra).

Filons de quartz

Q. Filon de quartz (Permien ?). De nombreux filons de quartz sont visibles sur la feuille Prats-de-Mollo et plus généralement dans tout le massif du Canigou-Carança ainsi que dans l'Ouest du massif du Roc de France (fig. 13). Ils se rencontrent principalement dans les gneiss et les granites, et sont plus rares et plus discrets dans les schistes. Ils ont une épaisseur plurimétrique à pluridécamétrique et une extension souvent plurikilométrique ; le plus important, le *filon des Esquerdes de Rotja*, est long de 15 km pour une épaisseur de 20-30 m (voir aussi Pl. 1 h.-t.). Leur orientation principale est proche de E-W (N070-110°E), à une importante exception près, le *filon de Castell* (feuille Prades), qui est N040°E. Ils sont en général constitués exclusivement de quartz blanc, mais peuvent renfermer des feldspaths (microcline) et des muscovites vertes ; certains sont minéralisés (Fe et Ba : Falguerosa ; Cu : Carança, Costabonne). Le filon des Esquerdes de Rotja a fait l'objet d'une étude détaillée (Ayora et Casas, 1983 ; Casas, 1984) montrant notamment que le quartz a précipité entre 290 °C et 240 °C environ à partir d'un fluide assez chaud donc et relativement salé (20 % éq. NaCl). Une filiation entre les filons de quartz et le plutonisme tardihercynien (D2) est souvent proposée, ce dont on peut cependant douter, les filons étant postérieurs aux mylonites dextres-inverses (D3), elles-mêmes postérieures aux granitoïdes qui étaient au moment de leur mise en place refroidis ; cependant, un lien avec la mylonitisation tardive a été évoqué (Liesa, 1988). Un âge permien (autunien) et en conséquence un lien avec la tectonique et le volcanisme finihercyniens sont donc envisageables. Un âge plus récent, par exemple jurassique ou médiocrétacé, est moins probable ; par ailleurs, dans le pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans, les filons (Falgos, etc.) sont clairement antégarumniens. On discutera plus loin (chap. *Évolutions géologiques*) de leur localisation - ainsi que de leur mylonitisation et de leur (re)jeu fréquent en failles normales.

CRÉTACÉ TERMINAL – PALÉOGÈNE

Seule partie inférieure de la couverture alpine (Maastrichtien-Ilerdien) est concernée par la partie recartographiée de la feuille Prats-de-Mollo, au Sud-Est.

La suite de la séquence se développe plus au Sud, dans le bassin sud-pyrénéen, appelé bassin de Ripoll dans le Ripollès.

Maastrichtien p.p. – Paléocène (Garumnien)

Le Garumnien est le nom traditionnellement donné dans les Pyrénées à la séquence continentale rouge comprise entre les formations marines du Crétacé supérieur - ici absentes du fait des érosions antégarumniennes - et celles de l'Éocène marin. Sur la feuille Prats-de-Mollo, il se présente dans des contextes tectoniques bien différents :

- il constitue la couverture normale discordante des granites de Saint-Laurent-de-Cerdans et du Puig de las Coubines et de leurs encaissements, dans l'unité de Saint-Laurent-de-Cerdans ;
- il forme des écailles tectoniques dans le duplex de Can Pubill, sous le chevauchement du Vallespir ;
- il apparaît à la base de la série du Cadí, au-dessus du chevauchement de Rocabruna ;
- un lambeau de Garumnien est conservé dans le chevauchement du Canigou, au Col Prugent, et des traces de Garumnien ont été repérées le long de ce chevauchement à la chapelle Sainte-Marguerite, au NE du Col d'Ares.

c6GCg. Conglomérats rouges grossiers. Ces conglomérats, dont l'épaisseur atteint 40 m, n'ont été individualisés sur la carte qu'à sa bordure orientale, où ils reposent en discordance sur les granites et cornéennes de l'unité de Saint-Laurent-de-Cerdans. Il s'agit de conglomérats à galets de quartz blanc (quartz filonien) et plus rarement de granite dans une matrice grésosilteuse couleur lie-de-vin ; les galets peuvent parfois atteindre une taille pluridécimétrique. Les niveaux conglomératiques sont interstratifiés vers le haut avec des niveaux de grès et d'argilites violacés mais les conglomérats restent dominants.

c6G. Argilites rouges, grès, conglomérats. Surmontant les conglomérats de base et probablement aussi en équivalence latérale, ce membre, épais d'environ 100 m, s'en distingue par une prédominance de grès et d'argilites de couleur lie-de-vin, associés à quelques passées conglomératiques. La matrice est toujours riche en feldspaths détritiques et montre parfois des fragments de lignite et des débris des schistes sous-jacents. Vers le haut apparaissent plusieurs niveaux calcaires lacustres, d'épaisseur métrique.

e1-2GC. Argilites à microcodium, calcaires argileux et calcaires lacustres. Il s'agit d'une alternance d'argilites à *microcodium* et de calcaires lacustres gris rosé, noduleux, se terminant par des calcaires micritiques gris bleuté, bien stratifiés, à oncolithes centimétriques et bouquets de *microcodium*,

épais de 10 à 25 m et formant une barre bien repérable dans le paysage (Puig Sagoudell, par exemple) ; ces calcaires peuvent manquer du fait de l'écaillage alpin. Un mince niveau de cargneules souligne le contact tectonique majeur (chevauchement de Bordellat) qui sépare ces calcaires lacustres de l'Éocène marin sus-jacent, sur le versant français.

Le sommet et, à l'Ouest de la faille de la Sadella, la base du Garumnien sont des contacts tectoniques. Cette disposition et l'absence de fossiles rendent difficile la datation précise de cette formation. En particulier (voir la notice Arles-sur-Tech), les calcaires lacustres (e1-2GC) sont généralement assimilés aux Calcaires de Vallcèbre dano-montiens des Pyrénées centrales, ou bien sont considérés comme thanétiens. Dans le premier cas, sur la feuille Prats-de-Mollo, le Garumnien détritique sous-jacent serait essentiellement maastrichtien, d'où la notation c6G, et le Thanétien manquerait (c'est l'option retenue sur les feuilles Ripoll et Molló, et en conséquence Arles-sur-Tech). Dans le second cas, il pourrait être en grande partie paléocène (option retenue sur la feuille Maçanet-de-Cabrenys).

Éocène inférieur p.p. (Ilerdien)

L'Éocène marin est en contact tectonique (chevauchement de Rocabruna-Bordellat) avec le Garumnien. Seule sa base est présentée sur la carte.

e4S. Formation de Sagnari. Marnes feuilletées, calcaires marneux gris bleuté. Cette formation, épaisse de plusieurs centaines de mètres, est constituée principalement de marnes finement détritiques et de calcaires marneux gris bleuté et feuilletés, dans lesquels abondent les nummulites, assilines et operculines, avec localement des silex dans la partie médiane et un niveau de **calcaires bioclastiques (C)** pluridécamétrique, bien visible au flanc Nord de la Baga de Bordellat. La Formation de Sagnari est d'âge ilerdien (à cuisien inférieur).

Dans toute la partie Sud des feuilles Ripoll - Prats-de-Mollo, en parfaite continuité avec la Formation de Sagnari, se développent les formations éocène inférieur à moyen (Cuisien-Lutétien) constituant le flanc Nord du synclinal de Ripoll (voir chap. Évolutions géologiques et notices Arles-sur-Tech, Molló et La Pobla de Lillet).

MIO-PLIOCÈNE

Formations résiduelles. Les formations néogènes (oligo-)mio-pliocènes, bien représentées vers l'Ouest (Cerdagne), le Nord (Conflent), le Nord-Est (Vallespir) et le Sud-Ouest (Empordan), sont absentes de la feuille Prats-de-

Mollo, à l'exception d'altérites mal datées, au contraire des dépôts fluviaux et fluvioglaciaires quaternaires qui sont très présents.

Altérites néogènes. Un manteau d'altération épais et continu recouvre les hautes surfaces aplanies mais aussi les versants et replats emboîtés en contrebas qui en dérivent. Il s'agit d'arènes peu évoluées, cohérentes à leur base mais très friables ; l'essentiel des minéraux primaires semble conservé, mais on n'a aucune donnée analytique précise sur la minéralogie de ces arènes. Au Pla Guillem la terre fine représente 70 % et sur cette fraction la part des colloïdes serait de 4 % seulement ; une autre coupe indique seulement 9,4 % de limons et colloïdes, par rapport à la totalité de l'arène, cailloux inclus ; on y a déterminé des illites et des chlorites (Soutadé, 1980). Sur ce *pla*, la coupe du ravin de Félip montre au moins 3 m d'arènes gneissiques friables de teinte ocre. Sur les granites du Costabonne les altérites, de teinte plutôt gris clair, sont beaucoup plus spectaculaires ; leur base est très irrégulière et tributaire de la fracturation, mais l'épaisseur moyenne est pluridécamétrique (20 à 50 m selon les points) ; des boules saines sont localement en place dans l'arène ou exhumées à la surface du Pla de Campmagre. Au Pla de l'Amazou la grande ravine de la cote 2091 montre que les arènes affleurent entre 2 200 et 2 100 m, contrôlées par une fracturation N-S à fort pendage E. Aux Rocs Blancs, la face Est montre une tranche à base plus régulière et épaisse de plus de 50 m.

L'âge de ces altérites peut être très approximativement fixé. Elles tapissent non seulement les hautes surfaces d'aplanissement, achevées au Miocène moyen, mais aussi, par exemple au Pla de l'Amazou, les premières formes de vallées évasées inscrites 250 m sous ces surfaces, peut-être au cours du Miocène supérieur. Les parois des cirques glaciaires quaternaires (Rotja, Rocs Blancs) les recourent totalement, impliquant que les altérites sont antérieures au Quaternaire froid. La fenêtre chronologique favorable irait donc du Miocène supérieur au Pliocène inclus, dans un contexte climatique certainement plus chaud que l'actuel, alors que ces topographies n'avaient pas encore été totalement portées à leur altitude présente.

QUATERNAIRE

Les dépôts quaternaires sont largement représentés sur la feuille Prats-de-Mollo et ils appartiennent à trois familles principales :

- des dépôts glaciaires, qui occupent la plupart des vallées et des cirques au-dessus de 1 500 m d'altitude ;
- des dépôts fluviaux, limités à un ruban discontinu au fond des vallées ;
- des colluvions et des dépôts de pente, généralisés à l'ensemble des versants et des hautes surfaces à partir de 1 800 m, beaucoup plus discontinus en dessous ;

ils n'ont pas été systématiquement représentés sur la carte pour laisser visible le sous-sol rocheux en place.

Dépôts glaciaires et proglaciaires

Gx. Matériaux morainiques altérés préwürmiens. Ces matériaux, dont il n'est pas exclu que certains soient attribuables au Würm ancien, n'affleurent que très ponctuellement. Il s'agit souvent de blocs erratiques dispersés, en avant ou au-dessus du niveau des moraines würmiennes, et l'état d'altération n'est pas aisé à déterminer sur ces blocs isolés. On citera les blocs glaciaires situés en avant du premier cordon würmien sur l'Almany : ils sont posés sur le substrat de gneiss arénisé ; des cortex rouille et des traces d'écaillage superficiel suggèrent une certaine altération, y compris sur un mégabloc de gneiss œillé très émoussé. Quelques gros blocs de granite allogènes, émoussés et posés sur la bosse rocheuse gneissique de Caps dels Rocs, 30 m au-dessus du replat morainique frontolatéral würmien, jalonnent une extension plus ancienne du glacier du Ressec. Au Col de la Régine, un épandage de blocs bien émoussés de gneiss et de micaschistes, 20 m au-dessus de la moraine würmienne de la Parcigoule - les Estables, montre une ancienne diffluence du glacier par ce col ; écaillage et sillons de corrosion démontrent l'altération des blocs de gneiss dans cette formation. Les seuls affleurements importants d'un glaciaire ancien sont en rive droite de la Rotja, au niveau de la cabane Coulibet. Les coupes montrent un matériel très coloré, ocre vif, ainsi que de nombreux galets arénisés ou, pour les blocs, enveloppés d'écaillures arénisées et plus rarement arénisés à coeur.

Gy. Matériaux morainiques würmiens ; principaux cordons morainiques. La quasi-totalité des matériaux glaciaires visibles sur la feuille Prats-de-Mollo relève du dernier cycle froid. Les formes de cordons - les **principaux cordons morainiques** sont figurés en trait rouge sur la carte - sont bien conservées et le matériel est très peu ou pas altéré. La matrice est souvent sableuse, plus localement limoneuse ; la teinte d'ensemble est blanchâtre à gris clair. Les galets et blocs sont sains, avec de rares granitoïdes arénisés. Le matériel est souvent très riche en gros blocs métriques à plurimétriques émoussés, sauf sur les petits organismes et dans les cirques où les formes des blocs sont plus anguleuses. Ce glaciaire de montagne méditerranéenne sèche était peu dynamique et produisait peu d'eau de fonte (Viers, 1966, 1971a,b). Aussi les vallées sont encombrées d'épaisses masses morainiques souvent informes, en particulier les bouchons terminaux, dont la puissance peut dépasser 50 m (Coulade à la Jasse des Troncasses, Parcigoule aux Estables, Rotja à Coulibet, Carança et Riberole en limite Nord de la carte). La base est plus riche en fines et le sommet de ces accumulations s'apparente plus franchement à du till d'ablation très enrichi en blocs.

Contrairement aux travaux plus anciens (Viers, 1966 et levés inédits pour la feuille Prats, 1991) on ne distinguera pas plusieurs stades dans la glaciation würmienne. Les critères purement géomorphologiques et faciologiques utilisés par cet auteur ne sont pas en effet suffisants pour établir des corrélations de vallée à vallée et proposer des subdivisions chronostratigraphiques dans la cartographie. Tout au plus peut-on signaler l'existence de nombreux cordons morainiques de retrait, en nombre variable selon les vallées, qui jalonnent les étapes de la disparition des glaciers à la fin du Würm : les plus nets sont cartographiés. Sur la Parcigoule le complexe terminal comporte trois cordons morainiques nets et, en arrière, au moins trois vallums de retrait. Sur l'Aleman, un seul cordon frontal est visible, mais au moins cinq stades de retrait. Sur la Riberole, le complexe frontal est peut-être dédoublé, mais en amont on ne relève que des traces ténues de un ou deux stades de retrait éventuels. Sur la Carança, il y a clairement une double moraine frontolaterale en rive droite et peut-être deux épisodes immédiatement en arrière, puis rien jusqu'aux cirques. L'âge exact de ce glaciaire et de ses phases de retrait reste à déterminer : pour le moment il n'est bien daté que dans les massifs plus septentrionaux, Carlit et Campcardos (feuille Mont-Louis), où les cordons frontaux ont fourni des âges ¹⁰Be contemporains du dernier maximum glaciaire mondial ou global LGM, entre 24 et 20 ka (*cf. infra*).

GRy. Moraines à blocs des cirques et glaciers rocheux tardiglaciaires ; principaux bourrelets. Ces matériaux sont la seule unité morphostratigraphique qui pouvait être aisément distinguée du reste des dépôts glaciaires et cartographiée. Il s'agit d'amas de blocs métriques à plurimétriques de structure *open work* en surface. Leur extension est particulièrement exceptionnelle dans le massif de Carança. Ils jalonnent les étapes de la déglaciation et se sont formés dans un contexte de froid vif et sec, favorable à la production active de blocs par gélifraction sur les parois rocheuses raides des auges et des cirques. Ils peuvent représenter la fin du LGM et les épisodes froids et secs du Dryas ancien et du Dryas récent, mais ils n'ont procuré pour le moment aucune datation numérique.

L'origine de ces matériaux est complexe : ce sont, suivant les lieux, soit des dépôts glaciaires vrais, soit des glaciers rocheux d'origine périglaciaire, associés à des éboulis de versants. En forme de lobes ou de langues, ils sont accidentés de **bourrelets** transversaux et longitudinaux - représentés schématiquement en vert sur la carte - qui miment des cordons morainiques et présentent un front raide souvent multilobé. Dans les cirques il n'est pas toujours possible de distinguer les derniers cordons morainiques, mis en place par des glaciers véritables, des glaciers rocheux qui ne sont que des masses de blocs fluant grâce à la présence de pergélisol et de lentilles de glace en leur sein. Ces derniers néanmoins y occupent certainement une place prépondérante : le plus spectaculaire provient du cirque de Reco Gros et ses bourrelets tombent en cascade jusqu'au fond de l'auge de Carança. Au flanc des auges, plus en aval, ce

sont exclusivement des glaciers rocheux en lobes de pied de versant, parfois aux fronts quasiment jointifs, comme dans la Coume de Bassibès, la Coma Mitjana ou la haute Riberole.

La plupart des glaciers rocheux sont inactifs, plus ou moins colonisés par les pins à crochets, les buissons de genévrier, de genêts et de rhododendron, et les blocs sont couverts de lichens ; leur surface est affaissée en arrière des bourrelets frontaux. Par contre, les plus hauts dans les cirques peuvent avoir été réactivés pendant les périodes plus froides de l'Holocène, voire rester actuellement subactifs : on citera l'exemple du glacier rocheux de l'étang Bleu, en amont de Carança, à plus de 2 600 m et en exposition N, au profil bombé et au front instable.

FGy. Fluvioglacière würmien ; cônes de transition et obturations latérales. Ce matériel sédimentaire, mis en place par les eaux de fonte pro- et juxtaglaciaires, est contemporain du maximum d'englacement ou des toutes premières phases de retrait. Il s'agit, d'une part, des **cônes de transition** rattachés au front morainique et formés en général de très gros blocs (l'Aleman, la Carança sur la feuille Prades). D'autre part, ce sont des **obturations latérales** en arrière des cordons morainiques et construites par des apports torrentiels périglaciaires ou proglaciaires, suivant les situations locales ; ces replats d'obturation latérale sont particulièrement bien représentés dans la vallée de la Riberole. Dans la masse ils pourraient renfermer des matériaux lacustres ou deltaïques, mais qui n'affleurent jamais. En surface, ils comportent des alluvions holocènes, parfois tourbeuses, qui n'ont pas été distinguées à l'échelle de la carte.

EGy. Éboulis et moraines remaniées indifférenciés. Ce figuré est utilisé dans la vallée de la Carança, pour désigner des dépôts à blocs, dépourvus de sols et de matrice en surface au moins, qui tapissent les versants raides des auges. Il s'agit suivant les lieux de moraines remaniées, éboulées et lavées, plus ou moins associées à de vrais éboulis de gravité issus des parois rocheuses à la fin de la glaciation. Ces matériaux ont un âge Würm final pour l'essentiel.

Formations fluviatiles, terrasses

Le seul bassin qui procure une stratigraphie des terrasses quaternaires assez complète est celui de Prats-de-Mollo (Allée, 1980). Ces nappes sont souvent associées à des apports latéraux de cônes de déjection torrentiels et à des colluvions de versant, d'où des notations composites (FC, FJ, CF).

CFv. Terrasse supérieure très altérée (Pléistocène moyen à ancien). Un seul lambeau est conservé à + 70 m, au Casot (deuxième lacet de la route de Mas Taillet). Il s'agit d'un complexe alluvial et colluvial épais d'une dizaine de mètres au moins. Les colluvions sont très rubéfiées, beaucoup plus que la nappe

CFw. L'alluvion du Tech est faite de gros blocs métriques et de galets de gneiss ceillés et de granites, en général profondément altérés. Les galets sont à l'état de fantômes, les blocs métriques sont friables à cœur, voire totalement arénisés. Cette profonde altération rapproche clairement ce niveau des nappes alluviales Fv ou Fu définies en Roussillon (feuilles Céret et Argelès-Cerbère ; nappes notées T4 et T5 *in* Calvet, 1996) et attribuées au début du Pléistocène moyen ou au Pléistocène ancien.

CFw. **Moyenne terrasse supérieure à matériel altéré (Pléistocène moyen)**. Notée par P. Allée (1980) vers + 40 à + 42 m à Prats, l'alluvion n'est plus visible. Mais les coupes du replat de la caserne des pompiers (+ 50 m) montrent des apports torrentiels latéraux très altérés et rubéfiés, passant à une couverture colluviale. Les colluvions sont visibles sur 4 à 5 m, très argileuses et découpées en prismes pluridécimétriques par des fentes de dessiccation généralisées. Ce niveau a donc été noté CFw. Cette nappe est mieux représentée sur les feuilles Arles-sur-Tech et Céret, avec son état d'altération et de rubéfaction caractéristique.

Fx, CFx, JFx. **Moyenne terrasse à matériel altéré (Pléistocène moyen-récent : Riss ?)**. Fx est la nappe alluviale majeure dans la vallée du Tech (comme dans tout le cadre régional ; Calvet, 1996), en particulier sur la feuille voisine Arles-sur-Tech, où elle peut se subdiviser en plusieurs niveaux. À Prats-de-Mollo elle porte le vieux village et se suit dans les talus de la route vers l'aval jusqu'à la station d'épuration. Elle se tient entre + 25 et + 30 m, et P. Allée (1980) y distingue deux niveaux (24-26 m et 30-32 m). L'alluvion passe latéralement à d'importants apports colluviaux et torrentiels (notés CFx et JFx), y compris en rive gauche sur les versants exposés au S, ce qui implique un contexte paléoclimatique plus rigoureux qu'au Würm, jusqu'à une altitude assez basse (feuille Arles-sur-Tech). La différence d'altération est nette avec Fy. Les galets sains ne représentent que 15 à 20 %, mais les galets pulvérulents restent rares ; l'essentiel du stock est fait de galets fragiles au marteau ou friables à la main. La matrice est partiellement argilifiée jusqu'à la base de la nappe alluviale, avec des cutanes brun rouge d'illuviation, mais le colmatage est très incomplet et il reste encore d'abondantes passées sableuses. La teinte d'ensemble est ocre jaune, parfois franchement rougeâtre ou orangée vers la surface. Régionalement cette nappe a été attribuée au pré-Würm, soit le stade isotopique marin MIS 6, et en Cerdagne on observe le raccord à des moraines pareillement altérées. Son équivalent sur la basse Ariège a fourni un âge numérique ¹⁰Be par profil vertical qui donne une fourchette large (145-60 ka : Delmas *et al.*, 2015). On ne peut donc exclure *a priori* un âge Würm ancien. Il faut signaler aussi un petit affleurement original (également noté JFx), en aval de Prats et immédiatement en amont de la masse glissée en 1940 de l'Avellanosa. Sur une terrasse rocheuse dont le plancher se tient vers + 15 m repose une séquence torrentielle à blocs métriques et matrice sableuse, épaisse de 8 m, altérée mais apparemment moins que le faciès Fx habituel. Elle a été mise en place par le Tech et montre des galets

imbriqués. Dessus, au niveau de la piste qui descend à la prise d'eau, reposent au moins 2 m de sables jaunes, à litages parallèles subhorizontaux, à minces feuillets ocres plus limoneux. Le tout est recouvert par le même faciès torrentiel qu'à la base. Le faciès sableux est totalement inhabituel dans le contexte torrentiel du haut Vallespir ; il suggère un épisode deltaïque qui pourrait être lié à un barrage de la vallée par un glissement de terrain ancien, sur le même mode que celui qui s'est produit en 1940. En effet des matériaux glissés sont déjà visibles sur le site de l'Avellanosa, un peu en aval en rive gauche, sur les documents photographiques antérieurs à 1940 (Soutadé, 2010) et témoignent donc d'un glissement de terrain bien antérieur au glissement historique d'octobre 1940.

Fy. Basse terrasse à matériel non altéré (Würm). Ces matériaux sont bien représentés le long du Tech. La matrice arkosique est intacte, la teinte grise parfois marbrée de bandes rouille là où les circulations hydriques ont accumulé un peu de fer ; 60% des galets sont sains et seules de rares granodiorites sont complètement arénisées. En surface, les sols sont bruns peu évolués. Sur le Tech, ce niveau peut se subdiviser ; le **niveau principal**, noté Fy1, est vers + 15 m à Prats, face au camping, et il domine un **niveau inférieur** Fy2 de taille beaucoup plus restreinte, vers + 8 m. Le niveau principal, dans le secteur de Prats-de-Mollo, est nourri exclusivement sur la rive droite par d'importants cônes torrentiels ou tabliers colluviaux issus des versants exposés au N et fortement affectés par les dynamiques périglaciaires et nivales lors de la dernière période froide. À Mantet, sous le village, le niveau Fy a sa base seulement à + 1 m du lit actuel du Ressec, et son toit vers + 15 m. L'âge würmien de Fy se déduit, dans le cadre régional, de sa faible altération et de son raccord aux moraines récentes, au faciès d'altération identique, et maintenant bien datées du Würm (*cf. supra*). Ce raccord est perceptible face à Mantet, dans la vallée de l'Aleman, mais aussi sur le Ter en amont de Setcasas, au confluent du ravin de Carboner, où un complexe fluvioglacière comportant un niveau médian organique a été décrit au front du glacier würmien (Serrat, 1977) ; mais cette coupe est actuellement végétalisée et méconnaissable.

Fyz. Basse terrasse würmienne et alluvions actuelles indifférenciées.

Fz. Alluvions holocènes à actuelles des lits majeurs. Ce sont principalement des alluvions grossières fluviotorrentielles, voire de véritables *debris flows* sur les têtes de bassin. On a pu y distinguer parfois deux générations.

Fz1. Les alluvions holocènes et historiques forment en général une **très basse terrasse** (+2 à 5 m), riche en gros blocs roulés, occupée par des terroirs agricoles anciens marqués par des aménagements (murettes, abris...). Mais la bonne conservation des formes de chenaux et de levées, façonnés par des écoulements chargés de type *debris flow*, suggère un âge historique pour cette

nappe. Le diamètre très variable des lichens (*Rhizocarpon*) permet d'envisager une mise en place polyphasée et/ou des remaniements successifs par les crues exceptionnelles. Sur le Ressec en amont de Mantet, ce dépôt a pu être localement daté, car il porte à son toit une charbonnière, fossilisée par de modestes apports de crue postérieurs et qui a livré un âge ¹⁴C calibré de 1450 à 1635 ap. J.-C. (Ly-15912). La crue responsable du remblaiement principal et très grossier serait donc ici celle de 1421, qui passe pour l'événement historique le plus violent, d'après les documents d'archives (Bénech, 1993).

F22 correspond aux **lits mobiles actifs actuels**. Ce sont les **lits des crues de 1940 et 1992**, encore très visibles dans le paysage. Ils se sont mis en place lors des épisodes extrêmes de novembre 1992 (qui a complètement bouleversé le lit du Ressec en amont de Mantet) et surtout d'octobre 1940, dont les traces sont présentes dans tout le cadre de la feuille Prats-de-Mollo. L'essentiel des lits de crue visibles sur le Tech, en amont de la Preste par exemple et en aval de Prats de Mollo, comme l'ensemble des alluvions F22 notées sur la Rotja, la Parcigoule, la Coumelade datent de l'événement d'octobre 1940. Cette crue de 1940 a montré que plusieurs mètres de matériaux grossiers ont pu remblayer les lits fluviaux en 3 jours, enterrant par exemple le vieux pont de Prats-de-Mollo, depuis ré-exhumé par la rivière (Mussot, 1993 ; Pardé, 1941).

J. Cônes de déjection. Ces formes sont en général de petite taille. Il peut s'agir de cônes torrentiels anciens, passant aux nappes fluviales, et ils sont alors désignés par l'indice correspondant (Jx, Jy). En altitude, ils sont très nombreux en pied de versant et ce sont pour l'essentiel des formes récentes, holocènes à actuelles, notées JZ. Ces formes d'altitude ont une origine mixte, cônes d'avalanches et cônes construits par des laves torrentielles ; les formes parfois très fraîches de ces laves et de leurs bourrelets longitudinaux et frontaux implique des fonctionnements récents à l'occasion des gros abats d'eau : beaucoup datent d'octobre 1940, mais des événements plus jeunes sont connus, par exemple en 1982 ou le 27 juillet 2003 lors d'un orage ponctuel dans le cirque de la Donya (Huc, 2010). La fréquence de ces événements semble plus grande pendant certaines périodes de dégradation climatique, vers l'âge du Fer par exemple, pour le cône actuellement fixé de la Coume du Tech, où une séquence palynologique a été décrite (Bernard-Allée & Denèfle, 1989), mais aussi pendant le Petit âge de glace, entre le XIV^e et le XIX^e siècles.

Dépôts de versant

CF. Remblaiement colluvio-alluvial des vallons d'altitude non englacés. Ce figuré est réservé à d'épais dépôts, actuellement ré-incisés par les talwegs sur près de 10 m, qui remblaient le fond des vallons au Nord du Pla de Coma Armada. Ils passent en continu aux nappes de matériel périglaciaire (ES)

des versants. Le faciès est très hétérométrique, à matrice sablograveleuse très meuble et blocs peu émoussés, parfois relevant vers l'aval, parfois imbriqués mais vers l'amont. Il semble s'agir de laves torrentielles, organisées en banquettes successives étagées entre + 10 et + 2 m. Ni les faciès ni les formes des deux vallons concernés par ces dépôts ne suggèrent une origine glaciaire. Des dépôts similaires, non représentés ou confondus avec ES, voire Gy, occupent les hauts vallons au NE de Pomarola et autour du Pla Guillem, en particulier de part et d'autre du col de Boucacers.

EG. Remplissages glaciaires ou périglaciaires indifférenciés. Ce figuré indique d'épaisses accumulations révélées par leur ravinement, dans des niches de petite taille, sur le versant Sud du Costabonne. La topographie suggère de possibles niches glaciaires, mais le faciès du dépôt n'a pu être vérifié.

ES. Dépôts de pente périglaciaires gélosoliflués pléistocènes : grèzes, groizes, convois à blocs. Ces formations sont de faciès extrêmement variés et d'extension très large, mais seule une partie a été cartographiée. Sur schistes, ce sont des **grèzes** (éclats < 2,5 cm) ou des **groizes** (éclats > 2,5 cm) litées, pouvant alterner des lits maigres en *open work* et des lits gras à matrice silteuse. D'épais matériaux de ce type tapissent les versants Sud du Col d'Ares et colmatent les vallons sur une épaisseur maximale estimée à plus de 50 m. Ils sont attribués au Würm (Serrat, 1977), mais leur puissance suggère qu'ils peuvent représenter le résultat de plusieurs cycles climatiques glaciaires. Ce sont des matériaux similaires, très épais aussi, qui tapissaient le versant de l'Avellanosa entre 1 200 et 700 m et qui ont glissé en 1940. Sur la feuille Arles-sur-Tech, ces matériaux sont associés aux alluvions anciennes Fx et/ou Fw dans les coupes de Can Partère. En haute altitude, les éboulis sur schistes ont aussi un faciès semblable, mais ils sont subfonctionnels ; on y a même décrit des grèzes litées en cours de formation, associées à des sols striés actifs en surface, à 2 700 m dans la Coume de Finestrelles, immédiatement à l'W de Núria (Soutadé, 1980 ; feuille Saillagouse). Sur granites et gneiss, au-dessus de 1 800 m, les dépôts de pente se généralisent et tapissent en continu des versants entièrement réglés ou régularisés, pouvant passer vers le haut à des pentes convexes plus douces et aux *plas* d'altitude. Il s'agit de nappes d'épaisseur métriques à plurimétriques comportant des trains de dalles plurimétriques, métriques et décimétriques posées à plat, parfois redressées vers l'aval ou verticalisées, dans une matrice sablograveleuse assez abondante (**convois à blocs**). On y a reconnu, à la base, des dépôts mis en place surtout par gélireptation et assimilables aux arènes litées des secteurs granitiques et, au sommet, des dépôts géliflués plus riches en limons (20 à 40 % de la matrice), assimilables aux convois limoneux à blocs (Godart, 2008). Les premiers tradiraient un climat très froid et humide, les seconds un climat très froid et sec. L'ensemble est attribué au cycle würmien (Allée, 1981, 1984a). Mais la régularisation généralisée des versants que tapissent ces dépôts et leur puissance (jusqu'à 10 et 20 m en pied de versant dans la Parcigoule et la Coumelade), où

ils reposent sur les gneiss altérés, suggèrent une origine polygénique et une longue évolution, avec des remaniements successifs au fil des crises climatiques quaternaires (Calvet, 1996). En surface, des plages de gros blocs jointifs de structure *open work*, les « clapisses », résultent de lavages épidermiques tardifs par les eaux de fonte nivale au Tardiglaciaire ou au tout début de l'Holocène, avant la reconquête végétale.

E. Éboulis de gravité. Ce type de dépôt, mis en place par gravité pure ou légèrement assistée par les dynamiques périglaciaires, occupe des pentes entre 35° et 25° au pied d'escarpements rocheux plus raides. Ils existent ponctuellement en dessous de 1 800 m, où ils sont hérités de la dernière période froide, et ils ont été plus précisément attribués aux périodes de froid sec du Tardiglaciaire, sans preuves décisives (Allée, 1984b). Ils sont très rares en dessous de 900 m mais fréquents entre 1 200 et 1 800 m ; la végétation les colonise sauf là où ils sont trop grossiers et lavés de leurs fines. Plus haut, ces éboulis occupent les pieds de parois rocheuses, versants d'auges et murailles de cirques, où ils se sont formés après le départ des glaciers. Leur âge s'échelonne donc du Tardiglaciaire à l'Holocène inclus. Leur surface est généralement très dénudée, la colonisation par la végétation arbustive voire arborée ne progressant que sur leurs marges et aux altitudes les plus basses. Ils peuvent être encore actifs et alimentés sur les schistes très sensibles à la gélifraction. Par contre sur gneiss ou granites ils sont au mieux subactifs et très peu de débris les atteignent actuellement (sauf à l'occasion des rares épisodes de laves qui ramontent les couloirs). Néanmoins tous ces éboulis demeurent très mobiles, avec des vitesses de fluage de surface de l'ordre de quelques centimètres à 40 cm/an et une moyenne de 25 cm/an dans les 30 premiers centimètres (Huc, 2008, 2010). C'est cette mobilité qui entrave leur végétalisation et y permet seulement la pousse de rares plantes lithophiles migratrices étroitement adaptées (comme l'emblématique *Xatardia scabra*, plante endémique de quelques vallées hautes des Pyrénées orientales).

Eb. Éboulements et glissements de terrain holocènes et actuels. Ces formes se cantonnent essentiellement aux séries schisteuses et aux épais dépôts morainiques. Le sens de déplacement de la masse glissée est indiqué par une flèche noire ; les cicatrices de départ (niches d'arrachement) sont notées en vert, et en noir pour les glissements survenus en octobre 1940. Les mécanismes sont divers : proches de l'éroulement rocheux sur plan de schistosité incliné vers la vallée à la Pouillangarde, saturation d'épais dépôts de pente gréseux posés sur les schistes dans la partie amont de l'Avellanosa, mais aussi assimilables à un glissement semi-profond dans les schistes altérés et broyés (partie aval de l'Avellanosa) ou dans la moraine de la Coumelade. Le barrage créé par le glissement de l'Avellanosa a provoqué la formation d'un lac puis son remblaiement deltaïque, en quelques heures, sur 19 m de haut, et l'accumulation alluviale régressive est remontée jusqu'à Prats-de-Mollo ; puis le lac s'est vidangé progressivement. Il reste une banquette marquant le toit du lac au niveau

du confluent Tech-Figuera, mais l'échelle de la carte n'a pas permis de la représenter. De nombreuses zones glissées plus ou moins mobiles ont été répertoriées dans le bassin du Canidell (avec de grands panneaux glissés) ou sur le haut Ter. Ces glissements peuvent avoir une histoire longue, amorcée avant l'Holocène, en phase avec l'incision des vallées. L'événement de 1940 démontre leur association avec les averses extrêmes.

Dépôts organiques

T. Tourbières hautes actuelles, développées dans de légères dépressions accidentant les hautes surfaces planes (Pla Guillem, Campmagre). Ces tourbières peuvent être très étendues, fonctionnelles ou en voie de dégradation et découpées en mottes par le ruissellement. D'autres dépôts tourbeux, fonctionnels en surface, existent dans les cuvettes surcreusées des vallées et cirques glaciaires mais ils n'ont pas été distingués des alluvions **Fz** auxquelles ils sont associés. Quelques sites ont fait l'objet d'études palynologiques : Pla de Bassibès en Carança, les Estables sur la Parcigoule (Jalut, 1977), Coma del Tech (Bernard-Allée et Denèfle, 1989), avec des chronologies qui peuvent couvrir les huit derniers millénaires aux Estables.

ÉVOLUTIONS GÉOLOGIQUES

Ce chapitre concerne principalement l'évolution structurale ; les évolutions sédimentaire, métamorphique et magmatique seront traitées plus brièvement. C'est seulement à l'échelle d'un territoire plus vaste que celui de la carte Prats-de-Mollo que ces évolutions peuvent se comprendre ; en particulier, la feuille Prats-de-Mollo étant très complémentaire des feuilles Prades et Arles-sur-Tech, il sera fréquemment fait référence aux notices de ces feuilles. Du fait de l'extrême complexité de la région, la carte Prats-de-Mollo est accompagnée de trois coupes géologiques et de deux schémas structuraux :

- le schéma structural Hercynien, relatif à la lithostratigraphie et à la tectonique préalpines ;
- le schéma structural Alpin, relatif à la tectonique alpine et postalpine.

La structuration des Pyrénées orientales résulte de la superposition de cinq épisodes tectoniques :

- la tectonique préhercynienne sarde médio-ordovicienne, à l'origine de la discordance de l'Ordovicien supérieur sur les terrains préhercyniens cambriens ; un intense plutonisme granitique, à l'origine des grands massifs orthogneissiques hercyniens (Canigou-Carança, etc.), se développe pendant cette période (Ordovicien inférieur à Ordovicien supérieur) ;

- la tectonique hercynienne *s.s.* (Pennsylvanien = Carbonifère supérieur), antérieure à synchrone de la mise en place de vastes plutons de granitoïdes (Quérigut, Mont-Louis, Costabonne, Saint-Laurent-de-Cerdans, etc.) ; très polyphasée, elle se marque par des plis couchés, une schistosité régionale omniprésente (sauf dans les plutons), des chevauchements, un probable détachement majeur, des plis droits décakilométriques (dômes structuraux), des zones mylonitiques, etc. ;
- la tectonique finihercynienne (Stéphanien-Autunien), en partie synchrone peut-être de la fin de la tectonique hercynienne *s.s.*, marquée par de grandes failles normales et du volcanisme ; cependant, certaines grandes failles normales peuvent être éocènes, voire médiocrétacées ;
- la tectonique alpine finicrétacée à oligocène, se traduisant par des chevauchements et les plis de rampe associés ; c'est surtout à l'Éocène que s'édifie la chaîne alpine est-pyrénéenne ;
- la tectonique postalpine, oligocène à quaternaire, marquée par de grandes failles normales et la formation de bassins de type hémigraben (Conflent, Cerdagne, etc.) ainsi qu'un *uplift* généralisé.

En conséquence, si les caractéristiques tectoniques principales sont assez bien connues (par exemple, l'âge hercynien ou alpin des plis et des chevauchements majeurs dans le socle hercynien), de nombreuses structures de deuxième ordre restent d'interprétation délicate, du fait par exemple de l'inversion alpine partielle ou totale de certaines failles normales préalpines. Plus généralement, l'importance de la tectonique alpine dans le socle est parfois difficile à apprécier, même si elle semble se réduire à des failles et des chevauchements, ou à des basculements associés aux chevauchements (plis de rampe), sans schistogenèse notable.

C'est sur la feuille Prats-de-Mollo que ces tectoniques superposées atteignent leur maximum de complexité dans les Pyrénées sud-orientales, ce qui fait tout l'intérêt de cette feuille.

ÉVOLUTION PRÉHERCYNIIENNE

Dans les Pyrénées orientales, l'abandon de la notion de socle cadomien - constitué en partie par des métagranites qui aujourd'hui sont datés de l'Ordovicien - et d'une discordance majeure de la série préhercynienne sur ce socle, c'est-à-dire l'abandon de la notion de cycle orogénique cadomien majeur, conduit à poser la question de l'existence d'événements *cadomiens*, associés à la partie inférieure édiacarienne (Groupe de Canaveilles) de la série préhercynienne (Laumonier *et al.*, 2004). D'autre part, si l'orogénèse hercynienne du Carbonifère supérieur dans les Pyrénées est un fait solidement établi depuis très longtemps, il est apparu récemment que l'Ordovicien (~475-

445 Ma) est une période particulièrement active avec la mise en place d'énormes laccolites granitiques (transformés en massifs gneissiques stratoïdes à l'Hercynien) et une tectonique marquée par de grands plis, des basculements et des failles suivie d'une érosion à l'origine de la discordance cartographique et angulaire de l'Ordovicien supérieur sur la série préhercynienne. On peut qualifier de *sardes* ces événements.

Édiacarien - Cambrien s.l.

Aucune véritable étude sédimentologique n'a à ce jour été consacrée à la série préhercynienne. Globalement, on peut dire que la série est marine, déposée en conditions de plate-forme plus ou moins profonde et parfois littorale, ou de bassin parfois euxinique, souvent très uniformes à l'échelle de la carte mais très variables dans le détail.

Édiacarien. Dans le Groupe de Canaveilles, à un fond sédimentaire détritique terrigène toujours fin, très distal, s'ajoute une composante volcanique qui peut être discrète, donnant simplement à la série un caractère « shalograuwackeux » (Baetens, 1989), ou plus marquée, avec développement de faciès volcanosédimentaires (tuffites) gréseux fins distaux (microgranulés) ou plus grossiers et proximaux (granulés), et de véritables tufs volcanodétritiques (Guitard, 1970). La composante volcanique proximale paraît centrée sur le Vallespir : elle est très développée sur l'Est de la feuille Prats-de-Mollo, le Nord de la feuille Arles-sur-Tech et le Sud-Ouest de la feuille Céret ; elle est plus discrète ou absente plus au Nord (feuilles Mont-Louis et Prades) et à l'Est (massif des Aspres sur la feuille Céret, feuille Argelès-Cerbère). Dans la Formation de Canaveilles, les intercalations calcarodolomitiques traduiraient des diminutions de la profondeur de dépôt (présence de stromatolithes à Batère, sur la feuille Céret) et le développement de conditions récifales, comme le suggèrent certaines surépaisseurs brusques et locales (à Costabonne ou à la Preste sur la feuille Prats-de-Mollo, par exemple). À ce jour, aucun dépôt glaciogénique (diamictites) n'a été décrit dans les Pyrénées, ce qui est cohérent avec l'âge édiacarien supérieur (≤ 580 Ma) supposé du Groupe de Canaveilles.

Cambrien s.l. Une discordance entre les Groupes de Canaveilles et de Jujols est envisagée dans le massif du Cap de Creus, à l'Est ; elle n'est pas perceptible dans les autres massifs. Les brèches sédimentaires de la Formation de Tregurà, à la base du Groupe de Jujols, s'interpréteraient comme la conséquence de mouvements tectoniques ou peut-être mieux comme soulignant une régression importante (cônes de bas niveau marin ?). Le Groupe de Jujols, par rapport au Groupe de Canaveilles, est caractérisé par un renouvellement des apports détritiques et de leur source, et par la disparition de la composante volcanique. Les microconglomérats quartzeux de la Formation d'Évol, riches en tourmaline, zircon, etc., font penser à une source de nature granitique dont la localisation, à

l'échelle des Pyrénées, serait à rechercher au Nord du domaine (ils sont très développés au Nord de la Zone axiale), ce qui pose de sérieux problèmes paléogéographiques pour cette période ; ils se raréfient vers le Sud, notamment sur la feuille Prats-de-Mollo. Les schistes rubanés, assez fréquents dans la Formation d'Évol, se généralisent dans la Formation de Jujols ; ils pourraient s'interpréter comme des tempestites (rides, rythmites gradées, etc.) déposées sur une plate-forme plus ou moins profonde ; le caractère « flyschöïde » ou turbiditique distal souvent attribué aux schistes de Jujols paraît moins probable (P. Razin, comm. pers.).

Tectonique et plutonisme ordoviciens

D'importants événements se déroulent à l'Ordovicien :

- des déformations et une érosion de la série préhercynienne, à l'origine de la *discordance sarde* de l'Ordovicien supérieur par lequel débute la série hercynienne ;
- la mise en place de grands laccolites granitiques, à l'Ordovicien inférieur-moyen mais aussi à l'Ordovicien supérieur (*cf. supra*), qui seront orthogneissifiés à l'Hercynien.

Tectonique et discordance sardes. Dans l'unité alpine du Canigou, y compris dans sa prolongation à l'Ouest du bassin de Cerdagne, la discordance de l'Ordovicien supérieur est aujourd'hui bien décrite (Santanach, 1972a, 1972b ; Muñoz, 1985 ; Capellà, 1995 ; Casas *et al.*, 2004 ; Casas et Fernández, 2007 ; Casas, 2010 ; notices La Pobla de Lillet, Ripoll et Molló). Elle est de plus en plus forte d'W en E : dans la région de la Molina (Cerdagne), la Formation de Jujols est encore très épaisse, au centre, du Freser au Ter, elle s'amincit progressivement, et au Sud de Molló, elle disparaît, l'Ordovicien supérieur reposant directement sur la Formation d'Évol. Cette discordance cartographique est généralement, à l'échelle du terrain, une discordance angulaire selon un angle variable, ce qui démontre l'existence de plis sardes dans la mesure où la stratification S0 dans l'Ordovicien supérieur est d'orientation différente et plus régulière que dans les schistes de Jujols ; de même, les linéations d'intersection hercyniennes précoces L1∩0 sont plus constantes dans l'Ordovicien supérieur (NW-SE à WNW-ESE) que dans les schistes de Jujols sous-jacents. Dans la région de la Molina, les plis sardes sont hectométriques, orientés NNW-SSE, plus ou moins symétriques, plus ou moins droits ; dans la région de Molló, les plis sardes seraient plutôt ENE-WSW. Dans l'unité alpine du Vallespir, les schistes de Jujols retrouvent une grande épaisseur. Une importante structure sarde, pli et/ou faille, est donc masquée par le chevauchement alpin du Canigou, entre les unités du Canigou et du Vallespir dans le haut Vallespir, et en a peut-être guidé la localisation. Par son intensité, la tectonique sarde mise en évidence du Vallespir à la Cerdagne est comparable à celle du massif des Aspres (feuille

Céret). Dans les deux cas, on peut considérer qu'elle est associée à un soulèvement général et très probablement une émergence qui ont eu comme conséquence une érosion notable de la série préhercynienne, dont une tranche pouvant atteindre 2 000-3 000 m dans le Ripollès (jusqu'à 3 000-4 000 m dans les Aspres) a été érodée avant le dépôt en discordance majeure de l'Ordovicien supérieur.

Plutonisme ordovicien. Une incertitude pèse sur l'âge exact des métagranites laccolitiques intrusifs dans la Formation de Canaveilles des massifs du Canigou-Caraça et du Freser (voir chapitre précédent), certains pouvant être ordovicien inférieur-moyen (~ 475-465 Ma), d'autres (dont le granophyre de Ribes de Freser, intrusif dans un Ordovicien supérieur très volcanogène) étant plutôt ordovicien supérieur (~ 460-445 Ma). Deux épisodes magmatiques, l'un médio-ordovicien (sarde *s.s.*), l'autre ordovicien supérieur, sont donc envisageables, à moins qu'il ne s'agisse que d'un seul épisode de longue durée (~ 30 Ma). Par ailleurs, la chronologie relative entre, d'une part la mise en place des intrusions médio-ordoviciennes, et d'autre part les déformations sardes et l'érosion subséquente, est inconnue. De plus, à ce jour aucune structure n'a pu être reliée explicitement à la mise en place des laccolites ordoviciens, même s'il est tentant d'y associer le soulèvement sarde. Bien qu'il soit largement effacé par les déformations et le métamorphisme hercyniens, le métamorphisme de contact des intrusions ordoviciennes reste perceptible, sous la forme, par exemple, d'anciens blastes de cordiérite-andalousite (?) transformés en poissons de micas blancs donnant aux micaschistes un aspect gaufré caractéristique (à la Preste, par exemple), et de métamigmatites de contact dans les Micaschistes de Balatg au mur des métagranites du Canigou (Barbey *et al.*, 2001).

Conclusion. Il est difficile de préciser la géodynamique de cette période longue d'au moins 30 Ma si l'on y inclut le magmatisme ordovicien supérieur (discussion *in* Navidad *et al.*, 2010). On retiendra seulement l'importance, déjà pressentie par Ravier *et al.* (1975), des événements sardes (« calédoniens »), bien que ni métamorphisme (autre que de contact), ni schistogenèse ne semblent leur être associés.

ÉVOLUTION HERCYNIENNE

Dans les Pyrénées orientales, on peut rapporter au cycle hercynien *stricto sensu* la série débutant à l'Ordovicien supérieur et s'achevant à la fin du Carbonifère inférieur (~ 455-325 Ma) ainsi que la tectonique, le plutonisme et les métamorphismes du Carbonifère supérieur (~ 325-300 Ma). Des molasses volcanosédimentaires stéphano-autuniennes (\leq ~ 305 Ma) achèvent ce cycle.

La période préorogénique, non détaillée dans cette notice, est longue d'environ 135 Ma (~ 455-325 Ma). Elle est caractérisée (mis à part le

volcanisme et probablement le plutonisme de l'Ordovicien supérieur, *cf. supra*) par une évolution sédimentaire de plate-forme ou de bassin peu profond, souvent carbonaté, complexe et variable, et s'achève par le dépôt d'une série turbiditique (flysch appelé Culm) d'âge finiviséen à namurien A (Serpukhovien = Mississipien supérieur) dans les Pyrénées orientales. Ce n'est donc pas avant ~ 325 Ma que débutent les déformations hercyniennes.

Tectonique hercynienne majeure D1-D2-D3 (Namurien-Stéphanien)

Le schéma structural hercynien

Le fond lithostratigraphique simplifié généralise ce qui est présenté sur la carte géologique en s'appuyant sur les cartes françaises (Prades, Mont-Louis, Saillagouse, Arles-sur-Tech, Céret) et espagnoles (Molló, Ripoll, la Pobla de Lillet, notamment), ces dernières librement réinterprétées. Les contacts tectoniques ont été répartis, dans la mesure du possible, en plusieurs familles d'après leur âge :

- deux contacts tangentiels majeurs hercyniens précoces (D1) et qui sont, de bas en haut, le détachement du Puigmal (dans l'unité alpine du Canigou) et le chevauchement de la Serra Cavallera – la Tosa (dans l'unité alpine du Ripollès) ;
- des failles normales généralement superposées à des filons de quartz, la plupart probablement finihercyniennes ; certaines sont peut-être médiocrétacées, voire éocènes ;
- des failles inverses alpines (certaines résultant de l'inversion de failles normales préalpines) et des chevauchements alpins éocènes ;
- des failles normales néogènes (voir *schéma structural Alpin*) ;
- d'autres failles, parfois polyphasées, dont l'âge, hercynien, alpin et/ou néogène, est incertain.

La structuration hercynienne : généralités

L'évolution tectonique hercynienne des Pyrénées orientales (fig. 9) est particulièrement complexe et reste controversée sur de très nombreux points : nombre de phases de déformation, chronologie relative des structures (schistosités, plis droits et couchés de toutes tailles, chevauchements), relations avec le métamorphisme et le plutonisme, régimes de déformation (compressif, extensif et/ou décrochant) et implications géodynamiques.

Cartographiquement, les structures majeures les plus évidentes sont de grands **dômes anticlinaux** décakilométriques séparés par des zones synclinales plus étroites ; gneiss et micaschistes apparaissent au cœur des premiers, le Dévono-Carbonifère est parfois conservé dans les secondes. L'anticlinal du Canigou-

Carança (feuilles Prades et Prats-de-Mollo principalement) est l'un de ces dômes ; il est flanqué au Sud-Ouest par le petit dôme du Freser.

En ce qui concerne les structures très généralement considérées comme antérieures à la formation de ces dômes tardifs et à la fin de la mise en place des grands plutons granitiques (Quérigut, Costabonne, Saint-Laurent-de-Cerdans, etc.), c'est la *schistosité régionale* Sr (= schistosité dominante) qui est la plus évidente mais aussi la plus problématique. Il est classique, en particulier dans les Pyrénées centrales, d'opposer deux niveaux structuraux majeurs :

- une **infrastructure**, surtout visible dans les dômes, marquée par des structures (plans axiaux des plis, schistosités) subhorizontales et un degré métamorphique moyen à fort ;
- une **suprastructure**, surtout développée à l'écart des dômes, caractérisée au contraire par des structures à fort pendage et un degré métamorphique généralement faible à très faible.

Dans les Pyrénées centrales, où le Siluro-Dévon-Carbonifère est bien conservé, la limite entre infrastructure et suprastructure coïncide souvent avec le Silurien noir ampélitique qui détermine un niveau de disharmonie/décollement majeur (Zwart, 1979). Néanmoins, les relations chronologiques entre l'infrastructure et la suprastructure, et donc la transition entre ces deux niveaux structuraux, ont été diversement interprétées (pour une discussion générale, voir Carreras et Capellà, 1994 ; Carreras et Debat, 1996), ce que l'on peut résumer par trois modèles :

- *modèle A* : infrastructure et suprastructure sont fondamentalement synchrones (Zwart, 1963, 1979 ; Hartevelt, 1970) ; pour Soula (1982), l'infrastructure se serait formée au toit de dômes diapiriques en même temps que la suprastructure sur les flancs de ces dômes ;
- *modèle B* : l'infrastructure est plus jeune que la suprastructure (Van den Eeckhout, 1986 ; Vissers, 1992) ; la foliation Sr plate de l'infrastructure est alors une « S2 » qui transpose et efface une schistosité raide plus ancienne « S1 », bien préservée dans la suprastructure où elle est seule présente ;
- *modèle C* : la suprastructure est plus jeune que l'infrastructure (Matte 1969 ; Gleizes *et al.*, 1998) ; dans la suprastructure, la schistosité régionale Sr raide est une « S2 » qui affecte et efface largement une schistosité plate antérieure « S1 », laquelle est cependant bien conservée dans l'infrastructure où « S2 » est peu développée.

Dans les Pyrénées orientales, les terrains préhercyniens sont largement prédominants et la limite entre infra- et suprastructure est moins évidente, dans la mesure où les mégastructures tangentielles (plis couchés, chevauchements) sont surtout connues dans le niveau structural supérieur (p. ex., synclinal de Villefranche-de-Conflent, feuille Prades) et où le Silurien ne semble pas toujours avoir constitué un niveau de décollement majeur. Il est néanmoins commode de

conserver la notion d'infra/suprastructure, en la redéfinissant de la manière suivante :

- l'**infrastructure** est le domaine où la schistosité/foliation régionale Sr est intense (schistosité continue) et (initialement, c'est-à-dire avant le doming) plate (subhorizontale) ;
- dans la **suprastructure**, la schistosité Sr est moins intense (schistosité espacée, absente dans certaines lithologies) et son pendage (initialement) est faible à modéré.

Les trois modèles chronologiques de base exposés ci-dessus se retrouvent dans l'interprétation de l'Hercynien des Pyrénées orientales.

• *Modèle A.* Selon Guitard (1960, 1970), Autran *et al.* (1970), Laumonier et Guitard (1978), Guitard *et al.* (1984), Laumonier *et al.* (1984) et Guitard *et al.* (1998, pour la notice Prades), c'est une schistosité régionale Sr unique, initialement peu ou pas pentée, qui est visible à tous les niveaux structuraux, dans les métapélites comme dans les micaschistes et les orthogneiss. Elle se forme pendant une déformation *précoce* notée D3 (Sr = S3) qui est dite « synschisteuse » (il existe en effet des structures plus précoces, anté-S3, dites « antéschisteuses »), et elle est affectée par les déformations *tardives* dites « postschisteuses » (D4-7), notamment par la schistosité S4 qui est associée à la culmination du métamorphisme (MII) de HT-BP ; MII est post-D3/S3, tardif donc. Des modèles proches ont été proposés pour la Cerdagne (feuille Saillagouse : Llach, 1973, 1989), le massif de l'Aston (Denèle *et al.*, 2009), celui des Albères (Vilà *et al.*, 2007 ; voir notices Mont-Louis et Argelès-Cerbère) et *pro parte* celui du Canigou (Gibson, 1989).

• *Modèle B.* Selon Liesa (1994 ; voir notice Arles-sur-Tech), Alías *et al.* (2000) et Casas (1984), la schistosité/foliation régionale Sr, dans l'infrastructure (en particulier dans les orthogneiss) comme dans la suprastructure, est une « S2 » synchrone du développement du métamorphisme de HT-BP. Cette « S2 » est postérieure à une « S1 » toujours relictuelle.

• *Modèle C.* Selon Santanach (1972a), Muñoz (1985), Capellà (1991) et Carreras et Capellà (1994), il existe une schistosité précoce « S1 » dont le front supérieur définit le sommet de l'infrastructure. Plus haut, dans la suprastructure, la schistosité régionale Sr est une schistosité « S2 » primaire de pendage assez fort, qui n'est que faiblement marquée dans l'infrastructure. Selon Gleizes *et al.* (1998), si la « S1 » a existé dans la suprastructure, elle a été très largement transposée par la « S2 ».

Dans une version modifiée et complétée du *modèle A* (Laumonier *et al.*, 2010), la schistosité régionale Sr est considérée comme une schistosité précoce S1, associée à un métamorphisme barrovien M1 relictuel. Mais dans la mésozone

profonde du métamorphisme M_{III} de HT-BP (zones à cordiérite, andalousite et sillimanite), le fort développement d'une schistosité tardive (S_{2a}) plate peut aboutir, localement au moins, à une transposition plus ou moins complète de S₁, et la schistosité régionale devient alors une S_{1-2a}. Ce modèle est en somme intermédiaire entre le *modèle A* et le *modèle B*. Proche de celui développé par Lagarde (1978) pour le massif du Roc de France, il constitue la base de la description et de l'interprétation de l'Hercynien des feuilles Céret, Argelès-Cerbère, Prats-de-Mollo et Mont-Louis. Il convient dans ce modèle de distinguer clairement deux grandes étapes dans la structuration hercynienne :

- une **étape précoce D1**, marquée par des plis couchés et des chevauchements à vergence S-SW, et par la schistosité régionale majeure (Sr = S_{1c}) ; D1 s'achève par un important épisode extensif (noté D1'), associé à au moins un détachement majeur ;
- une **étape tardive D2-D3**, marquée par des plis de divers types (notamment les grands dômes tardifs D2b) et des schistosités d'inégal développement, associés à la culmination du métamorphisme M_{III} de HT-BP (D2a) et au plutonisme (D2a-c), et s'achevant par une forte mylonitisation (D3).

Toutefois, l'un des auteurs de cette notice (Benjamin Le Bayon) privilégie un modèle de type B, dans lequel, notamment, la schistosité Sr infrastructurale est une schistosité « S2 » synchrone du métamorphisme de HT-BP et non pas une « S1 » plus ou moins modifiée. Ce modèle, sensiblement différent de celui retenu pour les feuilles est-pyrénéennes, sera exposé plus loin, dans la discussion sur l'évolution tectonométamorphique.

Les déformations hercyniennes précoces (D1)

Il s'agit des structures de toutes dimensions antérieures aux déformations D₂ dites tardives synchrones du métamorphisme M_{III} de HT-BP et du plutonisme. Tant dans les métasédiments que dans les orthogneiss métagranitiques, la structure précoce la plus évidente sur le terrain est une schistosité généralisée S₁ qui affecte presque tous les lithotypes, mais avec une intensité très variable selon le niveau structural. Les petits plis P₁ sont rares ou nombreux selon la lithologie et le niveau structural. La déformation D₁ est polyphasée, ce qui complique son analyse. Des structures D₁ de grande taille sont également connues, dans les unités alpines du Canigou et du Ripollès :

- le pli de Valcebollère, grand pli déversé au S-SW affectant la série préhercynienne ;
- des plis et chevauchements à vergence S dans le Dévono-Carbonifère de la Serra Cavallera et de la Tosa ;
- deux contacts tangentiels majeurs à vergence S, l'accident du Puigmal (détachement plutôt que chevauchement) et le chevauchement de la Serra Cavallera – la Tosa.

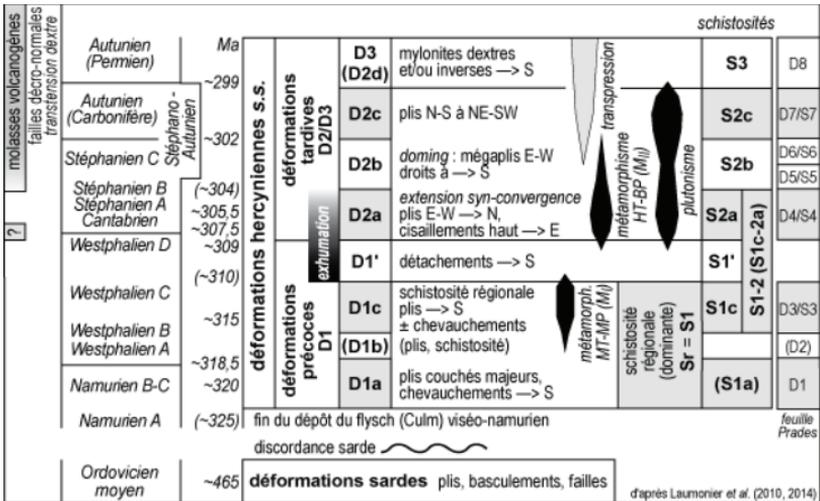


Fig. 9 - Chronologie des déformations hercyniennes de l'Est des Pyrénées et relations avec le plutonisme et le métamorphisme

Pour l'ensemble des feuilles à 1/50 000 du Sud-Est de la Zone Axiale pyrénéenne (en particulier Argelès-sur-Mer-Cerbère, Céret, Prats-de-Mollo et Mont-Louis), il est possible d'utiliser la chronologie relative des déformations hercyniennes établie initialement sur la feuille Prades, seule feuille où l'analyse structurale a été effectuée de façon complète, mais avec la notation de Laumonier *et al.* (2010) légèrement modifiée. La schistosité hercynienne régionale/dominante (Sr) a cependant un âge et une signification variables - et discutés - selon le niveau structural et le degré métamorphique (il s'agit généralement de S1c, parfois de S1c-2a). Les repères chronostratigraphiques - approximatifs - indiqués à gauche de la figure ainsi que l'âge des molasses stéphano-permiennes sont repris de Laumonier *et al.* (2014).

La déformation D1 à l'échelle microstructurale

Les caractéristiques microstructurales de la déformation D1 varient beaucoup en fonction du niveau structural. Les différences sont à la fois atténuées (par recristallisation) et accentuées (par transposition) par la déformation tardive D2a et le métamorphisme de HT-BP M_{II}, dont l'intensité décroît du bas vers le haut (*cf. infra*). On peut définir quatre niveaux structuraux (voir aussi plus loin les discussions relatives à l'accident du Puigmal et à l'évolution métamorphique pendant D1 et D2a), les deux premiers correspondant, grossièrement, à l'infrastructure et les deux derniers à la suprastructure :

- le niveau structural inférieur (M_{II} mésozonal), correspondant aux orthogneiss et aux micaschistes de la partie inférieure de la Formation de Canaveilles ;
- le niveau structural de transition (M_{II} méso-épizonal), correspondant *grosso modo* aux schistes du haut de la Formation de Canaveilles et à eux de la Formation de Cabrils ;
- un niveau structural moyen (M_{II} épizonal), correspondant au Groupe de Jujols et à l'Ordovicien supérieur ;
- un niveau structural supérieur (M_{II} épi- à anchizonal), correspondant au Siluro-Carbonifère.

• **Dans les orthogneiss**, la schistosité S1 est inégalement développée : elle est très forte dans les gneiss œillés G2 et les leucogneiss G1 de Carança et de Queralbs, mais elle est beaucoup plus discrète dans les leucogneiss G1 de la Preste et de Núria, et dans certaines leptynites (Guitard, 1970 ; Santanach, 1972 ; Sebastian *et al.*, 1982 ; Casas, 1984). S1 est marquée par l'aplatissement des lentilles quartzofeldspathiques et l'orientation préférentielle des biotites ; mais les yeux de feldspath potassique (et de quartz bleuté dans les leucogneiss de la Preste et de Núria) sont souvent peu aplatis. Localement, S1 s'exagère, avec un fort aplatissement/étirement des feldspaths et la formation de rubans de quartz ; la texture devient mylonitique. Une linéation minérale L1 NE-SW, plus ou moins forte, est portée par S1. Elle est surtout due à l'étirement des lentilles quartzofeldspathiques et, dans les faciès œillés, des feldspaths. Les orthogneiss sont donc des tectonites S/L. La déformation D1 est également rotationnelle (cisailante), ce qu'indiquent la forme parfois sigmoïde des yeux, les bandes de cisaillement C', les boudinages asymétriques de foliation et des microfractures de type C' ou C'' dans les yeux de feldspath. Lorsque la déformation est fortement cisailante, la vergence est systématiquement vers le SW (Casas, 1984 ; Soliva *et al.*, 1989). La cristallinité des gneiss est forte, en partie du fait de leur recristallisation lors du métamorphisme prograde M_{II}, ce qui permet de facilement les distinguer des mylonites tardives, rétomorphiques. L'orientation actuelle de S1, initialement subhorizontale, est déterminée par son ploiement par les déformations tardives, notamment lors du *doming* D2b. L'orientation de L1, qui en conséquence varie actuellement de N030°E et plongement S au Sud, à

N070°E et plongement E au Nord, était assez constamment NE-SW une fois annulée la reprise tardive par le *doming*.

• **Dans les micaschistes** venant au-dessus des orthogneiss, la schistosité S1 est de type continu (« schistosité de flux »), luisante, et est le plus souvent confondue avec la stratification S0, le fin litage millimétrique parallèle à S0 étant surtout d'origine tectonique. Schématiquement, à l'issue de D1 (et une fois soustraits les effets du métamorphisme MII), S1 était à muscovite-biotite (massif du Canigou-Carança ; Laumonier *et al.*, 2010) ou à chlorite-muscovite (massif du Freser ; Santanach, 1972a), et la cristallinité était sans doute modérée. Les microplis P1 sont peu fréquents et surtout visibles dans les marbres calcaires ; ils présentent généralement une vergence S-SW. Une discrète linéation d'étirement Le1 est parfois visible. Des cisaillements à vergence S existent également, notamment dans le secteur Bassibès – Pic du Freser. Vers le haut, typiquement dans les **schistes** de Cabrils, la cristallinité diminue rapidement, la roche devient mate et S1 est alors une schistosité ardoisière à chlorite-muscovite qui reste subparallèle à S0.

• **Dans les schistes** plus ou moins rubanés du Groupe de Jujols, de très faible cristallinité, S1 est de type espacé (« schistosité de strain slip ») et s'écarte plus ou moins fortement de S0. Très généralement, cette S1 est primaire, le parallélisme des phyllites (chlorite, muscovite) avec S0 visible dans les microlithons étant d'origine diagénétique (Capella, 1995), comme c'est le cas dans le Conflent (Laumonier et Guitard, 1978 ; notice Prades), et il n'y a donc pas de schistosité continue généralisée plus ancienne que S1 et subparallèle à S0. L'orientation des axes des nombreux plis P1 et des linéations d'intersection L1∩0 ainsi que la vergence des plis sont variables, ce qui est habituellement interprété par l'existence de structures antérieures à S1 (Laumonier et Guitard, 1978) plutôt que par des plis à axe courbe. Cependant (Muñoz, 1985), comme dans les schistes de Jujols du Conflent (feuille Prades), la schistosité S1 et les plis P1 associés affectent parfois une première schistosité de type espacé. Des plis, généralement de grande taille et rapportés à D1a, sont coupés par S1 (pli de Valcebollère, *cf. infra*). La schistosité S1 dominante est donc considérée comme une S1c (= S3 sur la feuille Prades). La déformation D1 est polyphasée (sans exclure aussi que certaines structures très précoces puissent être des structures sardes ; *cf. supra*). Du fait de la rareté des marqueurs appropriés, la direction d'étirement Le1 est mal connue, mais elle est généralement NE-SW (secteur de Tegurà, Capella, 1995 ; quartzarénites d'Évol de la Collade de Prats, par exemple), comme dans les gneiss ; toutefois, dans le Conglomérat du Col de Finestrelles (feuille Saillagouse), l'allongement des galets est NW-SE (Santanach, 1972a), cet allongement ne correspondant pas forcément à la linéation d'étirement régionale.

• **Dans le Dévono-Carbonifère**, la schistosité S1 n'est pas exprimée dans les calcaires, mais elle est bien développée dans les calcschistes dévoniens et les

pélites du Culm namurien ; elle est associée à des plis à vergence S (Domingo *et al.*, 1988).

• **Discussion.** Il faut d'abord souligner la parfaite continuité entre la schistosité des gneiss et celle des micaschistes sus-jacents, et le passage progressif (sauf au niveau de l'accident du Puigmal, *cf. infra*) de la schistosité continue des micaschistes à la schistosité espacée des schistes sus-jacents, comme c'est le cas dans le Conflent au Nord du Canigou (Autran *et al.*, 1970 ; notice Prades), ou dans les Aspres à l'Est (notice Céret). Si une schistosité antérieure a existé - et son existence est envisageable compte tenu de l'importance et du style des mégastructures D1a - elle a été presque entièrement effacée, surtout au niveau structural inférieur ; dans les orthogneiss en particulier, si S1a et L1a ont existé, la transposition pendant D1c a été totale, ce qui a pu être facilité par le parallélisme des schistosités S1a et S1c, toutes deux subhorizontales, et la possible commune orientation NE-SW des linéations L1a et L1c. Par ailleurs, rappelons que dans le modèle adopté ici, la schistosité S1c n'a pas été, sauf localement, transposée par S2a dans les micaschistes de Balatg (*cf. infra*).

Le pli de Valcebollère

Au Sud-Ouest du Puigmal (feuille Saillagouse), les Formations d'Évol (secteur Puigmal – La Tossa), de Valcebollère (Gorre Blanc) et de Jujols (Salinas) sont subverticales, ou à fort pendage NNE et alors renversées. Il s'agit du flanc court d'un pli plurikilométrique, WNW-ESE, en genou ou déversé au SSW, le **pli de Valcebollère**. La charnière anticlinale et le flanc long supérieur du pli se développent plus au Nord (Pic du Segre et au-delà de la faille du Col de Finestrelles), dans la Formation de Cabrils ; la charnière synclinale et le flanc long inférieur se développent plus au Sud-Ouest, dans la Formation de Jujols. Les observations (par exemple à l'W de La Tossa) montrent que le pli de Valcebollère présente une très grande ressemblance avec les plis précoces P1a du synclinal de Villefranche-de-Conflent (feuille Prades) : comme eux, il est recoupé par la schistosité S1 (S1c), ce qui est à l'origine de la forte dispersion des linéations d'intersection L1c∩0. Il s'agit donc très probablement d'un pli P1a, et non pas d'un pli sarde (*cf. supra*), les plis P1a du synclinal de Villefranche-de-Conflent affectant de la même manière les séries préhercynienne et hercynienne, et bien qu'une partie de la dispersion des linéations L1c∩0 dans la région de La Molina peut être mise sur le compte des plis sardes (Santanach, 1972b ; Casas, 2010 ; feuille la Pobla de Lillet).

Le pli de Valcebollère est tronqué à sa base par l'accident du Puigmal (*cf. infra*). Sa prolongation à l'E du dôme du Freser et jusqu'à Molló n'est pas facile à établir, mais elle doit se faire dans la zone où abondent des plis syn- ou anté-S1c à vergence S-SW, par exemple entre Tregurà et Llanars (Muñoz, 1985 ; notices Ripoll et Molló).

L'accident du Puigmal et les unités du Puigmal et de Núria

• **L'accident du Puigmal** est une discontinuité tectonique majeure, subparallèle à la schistosité précoce S1, plus ou moins soustractive vis-à-vis de la lithostratigraphie, localement dédoublée (secteur Setcasas-Espinavell). Il affecte la série préhercynienne depuis la Cerdagne (feuille Saillagouse/Mont-Louis) jusqu'au haut Vallespir où il est recoupé par le chevauchement alpin du Canigou (Laumonier et Baetens, 1986 ; Laumonier et Autran, 2001 ; Laumonier, 2015). Ce contact sépare une unité inférieure, **l'unité de Núria**, d'une unité supérieure, **l'unité du Puigmal**. Il est déformé par les mégaplis hercyniens tardifs P2b (anticlinal du Canigou-Carança, dôme du Freser, synclinal des Rocs Blancs), d'où le pendage N ou S variable de l'accident ; dans le massif du Puigmal, sur la retombée occidentale du dôme du Freser, il est subhorizontal à faible pendage W. En Cerdagne (feuille Saillagouse/Mont-Louis), il paraît être recoupé par les isogrades du métamorphisme régional hercynien MII, syn-D2a. Il s'agit donc d'un contact précoce fini-D1 (D1') et anté-D2.

Dans le massif du Puigmal, le contact est fortement soustractif, l'unité de Núria étant constituée par les Gneiss du Freser et la Formation de Canaveilles, et l'unité du Puigmal par la Formation d'Évol. D'autre part, les structures internes des deux unités diffèrent notablement, tant au niveau microstructural que macrostructural :

- dans l'unité de Núria (infrastructurale), les micaschistes de Canaveilles montrent une schistosité S1c continue intense, subparallèle à S0 et à l'accident du Puigmal ; au toit de l'unité, des cisaillements ductiles fini- ou post-S1c indiquent une cinématique vers le S-SW ;
- dans l'unité du Puigmal (suprastructurale), la stratification S0 des schistes d'Évol est à pendage NE ou subverticale (il s'agit du flanc court du pli de Valcebollère, *cf. supra*) et est recoupée avec un angle fort par la schistosité S1c espacée, laquelle est modérément pentée vers le NE et faiblement oblique sur l'accident du Puigmal ; S0 est donc tranchée orthogonalement par S1 et par l'accident du Puigmal ; au mur de l'unité, des structures fragiles-ductiles (schistosité et cisaillements, plis d'entraînement, plans striés, cataclastes) indiquent également une cinématique vers le S.

Ce contraste microstructural a fait l'objet de deux interprétations très différentes :

- les auteurs catalans (Santanach, 1972a, 1974 ; Muñoz, 1985 ; Capellà, 1991, 1995 ; Carreras et Capellà, 1994 ; notices Molló et Puigcerdà), qui ne reconnaissent ni lacune lithostratigraphique ni discontinuité tectonique à ce niveau, décrivent une *infrastructure* (micaschistes) avec une schistosité S1 très forte, plus ou moins replissée par des plis P2, et une *suprastructure* (schistes sus-jacents) seulement affectée par une schistosité S2 et des plis P2 ; la transition micaschistes-schistes correspondrait alors au front supérieur de la schistosité S1

au-dessus duquel S1 disparaîtrait, de sorte que seule S2 existerait dans la suprastructure (modèle C, *cf. supra*) ;

– pour Laumonier et Autran (2001), c'est le caractère soustractif de l'accident du Puigmal qui explique ce contraste, par le rapprochement des niveaux structuraux inférieur et moyen qui présentent la même schistosité S1c, mais continue dans les micaschistes et espacée dans les schistes d'Évol sus-jacents, la cristallinité étant respectivement forte et faible ; les plis P2 sont identifiés dans les deux unités ; les schistes de Cabrils situés plus au Nord (flanc long supérieur du pli de Valcebollère) et qui selon Capellà (1991, 1995) représenteraient une *zone de transition* aux caractéristiques intermédiaires entre l'infrastructure et la suprastructure, correspondent effectivement au niveau structural « de transition » défini plus haut, et qui est supprimé par l'accident du Puigmal plus au Sud dans le massif du Puigmal.

L'accident du Puigmal, par la lacune lithostratigraphique qu'il crée, se repère bien à l'Est du dôme du Freser (secteur du Balandrau - Puig de Fontlletera), où la Formation de Tegurà, ici très épaisse, repose sur le Membre moyen de la Formation de Canaveilles, et tout à fait à l'Est (bassin du Canidell), où le sommet de la Formation de Cabrils repose directement sur le Membre moyen de la Formation de Canaveilles. Les choses sont moins nettes quand la lacune est plus faible et/ou quand le contact, subparallèle à S0-1, se situe dans les Formations de Canaveilles ou de Cabrils ; c'est le cas en Cerdagne (feuille Saillagouse/Mont-Louis), près de la crête frontière au Nord du dôme du Freser, ainsi qu'entre Setcasas et Espinavell. Dans ce dernier secteur, il semble que l'accident du Puigmal se démultiplie : les deux *sous-unités de Setcasas et d'Espinavell* forment une structure de type duplex située sous le contact du Puigmal. Dans l'unité d'Espinavell (par ailleurs dupliquée par la faille normale finihercynienne d'en Nyoles), les marbres du Membre supérieur de la Formation de Canaveilles (bC3) sont spectaculairement interrompus latéralement, à l'Est et à l'Ouest, par des failles appartenant nécessairement au système du Puigmal.

Le saut microstructural décrit dans le secteur du Puigmal est également bien visible en d'autres endroits : 350 m au N de Núria ; près du Col des Nou Fonts ; à Setcasas ; à la Collada Fonda (S du Costabonne) ; au Sud de la Tour de Mir où les granulés (VS1) de l'horizon bC2b très gneissifiés sont presque directement surmontés par ceux de Fabert (VS2) du sommet de la Formation de Cabrils, restés massifs et faiblement déformés.

Au Sud, le socle de l'unité alpine du Ripollès (avec les nappes hercyniennes de la Serra Cavallera et de la Tosa, voir ci-dessous) peut sans difficulté se rattacher à l'unité du Puigmal. Il en est logiquement de même, à l'Est, de la série préhercynienne de l'unité alpine du Vallespir.

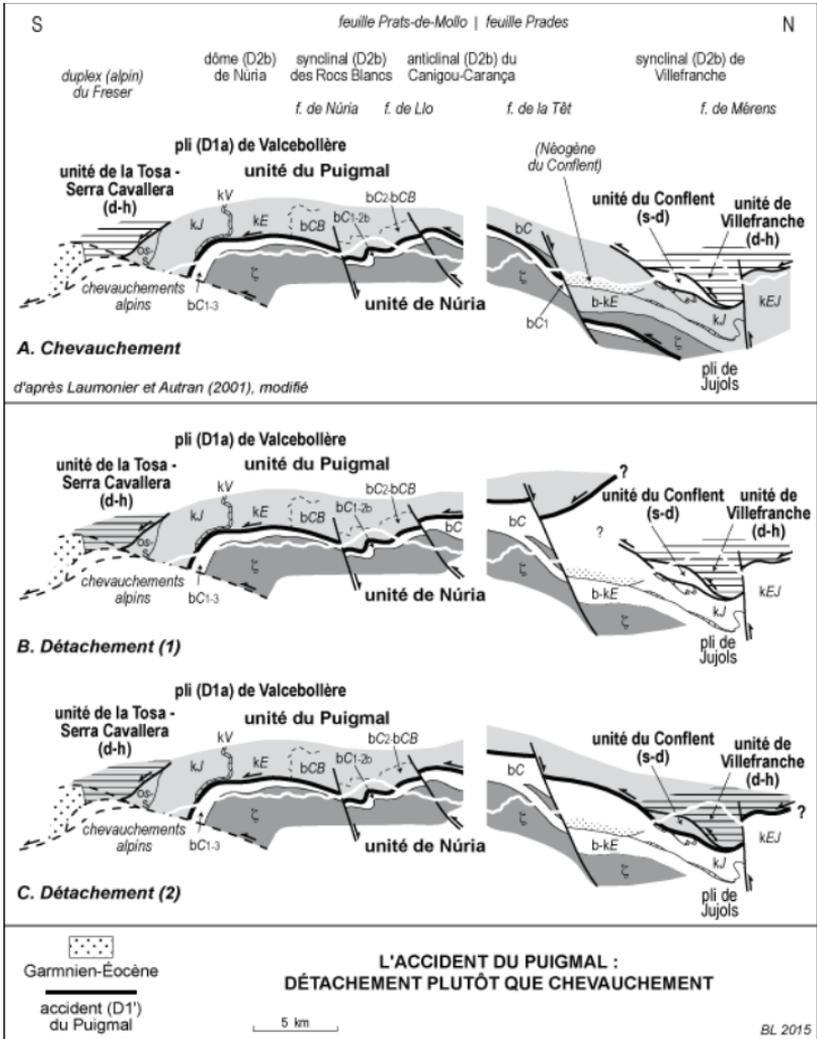


Fig. 10 - Interprétation de l'accident hercynien du Puigmal : détachement plutôt que chevauchement

L'accident du Puigmal a d'abord (A) été interprété comme un chevauchement hercynien précoce majeur (Laumonier et Autran, 2001), mais il s'agit plus probablement d'un détachement fini-D1 (D1'). Dans l'hypothèse (C), il serait possible de l'enraciner, au Nord du Canigou, dans l'accident du Conflent, à la base de l'ensemble allochtone (unités du Conflent et de Villefranche) du synclinal de Villefranche-de-Conflent (voir feuille Prades) : l'accident du Conflent, également fini-D1, est lui aussi soustractif et marqué par des structures fragiles-ductiles et une cinématique comparables. Dans le modèle A (chevauchement) comme dans le modèle C (détachement), on conserve le lien entre les unités supérieures précoces (D1) chevauchantes vers le S de Villefranche-de-Conflent au Nord et de la Tosa - Serra Cavallera au Sud.

• **Discussion.** Laumonier et Autran (2001) ont interprété l'accident du Puigmal comme un chevauchement fini-D1, son caractère soustractif vis-à-vis de la lithostratigraphie s'expliquant facilement par la manière dont il recoupe le pli P1a de Valcebollère. Cependant, l'important saut microstructural et peut-être métamorphique qui lui est associé (degré d'évolution de S1c; degré de la recristallisation métamorphique précoce associée, *cf. supra*) est surprenant dans un modèle en chevauchement. Il se comprend plus facilement si l'accident du Puigmal est en réalité un *détachement*, comme envisagé dans un premier temps (Laumonier et Baetens, 1986). Les implications sont fortes en ce qui concerne le devenir de l'accident du Puigmal vers le N, sur la feuille Prades (fig. 10). S'il s'agit d'un chevauchement, il est raisonnable de l'enraciner dans les orthogneiss, sous le Conflent et le synclinal de Villefranche, avec un possible déplacement vers le S d'environ 25 km (Laumonier et Autran, 2001 ; fig. 10A). Si au contraire il s'agit d'un détachement à vergence S, le contact doit monter dans la pile lithotectonique D1 vers le N. Dans ce dernier cas, on peut envisager deux hypothèses :

– dans l'hypothèse B de la fig. 10, le détachement se redresse rapidement et fortement, mais aucune structure régionale connue ne vient étayer cette hypothèse ;

– une autre possibilité (hypothèse C de la fig. 10), sans doute préférable, consiste à le raccorder au contact de base de l'unité du Conflent (feuille Prades), lui aussi fini-D1, également soustractif, et qui de manière remarquable partage certaines caractéristiques microstructurales avec le contact du Puigmal ; le contact du Conflent et l'accident du Puigmal ne seraient donc pas un chevauchement mais un détachement. Dans ce modèle (comme c'était le cas dans l'hypothèse du chevauchement), on peut considérer que le pli de Jujols du Conflent représente, approximativement, la partie inférieure manquante du pli de Valcebollère, ce qui fixe à 20-25 km le déplacement sur le détachement du Conflent-Puigmal.

La signification d'un éventuel détachement majeur, c'est-à-dire d'une importante tectonique extensive, sera discutée plus loin.

Le chevauchement et l'unité de la Serra Cavallera – la Tosa

La série dévono-carbonifère de la Serra Cavallera et de la Tosa (calcaires et calcschistes dévoniens à carbonifère inférieur, Culm namurien) repose tectoniquement sur les Grès de Camprodon et le Silurien sous-jacent par le *chevauchement de la Serra Cavallera – la Tosa*. La Formation de Camprodon, grésopélitique, bréchiq ue et conglomératique, a d'abord été rapportée au Gédinnien (= Lockhovien, base du Dévonien) parce que intercalée entre Silurien et Dévonien (voir notices Ripoll et la Pobla de Lillet). Mais il est aujourd'hui bien établi, par la présence de foraminifères remaniés du Viséen terminal au Namurien A, que la Formation de Camprodon est namurienne et appartient donc au Culm (Sanz-López *et al.*, 2006). Le chevauchement de la Serra Cavallera – la

Tosa est donc un chevauchement majeur, la Formation de Camprodon formant probablement une lame tectonique insérée entre le Silurien sous-jacent et le Dévonien de la Serra Cavallera – la Tosa d'Alp (une autre possibilité étant qu'il s'agisse d'un Culm directement transgressif sur le Silurien). De plus, dans le modèle de la structure alpine développé plus loin, il s'agit nécessairement d'un chevauchement hercynien et non alpin, comme initialement envisagé (*cf. infra* et discussion *in* Laumonier, 2015). Son enracinement au Nord du massif du Canigou-Carança est nécessaire mais problématique : le chevauchement de Villefranche-de-Conflent (feuille Prades), à la base de l'unité allochtone de Villefranche, est un candidat acceptable (Laumonier et Autran, 2001 ; fig. 10). Le déplacement vers le S-SW est décakilométrique.

L'**unité de la Tosa** est formée par l'empilement d'unités dévono-carbonifères, le Silurien étant généralement impliqué dans les chevauchements ; la vergence générale est vers le S-SW, le raccourcissement est important, au moins 21 km ; les plis de rampe frontale sont très développés (Santanach, 1972a ; Llac, 1979, 1989 ; Domingo *et al.*, 1988 ; notice la Pobla de Lillet). La structuration du massif serait D1a plutôt que D1c, mais cela est difficile à établir en l'absence - apparemment - de plis couchés très précoces de type P1a (au contraire de l'unité de Villefranche-de-Conflent). L'**unité de la Serra Cavallera** est structurée de la même manière, bien que moins clairement (Muñoz, 1985 ; notice Ripoll).

Autres grandes structures précoces

La déformation cisailante précoce s'intensifie fortement à la base des gneiss du Canigou, qui deviennent mylonitiques au contact des Micaschistes de Balatg ; cependant, cette intensification doit être nuancée, et les leucogneiss G1 de type Carança et les leptynites visibles au plancher du métapluton du Canigou ne peuvent pas (Casas, 1984) être assimilés à des ultramylonites de gneiss G2. Les critères microtectoniques, tant sur le terrain (plis synmylonitiques) qu'en lame mince (OPR : Orientation Préférentielle du Quartz) ont conduit à interpréter ce contact comme un chevauchement mylonitique D1 majeur, de type himalayen, à vergence SW (Lagarde, 1979 ; Soliva *et al.*, 1989 ; Soliva, 1992). Cette hypothèse, difficile à réfuter, est cependant peu compatible avec l'interprétation de ce contact comme la base intrusive du laccolite ordovicien avec préservation locale de son métamorphisme de contact (Barbey *et al.*, 2001 ; *cf. supra*). Mais au minimum, une forte disharmonie (décollement) marque ce contact.

Un dispositif comparable peut être envisagé pour les relations entre les gneiss de Queralbs et ceux de Núria, les gneiss de Queralbs et les micaschistes intercalaires étant particulièrement déformés, à la différence des gneiss de Núria sous-jacents.

Des plis couchés plurihectométriques à vergence S et des accidents cisailants ont été décrits dans l'unité de Núria du massif du Freser (Santanach, 1972a ; Robert, 1980 ; Ayora et Casas, 1986 ; Casas *et al.*, 1989 ; notice Molló) : plis et cisaillements dans les gneiss au Nord de Queralbs ; plis dans les marbres bC2a au Torreneules (Nord-Est du dôme du Freser) ; plis dans les marbres bC3 au Sud-Ouest de Queralbs. Ces structures n'ont pas été réétudiées. En revanche, les plis couchés décrits par M. Perrin et B. Guy (1985) au Sud du Costabonne n'ont pas été confirmés (Baetens, 1989).

Les déformations hercyniennes tardives (D2-D3)

Postérieures aux déformations précoces D1-D1', les déformations tardives D2 sont globalement synchrones du métamorphisme MII de HT-BP et du plutonisme, antérieurement à la déformation mylonitique D3. À l'échelle des Pyrénées orientales, elles se développent en quatre stades (D2a à D2c, D3), en relation avec trois régimes de déformation successifs (Laumonier *et al.*, 2010) :

- **D2a**, lié à la culmination du métamorphisme MII et au début du plutonisme ; le régime de déformation est de type extension syn-convergence, avec amincissement, raccourcissement N-S modéré, forte extension E-W et échappement du haut de la pile tectonique vers l'E (Denèle *et al.*, 2009) ;
- **D2b** (*doming*), avec formation des grands anticlinaux (dômes) et synclinaux tardifs ; le régime de déformation est principalement un raccourcissement N-S et un flambage de la croûte supérieure restée rigide au-dessus d'une croûte moyenne largement fondue ;
- **D2c et D3**, liés à un régime de déformation de type décrochant transpressif dextre, parallèlement à la chaîne ; D2c accompagne la fin de la mise en place des grands plutons ; D3 se marque par de grandes zones mylonitiques inverses-dextres, en contexte rétromorphique.

Déformations D2a

Pendant D2a, entre la fin des déformations précoces D1-D1' et le *doming* D2b, se forment des microplis et parfois des plis de grande taille (P2a) à tendance E-W, déversés à couchés vers le N, à schistosité de plan axial (S2a) de faible pendage S inégalement développée, avec un allongement E-W. Les grands plis P2a, bien caractérisés sur la feuille Prades, sont très discrets sur la feuille Prats-de-Mollo. Les microplis P2a sont spatialement associés à la mésozone MII profonde à cordiérite-andalousite et sont fréquents dans les micaschistes de Balatg où ils se marquent par une crénulation de la schistosité S1, avec localement développement d'une forte schistosité S2a (Gibson, 1989 ; notice Prades). Ils n'ont pas été reconnus sur le versant Sud du massif de la Carança, sauf ponctuellement au Sud du Costabonne (Baetens, 1989), ni dans le dôme du Freser, c'est-à-dire dans des régions où précisément le métamorphisme MII est de moindre intensité (mésozone à biotite ou épizone à chlorite-muscovite). Rappelons que les relations entre la déformation D2a, la schistosité

régionale Sr et le métamorphisme MII restent controversés (voir *infra*, discussion).

Déformations D2b (*doming*)

Dans l'unité alpine du Canigou, les mégastructures tardives principales, qui plissent la schistosité régionale et le détachement du Puigmal, et qui donnent à la carte son allure générale, sont : l'**anticlinal du Canigou-Carança** au Nord (feuilles Prades et Prats-de-Mollo) ; le **synclinal des Rocs Blancs** ; le **dôme du Freser** et le **synclinal de l'Estremera** au Sud-Ouest. Les plis P2b secondaires de toutes dimensions liés à ces structures sont fréquents, notamment dans le « synclinorium » des Rocs Blancs. Schistosité S2b et microplis P2b sont localement bien développés.

• L'**anticlinal du Canigou-Carança** est en réalité composé de deux parties distinctes séparées par la grande faille NE-SW de Mantet-Py-Fillols (Guitard, 1970 ; notice Prades ; Laumonier, 2015) :

– à l'Ouest, le **brachyanticlinal de la Carança**, d'axe N115°E horizontal dans les gneiss et dont le plan axial est localisé dans le secteur du Coll Mitja, à l'Ouest de Mantet ; la structure est cylindrique sur la feuille Prats-de-Mollo mais présente une belle terminaison périclinale plus à l'Ouest, dans le secteur du Cambre d'Aze (feuille Mont-Louis/Saillagouse) ; dans les gneiss de Carança, des microplis et des crénulations rapportables à D2b ne sont pas rares ;

– à l'Est, le vaste **demi-dôme du Canigou**, qui s'envoie vers l'Est (feuille Céret) ; plus profondément érodé que l'anticlinal de la Carança car davantage soulevé au Néogène, ce demi-dôme laisse apparaître (feuille Prades surtout) les formations les plus profondes (Micaschistes de Balatg, gneiss de Casemi, gneiss du Cadi, granite profond du Canigou), très affectés par des plis droits D2b de différentes tailles.

Les plans axiaux des deux structures semblent décalés d'une dizaine de kilomètres de part et d'autre de la faille néogène de la Porteille de Mantet - Py, bien que les flancs Sud semblent en quasi continuité ; la zone mylonitique Nord-Canigou qui en souligne les flancs Nord (voir feuille Prades) est décalée de 6 à 8 km. En conséquence, l'anticlinal de la Carança, malgré les apparences, serait davantage serré que celui du Canigou. Il est vraisemblable que la faille de Mantet-Py-Fillols, soulignée par du quartz, des mylonites, des cataclasites et des gouges (Casas, 1984), a eu, avant son évident (re)jeu néogène en faille normale ayant soulevé le bloc Canigou, une histoire complexe, peut-être en partie alpine (décrochement senestre), sûrement antéalpine (faille sur quartz finihercynienne abaissant le bloc Carança, et possiblement superposée à une *tear fault* active pendant le plissement différentiel des deux anticlinaux pendant D2b (discussion *in* Laumonier, 2015). Cependant, la disparition rapide de la faille de Mantet vers le SW reste un peu problématique.

- Le *synclinal des Rocs Blancs* est un synclinorium d'axe N110°E subhorizontal, dissymétrique et déversé au SSW (gneiss de la Carança pentés de 60-70°S au flanc Nord, gneiss du Freser pentés de 10-20°N au flanc Sud), dans lequel les plis P2b déca- à hectométriques en chevrons, plus serrés (les flancs courts sont à fort pendage S, voire renversés au N) sont nombreux (Santanach, 1972a) ; ces plis s'observent également au toit des gneiss du Freser. La structure synclinale se suit depuis la haute vallée du Sègre (feuille Mont-Louis/Saillagouse) jusqu'à l'Est de Setcasas et, plus discrètement, la région de Molló.
- Le *dôme du Freser* (Santanach, 1972a) est un brachyanticlinal limité au Nord-Est par la faille de la Coma de la Vaca et coupé en deux par la faille NW-SE de Núria. Dans sa partie centrale, il se présente comme un pli en genou orienté N115°E à regard SSW. Il s'amortit à l'Ouest (feuille Saillagouse) et à l'Est, bien que ses effets soient perceptibles vers l'E jusqu'à Tegurà, Feitus et le Sud de Molló.
- Au Sud-Ouest du dôme du Freser, le *synclinal de l'Estremera* est analogue à celui des Rocs Blancs, mais plus ouvert.

Au Sud-Ouest (massif du Freser), les microplis P2b, plus ou moins serrés et déversés au S, et les crénelations L2b sont surtout développés dans les micaschistes. Ils sont subhorizontaux, avec une orientation moyenne N110°E (N100 à N130°E), mais il existe aussi, plus rarement, des microplis N060-085°E plus droits et plus symétriques. À l'Est (Sud du Costabonne : Roques d'en Mercer, Turon), les plis P2b sont des plis droits (plans axiaux subverticaux), déci- à décamétriques, orientés N080°E en moyenne (N060-N090°E) et soulignant l'anticlinal hectométrique de Turon, 082E10 (Baetens, 1989) ; ces plis reprennent des plis plus anciens (P2a), homoaxiaux mais à vergence S marquée. Au Sud-Est (Ribes-Camprodon-Molló ; Muñoz, 1985), les plis tardifs sont généralement WNW-ESE à vergence S, comme plus à l'Ouest, mais il existe aussi des plis droits NE-SW, qui seraient ici plus récents.

Les plis P2b présentent donc une variabilité marquée, tant en direction (N080°E ou N110°E) qu'en style (plis droits ou déversés au S), ce qui rappelle ce qui est connu dans le Conflent, au Nord de l'anticlinal de la Carança (plis « P5 » NE-SW déversés au SE, plis « P6 » WNW-ESE droits ; voir notice Prades), même si, sur la feuille Prats-de-Mollo, prédominent des plis de direction WNW-ESE (type « P6 » donc) à vergence SSW (type « P5 »). Il paraît donc justifié de regrouper tous ces plis dans une seule phase tardive D2b, qui correspond par ailleurs à la phase majeure de *doming*. Cette complexité se retrouve dans les dômes du Roc de France (feuille Arles-sur-Tech) et des Albères (feuille Argelès-Cerbère).

Dans l'unité alpine de Saint-Laurent-de-Cerdans, la série est globalement orientée NE-SW, avec un pendage variable mais toujours fort vers le NW ; elle est affectée de plis tardifs NE-SW. Dans l'unité du Vallespir, les calcaires de Valcebollère et les schistes et de Jujols sont généralement pentés vers le NW (sauf au Sud de la frontière, à cause de la tectonique alpine). On peut considérer que tous ces domaines appartiennent au flanc Sud-Est du *synclinal du Vallespir* (Guitard, 1970), vaste zone synclinale D2b NE-SW qui, avant les déformations alpines, devait séparer les deux anticlinaux hercyniens tardifs du Canigou et du Roc de France (voir notice Arles-sur-Tech et Laumonier, 2015).

Autres déformations tardives

Les plis P2c N-S à NE-SW formés en régime transpressif dextre et clairement synchrones de la fin de la mise en place des grands plutons, tel celui de Mont-Louis (voir notice Prades), n'ont pas été identifiés sur la feuille Prats-de-Mollo, notamment à proximité du pluton de Costabonne.

Un double pli N-S, très ouvert, à plongement S faible, est visible dans le secteur de Molló : *anticlinal d'Espinavell-Molló* et *synclinal du Pic des Miquelets – Pla Jugador*, séparés par la faille sur quartz de Fabert, N-S. Cette structure est hercynienne tardive (D2) ou bien finihercynienne, voire en partie alpine.

Les grandes mylonites inverses-dextres très tardives (D3), si spectaculaires sur le flanc Nord de l'anticlinal du Canigou-Carança (feuilles Prades et Céret ; Carreras *et al.*, 1980 ; Geyssant *et al.*, 1980), dans le massif du Roc de France (feuille Arles-sur-Tech) et celui des Albères (feuille Argelès-Cerbère), ne semblent pas exister sur la feuille Prats-de-Mollo.

Métamorphisme, plutonisme et évolution structurale tardive (D2)

Les métamorphismes hercyniens

Trois métamorphismes superposés ont été identifiés dans les Pyrénées orientales (Azambre et Guitard, 2001 ; Laumonier *et al.*, 2010) :

- un métamorphisme précoce M_I barrovien (MP-MT), syn-D1c, très relictuel ; il serait associé à un épaissement crustal D1 modéré ;
- un métamorphisme tardif M_{II} de HT-BP, syn-D2a, très généralement typomorphe, étroitement associé au début du plutonisme ; M_{II} enregistre, pendant D2a, une décompression prograde achevant l'exhumation D1' inter D1-D2 ; il peut perdurer pendant D2b ;
- un métamorphisme tardif M_{III} barrovien, syn-D2b-D3, généralement discret ; il a valeur de métamorphisme rétrograde.

Ce modèle est clairement polymétamorphique ; en particulier, M_I et M_{II} sont deux métamorphismes progrades séparés par un refroidissement pendant l'exhumation D1' (Laumonier *et al.*, 2010). Cependant, le métamorphisme hercynien est souvent conçu comme monophasé, pouvant débiter dans des conditions barroviennes (type M_I) puis passant à des conditions de BP-HT (type M_{II}) par baisse de pression avec ou sans élévation de la température, avant le refroidissement final (Gibson, 1991, pour le massif du Canigou ; Liesa, 1994, pour le massif du Roc de France ; Vilà *et al.*, 2007, pour le massif des Albères) (voir *infra*, discussion.)

M_I et M_{II} sont d'intensité croissante du haut vers le bas : ce sont des métamorphismes régionaux superposés, et donc difficiles à distinguer dans la mesure où la mésozone M_{II}, et en particulier la zone à biotite, a dépassé vers le haut la mésozone M_I dans la pile lithotectonique D1. Cependant, sur la feuille Prats-de-Mollo, au Sud du massif de la Carança (Guitard, 1965, 1970 ; Guitard *et al.*, 1996) et surtout dans le massif du Freser (Santanach, 1972a), le métamorphisme M_{II} est nettement moins intense que dans les autres massifs est-pyrénéens (Aston-Hospitalet, Roc de France, Albères), ce qui *a priori* laisse la possibilité de mieux caractériser le métamorphisme M_I.

Par ailleurs, les plutons (Costabonne, Saint-Laurent-de-Cerdans) ont développé un important métamorphisme de contact post-M_{II}.

Le métamorphisme M_I et la déformation D1

Dans la suprastructure, la schistosité régionale espacée S1 est à chlorite-muscovite (épizone). Dans la partie haute de l'infrastructure (S1 continue des schistes argentés), elle est d'abord à chlorite-muscovite (épizone) puis plus bas à biotite-muscovite (mésozone légère) ; dans le massif du Freser, l'isograde de la biotite, marqué par la biotitisation de la chlorite, se place une centaine de mètres au-dessus du toit des gneiss, lesquels ont donc été déformés dans le domaine de stabilité de la biotite (Santanach, 1972a ; Sebastian *et al.*, 1982). Il est cependant difficile de faire la part, dans ces associations minérales de bas degré, de ce qui correspond au métamorphisme M_I *stricto sensu* et des recristallisations M_{II}, en particulier en ce qui concerne la biotite (*cf. infra*, et discussion in Laumonier *et al.*, 2010). Sur la feuille Prats-de-Mollo, il n'a pas été décrit de disthène relique M_I comme c'est parfois le cas ailleurs.

À la fin de D1c, lors de la culmination de M_I, le toit des gneiss (zone à biotite M_I) était situé à une profondeur de ~ 17 km (4,5 kbar), pour une température d'environ 500 °C (Laumonier *et al.*, 2010), dans le Conflent (feuille Prades) ; il est clair qu'une profondeur de ~ 17 km pour le toit des gneiss implique un épaissement de la série sus-jacente, d'un facteur 2 approximativement, l'épaisseur pré-D1 étant évaluée à 8-10 km au maximum. Ayora *et al.* (1992) proposent des conditions P-T proches des valeurs précédentes : 4,6 à 6 kbar (17-

22 km) et 450-530 °C pour la schistosité S1 à chlorite-muscovite (Formation de Canaveilles vers Querlals et Setcasas).

Le métamorphisme M_{II} et la déformation D2a

Dans les métapélites ordinaires, le métamorphisme de BP-HT M_{II} se caractérise par la très classique succession prograde des isogrades + *biotite* (la biotite M_{II} étant difficile à différencier de la biotite M_I, comme il vient d'être dit), + *cordiérite* et 100 à 200 m plus bas + *andalousite*, ce qui définit les zones de la biotite-muscovite, de la cordiérite et de l'andalousite-cordiérite ; l'isograde de la sillimanite n'est pas atteint sur la feuille Prats-de-Mollo, sauf près de Mantet. La cristallinité des roches augmente rapidement à partir de l'isograde de l'andalousite (passage de schistes à biotite à des micaschistes grossiers à andalousite). Bien que globalement stratiformes, les isogrades de la cordiérite-andalousite sont cartographiquement obliques sur le toit des gneiss du Canigou-Caraça (Guitard, 1970 ; Baetens, 1989), de sorte que la base des micaschistes sus-jacents se situe, d'W en E, dans la zone de l'andalousite (Cambre d'Aze, feuille Saillagouse/Mont-Louis), de la cordiérite (haute Caraça), de la biotite (jusqu'à Costabonne), de la cordiérite (la Preste) et de l'andalousite (Nord de Prats-de-Mollo). Les micaschistes de Balatg, au Nord-Est, sont entièrement dans la zone de l'andalousite ; au contraire, les gneiss du Freser sont entièrement dans la zone de la biotite.

Dans les cipolins et surtout les gneiss à silicates calciques, une zonéographie parallèle a pu être définie (Guitard, 1970), avec notamment développement du plagioclase, de la trémolite et du microcline dans la zone à biotite, puis du diopside dans les zones à cordiérite-andalousite.

Dans les micaschistes, notamment ceux de Balatg (feuille Prades), les relations entre la schistosité à biotite-muscovite (*Sbm*) et les porphyroblastes (cordiérite et andalousite, parfois grenat, voire staurotide) sont ambiguës. Les auteurs s'accordent pour dire que la porphyroblastèse est globalement postérieure à *Sbm* et synchrone d'une déformation marquée par une vigoureuse crénulation (arcs polygonaux), voire une transposition, de *Sbm* (Gibson, 1989, et notice Prades pour le massif du Canigou-Caraça ; Lagarde, 1978, pour le massif du Roc de France). Dans la terminologie adoptée ici, *Sbm* est la schistosité S1c, et la schistosité crénulante est la S2a. À l'écart des microplis P2a, les caractéristiques de D2a (Denèle *et al.*, 2009 ; Laumonier *et al.*, 2010) impliquent un rejeu en aplatissement et/ou en cisaillement de S1, qui peut ainsi devenir une S1-2a, d'où la présence de porphyroblastes hélicitiques. Le métamorphisme M_I peut alors être totalement effacé et la schistosité S2a devient, mais localement seulement, la schistosité « régionale » dominante.

Le métamorphisme de BP-HT M_{II} peut perdurer pendant D2b : massif du Freser, où la schistosité S2b peut être à biotite (Santanach, 1972a) ; cœur du

dôme du Canigou, en relation avec le développement de la sillimanite et la mise en place du granite profond du Canigou (notice Prades). Globalement, les isogrades sont fixés avant D2b et en conséquence sont plissés lors du *doming* ; des rétro-morphoses peuvent se développer dès ce stade.

Sur le versant Nord de l'anticlinal de Carança, dans la région de Canaveilles, les conditions P-T lors de la culmination du métamorphisme M_{II}, à l'isograde de l'andalousite, ont été estimées à 2,5 kbar (9 km) et 540 °C, valeurs sans doute transposables au versant sud (à la Preste par exemple). Entre M_I et M_{II}, pendant l'exhumation D1' et *pro parte* pendant D2a, le toit des gneiss serait remonté d'environ 8 km ($\Delta P \sim 2$ kbar), passant de ~ 17 à ~ 9 km de profondeur (Laumonier *et al.*, 2010), en partie par érosion des nappes supérieures, en partie par amincissement intracrustal, homogène (aplatissement D2a) ou inhomogène (grâce à des détachements tels celui du Puigmal).

Le métamorphisme M_{III} et les déformations post-D2a

Un métamorphisme M_{III} rétrograde est connu dans les massifs les plus orientaux (voir notice Argelès-Cerbère), en relation avec les déformations tardives D2b à D3 ; M_{III} rétablit, au moins localement, des conditions barroviennes (synthèse et discussion in Laumonier *et al.*, 2010). Dans les micaschistes de Balatg (feuille Prades), M_{III} n'est reconnu que par la croissance très tardive de chloritoïde.

Le métamorphisme de contact MC

Il a été étudié en détail au Sud du granite de Costabonne (Baetens, 1989). MC se traduit par l'apparition de schistes tachetés à biotite, puis cordiérite, puis andalousite, et localement (Ouest de Plana Nera) de cornéennes à feldspath potassique ; des chlorites et surtout de grandes muscovites rétro-morphiques sont également fréquentes autour du pluton. MC se superpose clairement au métamorphisme régional M_{II}, tant cartographiquement (obliquité des isogrades de contact sur l'isograde de la cordiérite M_{II} vers la Preste) que microscopiquement (cordiérite et andalousite de contact englobent toutes les microstructures tardives). Les skarns de Costabonne, Fra Joan et Turon sont liés à ce métamorphisme de contact (voir chap. *Ressources minérales* et Pl. 2 h.-t.). Les conditions de pression, de l'ordre de 2 kbar, sont à peine inférieures à celles estimées pour ce niveau structural lors de M_{II} (de l'ordre de 2,5 kbar, *cf. supra*).

Un vigoureux métamorphisme de contact s'est également développé au Nord-Ouest du massif de Saint-Laurent-de-Cerdans (feuilles Arles-sur-Tech et Prats-de-Mollo) et du massif satellite du Puig de las Coubines, avec formation de schistes tachetés à cordiérite-andalousite, recristallisation des granulés, cornification des roches à silicates calciques du Bac de la Guilla, etc.

Le plutonisme hercynien

La feuille Prats-de-Mollo n'apporte pas d'informations particulières sur les conditions de mise en place des granitoïdes, considérés sur les feuilles voisines comme globalement synchrones des déformations tardives D2a à D2c (voir la notice Prades pour une discussion générale). Le toit de la terminaison orientale du pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans est basculé vers le NW comme la série encaissante, ce qui peut suggérer une mise en place anté-D2b (anté-*doming*), tandis que le pluton de Costabonne semble recouper toutes les structures tardives et serait donc post-*doming*, probablement syn-D2c, ce que confirme le fait que son métamorphisme de contact est clairement superposé au métamorphisme régional M_{II} de HT-BP.

Évolution tectonométamorphique (B. Le Bayon)

Le modèle d'évolution tectonométamorphique développé dans les pages précédentes implique notamment :

– *qu'il existe deux métamorphismes progrades distincts (M_I barrovien précoce, syn-D1c, et M_{II} de HT-BP tardif, syn-D2a) séparés par un refroidissement partiel du bâti lié à son exhumation (D1') ;*

– *que la schistosité régionale S_r, notamment dans les gneiss, est fondamentalement la schistosité précoce S1c, localement et partiellement transposée par la schistosité S2a dans la mésozone M_{II} profonde.*

Cependant, l'un des auteurs de la carte, Benjamin Le Bayon, propose une lecture différente des relations entre déformations et métamorphisme. C'est ce modèle alternatif qui est exposé dans les paragraphes qui suivent.

Quelles sont les structures qui représentent la déformation précoce (D1) ?

La déformation D1 est surtout observable au niveau structural supérieur (suprastructure) ; les traces de cette déformation au sein des orthogneiss du Canigou-Carança et du Freser sont absentes ou rares. Dans la suprastructure, cette phase très précoce (D1) serait marquée par le développement de mégaplis (≥ 1 km) déversés à couchés vers le SSW. Au niveau structural inférieur à moyen, le caractère aschisteux ou schisteux de la phase D1 n'est pas clair, du fait de l'intensité de la déformation D2. On observe cependant, dans les grésopélites de la formation d'Évol à l'Ouest de Nuria, une schistosité S1 discordante sur la stratification S0, et vers le bas du niveau structural supérieur, la S0 est transposée dans la S1, la S0-1 qui en résulte étant ensuite crénelée lors d'une phase D2. Le développement de la schistosité S0-1 est également très bien observable au-dessus du village de Jujols (feuille Prades), dans les calcschistes du Siluro-Dévonien, où de nombreux plis de la S0 avec schistosité de plan axial S1 sont visibles.

Conséquences de cette interprétation de D1 sur la déformation principale, régionale (D2)

La structure du massif des gneiss du Canigou est dominée par une foliation pénétrative subhorizontale qui semble se développer dans un domaine P-T équivalent au domaine des amphibolites. Cette foliation souligne la forme en dôme du massif du Canigou ; elle est en effet à pendage d'environ 40-45°S au Sud (feuille Prats-de-Mollo), d'environ 45-50°N au Nord (feuille Prades), d'environ 25°W à l'Ouest (feuille Saillagouse/Mont-Louis) et d'environ 50-60°E à l'Est du dôme (feuilles Céret et Arles-sur-Tech). Une linéation d'éirement N060°E (WSW-ENE) est associée à cette foliation principale. De nombreux critères (bandes de cisaillement C', boudinage asymétrique, clastes bêta et sigma au sein des gneiss œillés) permettent de montrer que cette déformation est accompagnée d'un cisaillement « top vers le SW ». Au sein des orthogneiss du massif du Canigou, la déformation est assez homogène, quelques petites zones mylonitiques et ultramylonitiques d'épaisseur variable mises à part. Cependant, il faut noter l'existence de deux zones mylonitiques importantes.

- L'une est localisée à la base des orthogneiss du Canigou, au contact avec les micaschistes de Balatg (vallée de la Coumelade). Cette zone mylonitique, qui montre une linéation très forte (N070°E) avec un sens de cisaillement vers le SW, avait été décrite par les auteurs partisans d'un chevauchement hercynien majeur à la base de ces orthogneiss (Lagarde, 1979 ; Soliva et al., 1989 ; Soliva, 1992). G. Guitard (1970) avait appelé « gneiss de Carança » ces orthogneiss, de par leur aspect rubané et l'abondance de filons aplitiques déformés, et de fait il n'est pas exclu que ces orthogneiss situés à la base du massif gneissique dérivent d'un faciès de bordure de type G1 ou G1-2 (intermédiaire entre G1 et G2), mais déformés d'une manière intense, ce qui les ferait ressembler aux véritables orthogneiss G1 de type Carança.

- Une autre zone mylonitique est située au toit des orthogneiss G1 de Carança, au contact des métasédiments (vallées de la Carança et de l'Orri), et d'autres leucogneiss mylonitiques sont visibles au sein de ces métasédiments (Gneiss de Bassibès, du Sud de l'Estanyol au Pic du Géant). Ces mylonites semblent montrer qu'une déformation intense, peut-être un contact tectonique, affecte la bordure Sud du massif gneissique. Cette forte déformation, très marquée dans la partie Ouest (massif de Carança), l'est beaucoup moins à l'Est (massif du Canigou), puisque les orthogneiss près de la Preste ne présentent qu'une faible déformation. Il se pourrait que la zone mylonitique observée à l'Ouest, au toit des Gneiss de Carança, se prolonge à l'Est à l'intérieur du massif gneissique, au Nord du contact avec les métasédiments.

Il paraît inévitable d'assimiler la foliation (S2) des orthogneiss du Canigou-Carança avec la foliation observée au sein des micaschistes des formations sus-jacentes. En effet, on observe un passage progressif entre la schistosité espacée

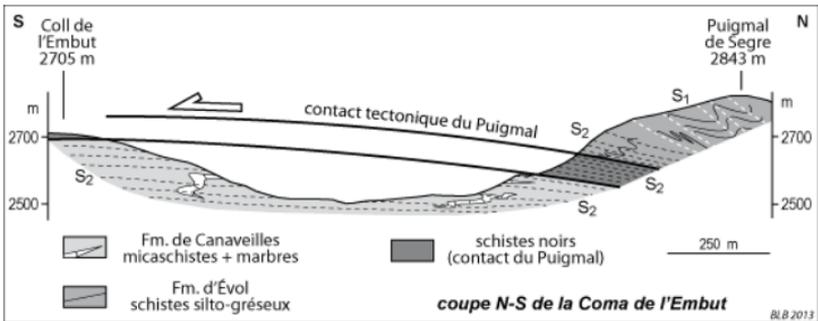


Fig. 11 - Coupe S-N de la Coma de l'Embut. Contact tectonique du Puigmal (B. Le Bayon)

Au-dessus du dôme du Freser, on peut facilement observer un contact entre les micaschistes de Canaveilles et les faciès plus grossiers (siltogréseux) de la formation d'Évol. L'absence de la Formation de Cabriils fait de ce contact un contact anormal soustractif. Ce contact anormal est facilement observable sur la rive gauche de la Coma de l'Embut, où l'on observe de bas en haut, (i) un niveau de marbres au sein de micaschistes appartenant à la Formation de Canaveilles, (ii) une zone d'environ 20-30 m d'épaisseur de micaschistes très sombres, très foliées, laminés, qui représentent la zone de contact, avant de passer au-dessus à (iii) la Formation d'Évol. La caractéristique principale est le développement d'une schistosité de crénulation (S₂) à la base de l'unité supérieure, cette crénulation affectant les plans S₀-1. La particularité intéressante de cette crénulation est qu'elle est de plus en plus intense lorsque l'on se rapproche du contact et que les plans de schistosité S₂ sont strictement parallèles à la schistosité du contact. Il semblerait que la S₂ soit strictement parallèle à la schistosité principale des gneiss de Nuria et des micaschistes/marbres de Canaveilles. Cette S₂ est contemporaine du fonctionnement du contact tectonique du Puigmal.

S2 du niveau structural supérieur (Groupe de Jujols et Siluro-Dévono-Carbonifère), la schistosité continue du niveau structural moyen (Groupe de Canaveilles p.p.) et la foliation continue des orthogneiss. Dans ce cas, si les gneiss ont été déformés ductilement pendant la phase D1, il n'en reste plus trace, la transposition ayant été complète.

Le contact tectonique du Puigmal (D2), un grand détachement participant à l'exhumation du dôme métamorphique ?

Le contact tectonique du Puigmal représenterait la véritable limite entre l'infrastructure et la suprastructure ; c'est une zone clé pour la compréhension des différentes phases de déformation. La cartographie lithostratigraphique détaillée du versant Sud du massif de Carança révèle dans les métasédiments des lacunes, des répétitions et des troncatures, qui permettent de mettre en évidence un accident tectonique majeur, interprété précédemment (Laumonier et Autran 2001) comme un chevauchement majeur, le « chevauchement du Puigmal ». Ce contact est particulièrement apparent autour du dôme du Freser, dans le secteur du Puigmal où il est subhorizontal (fig. 11). Là, le contact sépare un autochtone relatif (Unité inférieure), constitué par les orthogneiss et la base des métasédiments superposés (Formation de Canaveilles p.p.), d'une unité constituée par des termes plus récents du Paléozoïque inférieur (Unité supérieure). Il en résulte que le contact, dans sa partie Sud, présente un caractère nettement soustractif vis-à-vis de la lithostratigraphie, qui est tronquée très obliquement. Il manque 2 à 4 km de série ; cette lacune tectonique augmente du nord vers le sud. Plus au nord (Sud du massif de Carança) et vers l'est (Sud du massif du Canigou), le contact est subparallèle à la fois à S0-1 et à S2 dans les deux unités, le pli de Valcèbollère n'affectant pas ces secteurs, tout en restant soustractif relativement à S0.

Il apparaît qu'une déformation importante est localisée au contact de ces unités sur une épaisseur allant de 30 à 100 m.

L'Unité supérieure est ici affectée par un pli plurikilométrique, le pli synclinal de Valcèbollère, orienté NW-SE, en genou ou déversé vers le SW. Ce pli est un pli P1 développé pendant une déformation compressive. Une schistosité S1, discordante sur S0, est visible dans cette unité. Vers la base de cette unité, S1 transpose S0, puis la S0-1 résultante est affectée par une crénulation, qui s'intensifie vers le bas de l'unité, avec le développement d'une schistosité de crénulation S2, de plus en plus pénétrative et parallèle au contact du Puigmal.

Il apparaît également que l'Unité inférieure (Formation de Canaveilles et orthogneiss œillés) montre un style tectonométamorphique très différent de celui de l'Unité supérieure. En effet, l'Unité inférieure semble plus métamorphique, avec de vrais micaschistes à exsudats de quartz. L'Unité supérieure se trouve au maximum dans la zone à chlorite alors que l'Unité inférieure se trouve au

minimum dans la zone à biotite. Cependant certains niveaux de marbres montrent des plis (P1) et des zones de cisaillements qui se trouvent plus ou moins transposés dans la schistosité S2 et qui pourraient être contemporain de la déformation D1.

D'un point de vue cinématique, autour du dôme de Núria, le contact du Puigmal correspond à une bande phyllonitique de quelques mètres d'épaisseur; dans et à proximité de laquelle se concentrent des microstructures ductiles à ductiles-fragiles : microplis d'entraînement parfois à schistosité de plan axial, lentilles tectoniques, lentilles de quartz d'exsudation plissées, plan C', fractures hydrauliques dans les lits gréseux, etc. Toutes ces microstructures indiquent un déplacement « top vers le sud ».

Vers le NE et le SE, le contact du Puigmal est masqué par les chevauchements alpins et l'appartenance des terrains des diverses unités alpines à l'Unité supérieure du Puigmal ou à son autochtone relatif n'est pas toujours facile à déterminer. Partout et à toutes les échelles, le contact est plissé par les plis tardifs P3.

Le contact du Puigmal a été précédemment interprété par B. Laumonier et A. Autran (2001) comme étant un chevauchement hercynien majeur. Les principales caractéristiques de ce contact faites par ces auteurs rejoignent les descriptions faites ci-dessus, mais l'interprétation des structures observées peut être discutée. En effet, ce contact pourrait être un détachement, structure extensive qui participerait à l'exhumation du dôme gneissique du Canigou.

Remarques sur la relation entre structure et métamorphisme

Selon B. Laumonier, (fig. 9) la foliation principale, régionale (Sr), ne serait pas en relation avec le métamorphisme régional de HT-BP. Pourtant, les études pétrographiques menées sur les micaschistes de Balatg, de St-Guillem et de la bordure Sud du Canigou, montrent que les paragenèses de HT-BP à biotite-andalousite-staurotide de ces micaschistes sont contemporaines de la foliation régionale (S2). Les études de lame mince concernant les micaschistes en bordures des gneiss du Canigou, aussi bien au sein (Septum de St-Guillem), qu'au toit (vallée de la Parcigoule) et au plancher (Micaschistes de Balatg) de ces orthogneiss, montrent qu'une foliation S1 est crénelée à l'extrême, donnant naissance à une foliation majeure (foliation principale, régionale Sr) plan axial des plis de crénelation, ce qui confère une texture assez particulière à ces micaschistes. Il semblerait que cette S1 est également préservée au sein de grenats relictuels qui montrent une schistosité antérieure marquée par l'alignement de grains de quartz et de zoïsite en sigmoïde, qui témoigne d'une déformation et d'une rotation de ces grains de grenat pendant la déformation principale. Des zones de déformation intense ont également été observées, notamment dans les micaschistes de Canaveilles situés juste sur le toit des

orthogneiss du Canigou (Vallée de la Parcigoule), et il s'avère que ces micaschistes montrent des bandes de cisaillement à chlorite de plus en plus pénétratives lorsque l'on se rapproche du contact. Cela permet de dire que la foliation régionale Sr se développe bien durant une phase rétrograde depuis la zone à andalousite, jusqu'à la zone à biotite et chlorite. Ce qui pourrait être un argument en faveur de la déformation extensive durant la phase D2 (fig. 12).

Période finihercynienne (Stéphanien-Autunien)

Molasses stéphano-autuniennes et tectonique décronormale

Les molasses volcanosédimentaires stéphano-autuniennes de la bordure Sud de la ZA reposent en discordance sur le Dévono-Carbonifère déformé de l'unité alpine du Ripollès. Elles sont associées à une tectonique transtensive (failles décronormales à regard N, hémi-grabens, etc.). Elles sont bien datées du Stéphanien C et de l'Autunien et débuteraient donc dès 304 Ma environ pour se poursuivre au-delà de 300 Ma, selon les données les plus récentes (Pereira *et al.*, 2014 ; Laumonier *et al.*, 2014). De manière tout à fait remarquable, ces molasses seraient donc synchrones d'une partie des déformations hercyniennes tardives compressives/transpressives (D2b-c et D3) et de la phase majeure de mise en place des plutons (~ 305-299 Ma). Les relations spatiales entre transpression et transtension vers 300 Ma ne sont pas claires (partition de la déformation, avec transpression au Nord et à l'Est de la ZA orientale, et transtension au Sud-Ouest, la feuille Prats-de-Mollo appartenant alors au second domaine ?). Ce synchronisme obligerait également à reconsidérer les relations entre le plutonisme dit « tardihercynien » et le volcanisme dit « finihercynien », en termes peut-être de plutonovolcanisme (voir chap. *Synthèse géodynamique*).

Les failles normales sur quartz

Présentation

Il existe une génération de failles normales à rejet plurihectométrique, voire kilométrique (Bonabosc, sur la feuille Arles-sur-Tech), de direction moyenne E-W (N070-110°E) et de pendage presque toujours N et assez fort (50-70°, typiquement). Certaines - mais pas toutes, ou pas sur toute leur longueur - sont clairement superposées à des filons de quartz (voir chap. *Description des terrains*), notamment aux plus gros d'entre eux, d'où l'appellation « *failles normales sur quartz* » utilisée ici pour les dénommer, sans trop préjuger donc de la relation génétique éventuelle entre filons et failles ; par ailleurs, quelques failles normales sans quartz sont probablement de la même famille (faille de la Preste par exemple) et certains filons de quartz ne correspondent pas - ou pas de manière évidente - à des failles normales (Falguerosa, p. ex.).

	INFRASTRUCTURE				SUPRASTRUCTURE		INTERPRÉ- TATION
	âges (Ma)	structures	métamor- phisme	magmatisme	structures	métamor- phisme	
D4	305-300	mylonites		plutons calco-alcalins (Costabonne...)	mylonites		transpression
D3	305	crénulation de la foliation régionale, plis droits			plis droits à déversés kilométriques		doming
D2(b)	305	zones de cisaillement mylonitiques parallèles à S2a (déformation localisée)	schistes verts (chlorite)	granites peralumineux	détachement du Puigmal	conditions épi- métamorph.	déformation principale, cisaillement vers le SW pendant l'exhumation des gneiss du Canigou, extension (transension ?)
D2(a)	310	foliation régionale subhorizontale, étirement NE-SW et cisaillement haut vers le SW	chute de température amphibolite HT-BP		plis avec schistosité de plan axial		
D1	330- 340 ?	?	disthène MT-MP ?		plis couchés chevauchements	non métamorph.	convergence N-S
pré- varisque	475		contact	laccolites granitiques			

BLB 2013

Fig. 12 - Corrélations des déformations, du métamorphisme et du magmatisme dans l'infrastructure et la suprastructure (B. Le Bayon)

La figure 13 en donne la répartition pour le massif du Canigou-Carança et l'Ouest du massif du Roc de France. Il apparaît qu'il est possible, plus ou moins facilement, de définir des bandes de déformation traçables sur 15 à 50 km, larges de 2 à 3 km et espacées de 3 à 5 km, quatre dans le premier massif (I-IV) - cependant, la correspondance entre les bandes situées de part et d'autre de la faille néogène de Fillols-Py-Mantet-Setcasas n'est pas parfaite -, deux autres dans le second (V-VI). Leur continuité est plus ou moins perturbée ou interrompue par la zone de faille néogène qui coupe le massif en deux (failles de Py-Fillols, de la Porteille de Mantet et de Setcasas) ou limitent au Nord-Ouest le massif de Carança (faille de la Têt) et le massif du Roc de France (faille du Tech).

Les principales failles normales sur quartz des massifs de Carança et du Canigou sont, du N vers le S et d'W en E :

- bande I : *failles de Prats-Balaguer, de Dona Pa* et (?) *de l'Orry* ; bande I' : *failles de Saint-Martin-du-Canigou, de Bonne Aigue, de Balatg* ;
- bande II : *failles des Roques Blanques, du Coll Mitja* ; bande II' : *failles de Matte Vert, de la Coumelade* ;
- bande III : *failles de Llo* (inversée à l'Alpin), *de Carança, de Bassibès, de l'Esquena d'Ase* ; bande III' : *faille des Esqueredes de Rotja ; failles de Léca, de la Tour de Batère* ;
- bande IV : *failles de Finestrelles, de Cap de Port* et (?) *de la Vache* ; bande IV' : *failles de Carboner, de la Preste, du Puig Fabre, du Mas Sobraques, de Montferrer, de Bonabosc.*

Dans le massif du Roc de France, les deux bandes de failles normales sur quartz, d'orientation N110-120°E, sont :

- la bande V, avec la *faille du Mas Montner*, inversée à l'Alpin (*cf. infra*) ;
- la bande VI, avec les *failles du Puig de las Coubines* et *de Falgos*, à rejeu normal alpin.

D'autres failles normales peuvent être rattachées à cette famille, malgré une orientation différente, comme par exemple la petite *faille de Fabert*, N-S, et surtout la grande faille de Py-Fillols (feuille Prades), N060°E et à regard NW. Bien que principalement néogène, la *faille de Py-Fillols* est près de Castell superposée au très gros filon de quartz de même nom et dérive donc d'une faille sur quartz ; très polyphasée, elle a probablement un jeu décrochant senestre alpin (*cf. infra*).

Au toit - c'est-à-dire au Nord - des failles de Carança – Esquena d'Ase (bande III) et de la Preste – Bonabosc (bande IV'), gneiss et micaschistes sont ployés synclinalement sur quelques centaines de mètres de large, ce qui explique certaines occurrences de micaschistes à la bordure Sud des massifs gneissiques de la Carança (*Bassibès – Pic de la Dona* ; Pl. 1 h.-t.) et du Canigou (*Casanova*

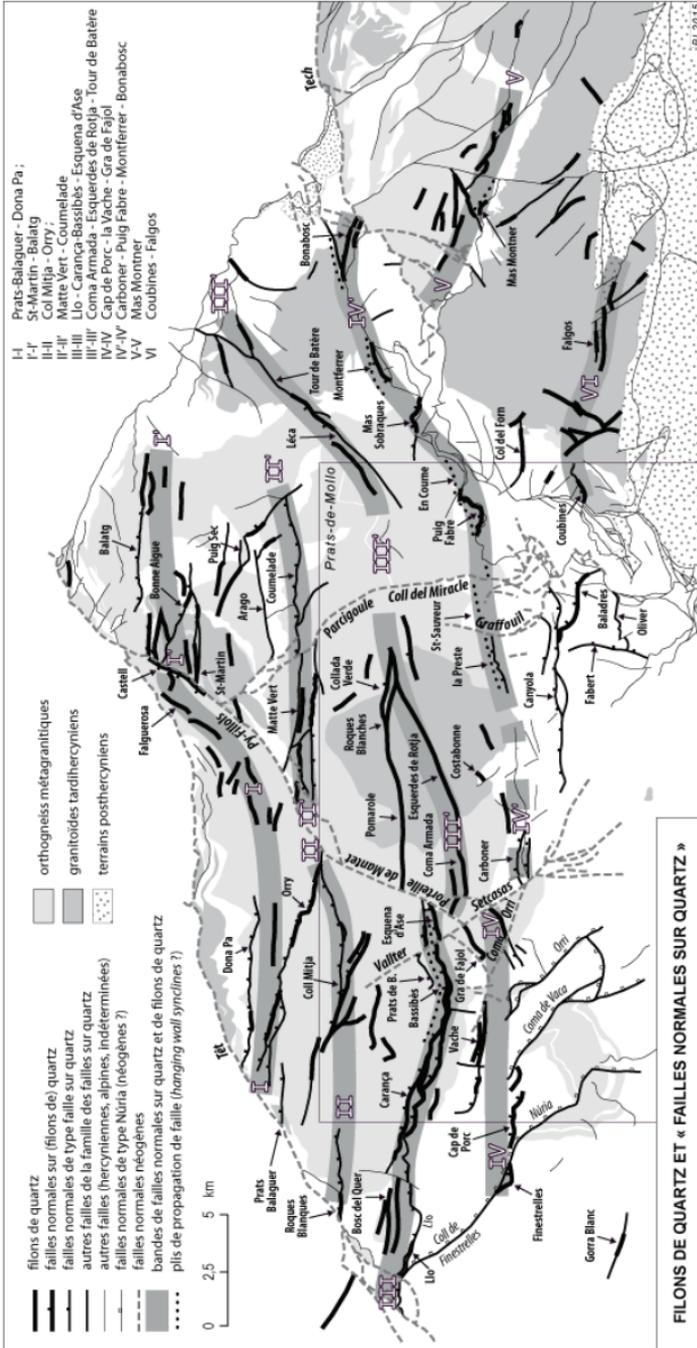


Fig. 13 - « Failles normales sur quartz » et filons de quartz

Figure établie d'après les cartes géologiques à 1/50 000, légèrement modifiées et complétées.

de la Figuera – Veïnât d'En Coume) ; le repli synclinal de Saint-Sauveur, sans faille bien identifiée, est probablement de même origine. Ces synclinaux peuvent être des plis de type *hanging wall synclines*, si les failles normales sont listriques et s'horizontalisent en profondeur, ce qui expliquerait bien la manière dont certaines sont inversées à l'Alpin (*cf. infra*), ou bien sont peut-être de simples plis de propagation de faille. Dans le secteur du Cambre d'Aze (feuille Saillagouse/Mont-Louis), il est difficile de différencier ce type de pli des plis P2b.

Le quartz des failles sur quartz (notamment aux Esquerdes de Rotja et à Castell ; Ayora et Casas, 1983 ; Casas, 1984) présente une déformation mylonitique notable, à caractère extensif, avec généralement une cinématique de type faille normale.

Discussion

La fréquente association et le parallélisme des gros filons de quartz et des failles normales suggèrent que la mise en place des filons et le fonctionnement des failles sont synchrones, auquel cas la mylonitisation affectant le quartz serait syntectonique ; toutefois cela resterait à confirmer par une étude spécifique. Il paraît possible d'attribuer à cet événement tectonohydrothermal un âge permien (autunien). Dans ce cas, les failles traduiraient, dans le socle, la tectonique extensive liée à la formation des hémigrabens dont le remplissage correspond aux molasses finihercyniennes conservées en bordure Sud de la ZA (*cf. supra*) ; cette hypothèse, la plus conservatrice, a été retenue sur les schémas structuraux. Mais selon une autre hypothèse, difficile à invalider actuellement, les failles normales pourraient être largement postérieures aux filons de quartz et être, par exemple, liées à la tectonique extensive/transensive « médiocrétacée » et donc à la formation de bassins très subsidents tels ceux conservés dans la ZNP ou bien transportés depuis la ZA jusque dans la ZSP (Laumonier, 2015). Quoiqu'il en soit, l'interprétation de ce champ filonien majeur et de la mégafracturation de la croûte supérieure que ce dispositif matérialise reste à faire.

Par ailleurs, il existe une famille de failles normales NW-SE à regard NE (failles du Col de Finestrelles – Núria, de la Coma de Vaca et de l'Orri) qui coupent le massif du Freser et qui ne sont pas associées à des filons de quartz (la faille sur quartz E-W de Finestrelles est même recoupée par la faille de Núria), et leur âge - préalpin et/ou néogène - est incertain (*cf. infra*).

ÉVOLUTION ALPINE

La feuille Prats-de-Mollo (fig. 14) appartient à la partie ibérique de la chaîne pyrénéenne, c'est-à-dire au domaine situé au Sud de la Faille nord-pyrénéenne (FNP). Elle est à cheval sur la Zone axiale (ZA), essentiellement constituée de

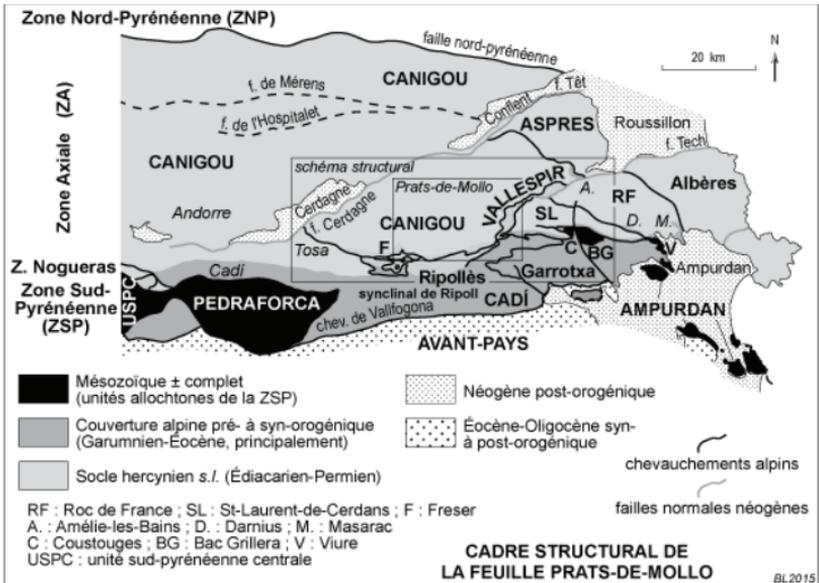


Fig. 14 - Le cadre structural alpin de la feuille Prats-de-Mollo

Une grande partie de la feuille Prats-de-Mollo est localisée dans la Zone axiale (ZA), à dominante de terrains relevant du cycle hercynien, seul l'angle sud-est appartient à la Zone sud-pyrénéenne (ZSP), à dominante de terrains cénozoïques formant la couverture alpine des terrains hercyniens. Du point de vue de la structure alpine, elle est très complémentaire de la feuille Artes-sur-Tech, située juste à l'Est.

terrains du socle hercynien, large de 40 à 50 km, et sur la Zone sud-pyrénéenne (ZSP), beaucoup plus étroite (10-20 km) que dans les Pyrénées centrales. La ZSP est principalement formée de terrains de couverture alpine méso-cénozoïques, dont certains sont franchement allochtones (klippes de Coustouges et de Bac Grillera à l'Est, grande unité de la Pedraforca à l'Ouest).

À l'exception des failles normales néogènes ou supposées telles, les structures posthercyniennes majeures visibles sur la feuille Prats-de-Mollo sont pour l'essentiel des chevauchements visibles tant dans le socle hercynien de la ZA que dans la couverture alpine de la ZSP, et qui résultent de la tectonique tangentielle alpine, particulièrement complexe. Le stade orogénique majeur est d'âge éocène (*phase pyrénéenne*) ; il est précédé, au Crétacé supérieur - Garumnien, par un stade orogénique précoce (*phase laramienne*). L'orogénèse alpine succède à une longue et complexe période préorogénique allant du Trias à la première moitié du Crétacé supérieur, mais qui est très peu perceptible sur la feuille Prats-de-Mollo.

Dans les paragraphes qui suivent, il sera principalement question de l'évolution tectonique du domaine couvert par la feuille Prats-de-Mollo et la partie occidentale de celle d'Arles-sur-tech (voir *Schéma structural Alpin*). Pour des discussions et des développements plus détaillés, voir Laumonier (2015). Quelques considérations plus générales sur la géodynamique alpine seront avancées dans le chapitre Synthèse géodynamique régionale.

Étape préorogénique (Mésozoïque - Crétacé supérieur *p.p.*)

Dans le domaine étudié, le Mésozoïque antérieur au Santonien supérieur, souvent très incomplet (Trias-Lias seulement), n'est connu que dans les petites klippes de la ZSP, dans le « bassin » d'Amélie-les-Bains (où il repose directement sur le socle de l'unité du Canigou) et au Sud-Est (feuille La Jonquera) dans le petit « bassin » de Masarach, posé sur le socle de l'unité du Roc de France. Faute de terrains de cet âge sur la feuille Prats-de-Mollo, il est très difficile de mettre en évidence une quelconque évolution structurale, notamment au Crétacé inférieur-moyen, période pendant laquelle la plaque ibérique se déplace de manière complexe par rapport à la plaque européenne (écartement, décrochement senestre, rotation). Rappelons qu'il est possible que les failles normales superposées aux grands filons de quartz, considérées comme permienes, puissent être médiocrétacées et liées à la formation de bassins sédimentaires de cet âge (*cf. supra*).

Étape orogénique précoce (Crétacé supérieur *p.p.* - Garumnien)

On peut dater du Santonien (~ 85 Ma) le début de la tectonique compressive alpine dans les Pyrénées orientales. Quand elle existe, la séquence marine d'âge santonien supérieur à maastrichtien repose en discordance sur le Trias ou le Lias (klippes de Coustouges et de Bac Grillera, « bassin » d'Amélie-les-Bains) ou sur un Crétacé marin plus ancien (klippe de la Pedraforca). Ailleurs, c'est-à-dire dans la plus grande partie du domaine étudié, c'est avec le Garumnien que débute la séquence synorogénique précoce. Ce Garumnien repose en discordance majeure sur le Stéphanien-Permien ou le Dévono-Carbonifère dans l'unité du Ripollès, ou directement sur un socle plus profond, soit l'Ordovicien supérieur dans l'unité du Vallespir, soit la Formation de Canaveilles et les granitoïdes finihercyniens dans les unités du Roc de France et de Saint-Laurent-de-Cerdans, ainsi que dans les culminations de la Garrotxa. Il n'est pas possible de dater précisément l'érosion à l'origine dans cette spectaculaire discordance infragarumnienne : elle peut être intramaastrichtienne et donc relever de l'étape orogénique précoce, ou bien plus ancienne, antésantonienne. Des déformations compressives antégarumniennes sont connues dans les klippes de la Pedraforca et de Bac Grillera ; il est impossible, si tant est qu'elles existent, de les séparer des déformations éocènes dans la ZA : rejeu des grandes failles de l'Hospitalet et de Mérens, inversion de certaines failles normales sur quartz (Laumonier, 2015) ?

Globalement, le Garumnien (~ 67-56 Ma) semble correspondre à une période de relative quiescence tectonique (voir la notice Arles-sur-Tech pour plus de détails).

Étape orogénique majeure (Éocène)

C'est pour l'essentiel à l'Éocène, entre ~ 56 et ~ 35 Ma, que se construit dans les Pyrénées orientales le *prisme orogénique sud-pyrénéen*, entre la FNP et l'avant-pays méridional plus ou moins déformé, et qui va maintenant être décrit en détail.

Il est important de souligner que la ZSP est remarquable pour l'excellente conservation de la *série synorogénique éocène*. Cette série s'est déposée dans un bassin d'avant-pays, d'abord marin jusqu'au Lutétien moyen, continental ensuite, migrant vers le S en réponse à la tectonisation progressive des domaines situés plus au Nord. Les relations entre cette sédimentation et les structures alpines permettent de dater les stades majeurs de la tectonique : jeu des chevauchements alpins dans la couverture et donc dans le socle, failles normales synsédimentaires dont l'inversion est liée aux culminations anticlinales de la Garrotxa (*cf. infra* et notice Arles-sur-Tech).

La structure alpine : généralités

La structure alpine de la région, et en particulier les relations entre les chevauchements de la ZA et ceux de la ZSP, sont complexes et ont été beaucoup décrites (p. ex. : Séguret et Vergely, 1969 ; Séguret, 1972 ; Abril Hurtado, 1972 ; Robert, 1980 ; Muñoz, 1985 ; Muñoz *et al.*, 1983, 1986 ; Fontboté *et al.*, 1986 ; Laumonier et Baetens, 1986 ; Laumonier, 1987 ; Clavell *et al.*, 1988 ; Martínez *et al.*, 1989, 1996, 1997 ; Vergés, 1993 ; Muñoz *et al.*, 1994 ; Vergés *et al.*, 1995, 2002 ; Muñoz, 2002 ; Druguet *et al.*, 2008 ; notices des cartes au 1/50 000 espagnoles, la plupart publiées en 1994).

Le modèle structural proposé dans cette notice, encore discuté (voir notice Arles-sur-Tech et Laumonier, 2015), diffère sur plusieurs points importants, comme on le verra dans les paragraphes suivants, des modèles antérieurement proposés, en particulier par les auteurs catalans.

Dans les Pyrénées centro-orientales, on distinguera, comme il est classique (fig. 15 et 16) :

– la **Zone axiale** (ZA), encore appelée Haute Chaîne Primaire, formée presque exclusivement de socle hercynien ; dans la région étudiée, la structure tectonique de la ZA est spécialement complexe, avec plusieurs chevauchements majeurs à vergence S, quatre à l'Est, soit de haut en bas et globalement du N vers le S, les **chevauchements des Aspres** (feuille Céret), **du Canigou, du Vallespir et du Roc de France** ; et trois au Sud, soit de haut en bas, les **chevauchements de Planoles, du Ripollès et du Freser**. Ces chevauchements définissent autant d'unités du même nom ; le chevauchement basal des unités les plus profondes (**unités de Saint-Laurent-de-Cerdans** à l'Est et **de Ribes de Freser** au Sud-Ouest) n'est pas affleurant ;

– la **Zone sud-pyrénéenne** (ZSP), principalement constituée de couverture alpine finicrétacée à paléogène (série du Cadí) surmontée d'unités allochtones à série mésozoïque plus ou moins complète, soit d'W en E, les **klippes de la Pedraforca, de Coustouges, de Bac Grillera et de Viure** ; l'**unité de Figueres-Montgri** ou **nappe de l'Ampurdan** ; la ZSP est elle-même largement allochtone (nappe de Cadí des auteurs catalans ; cf. *infra*) et elle est limitée au Sud par le **chevauchement de Vallfogona**, chevauchement frontal sud-pyrénéen qui la sépare de l'**avant-pays ibérique (bassin de l'Èbre)** plus ou moins déformé (feuilles Ripoll et Olot).

La **limite entre la ZA et la ZSP** est de nature différente selon les secteurs :

– à l'Ouest (massif du Cadí, jusqu'au Freser), la couverture (Garumnien-Éocène : **Cadí I**) de la ZSP repose en parfaite continuité structurale sur le socle de la ZA (Dévono-Carbonifère du massif de la Tosa et son tégument stéphano-permien) ; cet ensemble, dénommé ici **unité du Ripollès**, correspond *pro parte* à la **nappe du Cadí** des auteurs catalans (Muñoz, 1985 ; Muñoz *et al.*, 1986 ; Fontboté *et al.*, 1986 ; Clavell *et al.*, 1988) ;

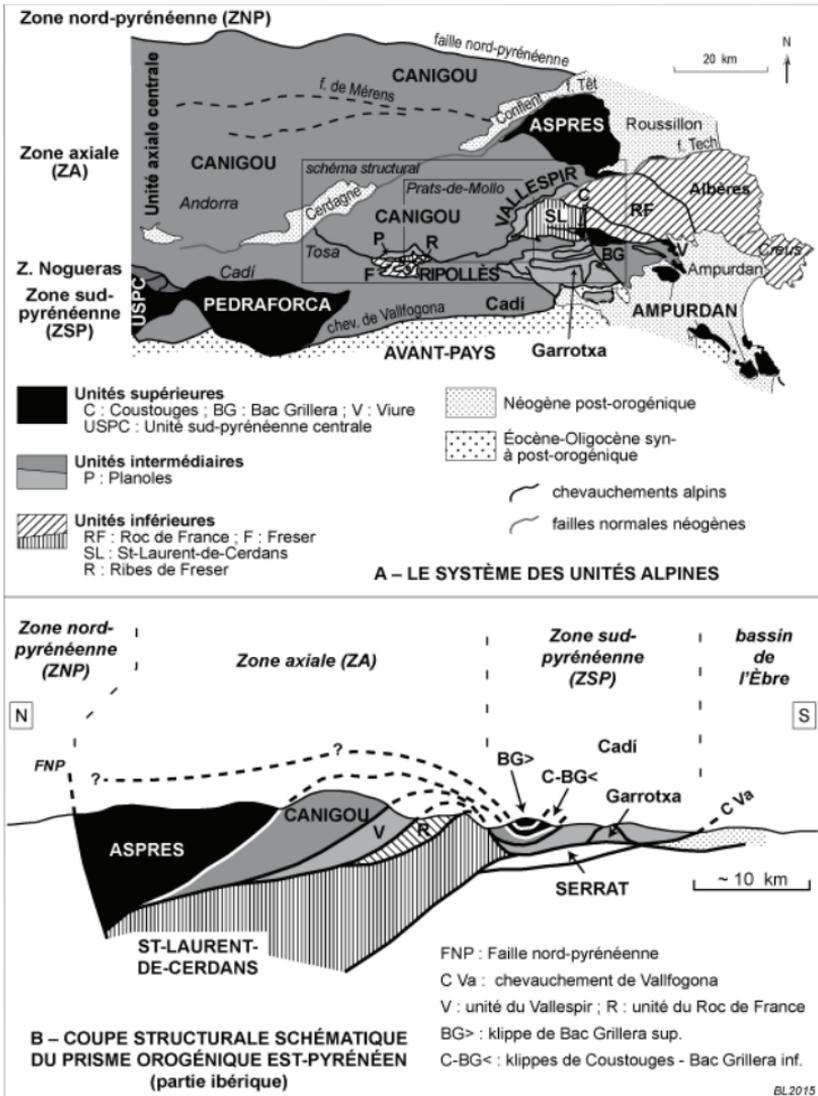


Fig. 15 - Le système des unités alpines supérieures, intermédiaires et inférieures des Pyrénées sud-orientales. A - Schéma structural. B - Coupe structurale schématique

La coupe N-S, particulièrement complexe, est localisée sur la feuille Arles-sur-Tech. La structure se simplifie quelque peu vers l'W, sur la feuille Prats-de-Mollo : les unités supérieures ne sont pas visibles ou n'existent plus, l'unité du Vallespir est remplacée latéralement par la petite unité de Planoles ; l'unité du Roc de France trouve son équivalent dans le duplex du Freser, et l'unité de Saint-Laurent-de-Cerdans dans celle de Ribes de Freser ; l'unité de Serrat n'est pas connue (discussion dans le texte).

– au centre et surtout à l'Est, la couverture de la ZSP (la série du Cadí), qui fait également partie de la **nappe du Cadí**, est vigoureusement décollée du socle de la ZA ; le décollement, à valeur de chevauchement à vergence S, est intra-Garumnien ou bien se situe entre le Garumnien et la série éocène (voir *feuille Arles-sur-Tech*) ; dans l'interprétation proposée ici, la partie orientale de la série du Cadí (**Cadí 2** et **Cadí 3-4**) peut être rattachée aux unités du Canigou et du Vallespir ; pour certains auteurs cependant (Martínez *et al.*, 1989), la série du Cadí n'est pas désolidarisée du socle de la ZA dans ce secteur.

La limite entre la ZA (socle) et la ZSP (couverture) est donc avant tout une limite d'érosion, conséquence du soulèvement de la ZA dont la couverture a presque totalement disparu, relativement à la ZSP où elle est largement préservée. Ce mouvement vertical différentiel se réalise, non pas par faille comme c'est le cas entre la ZA et la ZNP (il n'existe pas de « Faille sud-pyrénéenne »), mais par une **flexure bordière**, sorte de pli en genou à regard S plus ou moins marqué, d'amplitude plurikilométrique. Elle se décompose en un **anticlinal bordier** en limite Sud de la ZA (**anticlinal du Freser** au Sud-Ouest, **anticlinal de Lamanère-Coustouges** à l'Est) et un **synclinal bordier** dans la ZSP, au cœur duquel sont conservées les klipptes de la ZSP, de la Pedraforca à celle de Viure (**synclinal de Ripoll** à l'Ouest ; **synclinaux de Beget-Monars** et **de Falgos-Boadella** à l'Est, entre les culminations de la Garrotxa et l'anticlinal de Lamanère-Coustouges). La flexure bordière est unanimement interprétée comme le pli de rampe frontale lié à la mise en place des unités structurales les plus profondes du prisme tectonique sud-pyrénéen (unité de Ribes de Freser au Sud, unité de Saint-Laurent-de-Cerdans à l'Est). Elle plisse l'ensemble des chevauchements visibles, qui sont basculés au S : c'est donc un trait structural très tardif, les chevauchements profonds non affleurants étant plus jeunes que les chevauchements affleurants. La distinction entre ZA et ZSP n'est donc pas *a priori* essentielle pour l'analyse des structures chevauchantes majeures affleurantes. On reviendra plus loin sur la flexure bordière.

Par commodité, car bien évidemment tous les chevauchements alpins affectent à la fois le socle hercynien et la couverture alpine, les unités tectoniques alpines, telles qu'elles affleurent, peuvent être réparties en trois ensembles, soit de haut en bas (fig. 15) :

– des **unités supérieures** : unité des Aspres (socle de la ZA) ; klipptes de Coustouges, de Bac Grillera et de Viure, unité de la Pedraforca (terminaison orientale de la vaste Unité sud-pyrénéenne centrale), nappe de l'Ampurdan (couverture de la ZSP) ;

– des **unités intermédiaires**, constituées à la fois de socle de la ZA et de couverture de la ZSP ; de haut en bas : unités du Canigou et du Ripollès (ZA) ; unités du Vallespir et de Planoles (ZA) ; des unités du Cadí 1-2 et du Cadí 3-4 (ZSP) ;

– des *unités inférieures* (= autochtone relatif des précédentes), essentiellement formées de socle de la ZA : de haut en bas : unité du Roc de France – Albères et de Saint-Laurent-de-Cerdans ; duplex du Freser et unité de Ribes de Freser ; unité de Serrat, entièrement cachée.

On verra également l'intérêt de réunir les unités du Canigou - Ripollès - Cadi 1-2 en une *nappe du Canigou-Ripollès*, et celles du Vallespir - Planoles - Cadi 3-4 en une *nappe du Vallespir*, ces deux nappes constituant une nappe intermédiaire majeure, la *nappe du Canigou*, élément structural majeur des Pyrénées sud-orientales.

À l'Est, les unités du Roc de France – Albères et de Saint-Laurent-de-Cerdans affleurent dans une vaste fenêtre tectonique, la *fenêtre des Albères*, qui résulte du soulèvement des massifs orientaux, responsable de l'érosion des unités du Vallespir, du Canigou et des Aspres dans ce domaine. Ce soulèvement a une double origine : il est en partie lié à la flexure bordière, comme il a été dit plus haut ; mais il est aussi la conséquence d'un relèvement et d'un basculement général vers le S associé à la *faille du Tech*, faille normale néogène à regard N. De la même manière, les culminations anticlinales de la Garrotxa (Cadi 4) apparaissent en fenêtre sous l'unité intermédiaire du Cadi 3. Les unités du Freser et de Ribes de Freser affleurent dans la fenêtre tectonique du Freser, cette fenêtre étant largement due à la profonde entaille érosive de la vallée du Freser et de ses affluents (Rigard et Segadell), au travers de l'anticlinal bordier (anticlinal du Freser).

D'autres traits structuraux, liés à la géométrie des chevauchements profonds et/ou à l'héritage structural préalpin, méritent d'être soulignés :

– dans la région de Camprodon, la flexure bordière (et donc la limite ZA-ZSP) qui dans l'ensemble est E-W, devient ENE-WSW ; de l'W vers l'E, elle est ainsi décalée vers le N d'une dizaine de kilomètres ; dans cette région, on passe d'un système chevauchant E-W relativement cylindrique à l'Ouest, à un système losangique NW-SE et ENE-WSW à l'Est ;

– le haut Vallespir est une zone NNE-SSW à valeur *pro parte* de rampe oblique pour le chevauchement du Vallespir et peut-être celui du Canigou, l'unité du Vallespir s'amincissant rapidement vers l'W ;

– il existe une zone structurellement haute, N-S, au niveau de l'unité de Saint-Laurent-de-Cerdans et de la zone de la Garrotxa ; ce domaine sur lequel semblent se mouler les chevauchements alpins (Canigou-Vallespir à l'Ouest et au Nord-Ouest ; Roc de France au Nord-Est) est encadré par la rampe oblique du haut Vallespir et la faille - rampe latérale dextre - du Puig del Torn – Albany ; ce dispositif est en partie hérité d'une zone paléogéographiquement haute finicrétacée où la couverture alpine prégarummiennne est absente, et est également la conséquence de l'existence de l'*unité profonde de Serrat*.

Par souci de clarté, on présentera d'abord les chevauchements alpins, c'est-à-dire le découpage structural, puis les structures alpines des unités ainsi délimitées. On traitera principalement de la ZA, la ZSP étant évoquée surtout à travers ses relations avec la ZA.

Les chevauchements alpins

Le prisme tectonique sud-pyrénéen est formé par l'empilement du N vers le S d'unités chevauchantes, les plus élevées étant généralement les plus anciennes, selon le modèle classique des chevauchements *en séquence* ; mais des jeux ou des rejeux *hors séquence* sont également perceptibles. La structure n'est pas cylindrique. Elle est compliquée par l'existence de branchements (*branch lines*) de chevauchements, vers l'arrière (Nord), vers l'avant (Sud) ou latéralement (Ouest ou Est), ce qui fait que certaines unités ont une extension limitée et se relaient latéralement, ou encore qu'elles se présentent comme des écailles de grande taille interprétables comme des structures de type duplex. En conséquence, le déplacement sur un chevauchement se partitionne lorsqu'il se dédouble. D'autre part, il existe un système complexe de plats (paliers) et de rampes, en particulier lorsque des chevauchements modérément pentés (rampes) dans le socle passent vers le S (rampes frontales) à des plats (paliers) subhorizontaux dans la couverture ; il en résulte alors des plis de rampe frontale, le plus important de tous étant la flexure bordière. Enfin, l'influence des structures antéalpines peut être forte, notamment lorsque des failles normales préexistantes ont été inversées en failles inverses ou chevauchantes. C'est en partie à cet héritage préalpin qu'est dû le découpage losangique qui caractérise la structure alpine du socle de la ZA dans la partie la plus orientale de la chaîne, à l'Est du méridien de Camprodon, dans le Vallespir au sens large du terme (Fontboté et Guitard, 1958).

Le chevauchement des Aspres

Le *chevauchement des Aspres* (anciennement, chevauchement d'Amélie-les-Bains ; voir feuilles Céret et Arles-sur-Tech), NW-SE, porte en direction du SSSW le socle de l'unité des Aspres sur le socle de l'unité du Canigou et son lambeau de couverture alpine, le « bassin » d'Amélie-les-Bains. Il présente un pendage NE modéré à fort, mais qui devait être assez faible avant les déformations alpines plus jeunes et les déformations néogènes. Il est recoupé par la faille néogène du Tech, ce qui explique son apparente disparition au Sud de cette faille. Ce chevauchement est postgarumnien. Ses relations avec les klipptes de la ZSP sont évoquées plus loin.

Le chevauchement du Canigou

Un contact chevauchant limitant au Sud l'unité du Canigou-Planoles se suit quasiment en continu sur près de 75 km depuis la faille du Tech, près d'Arles-

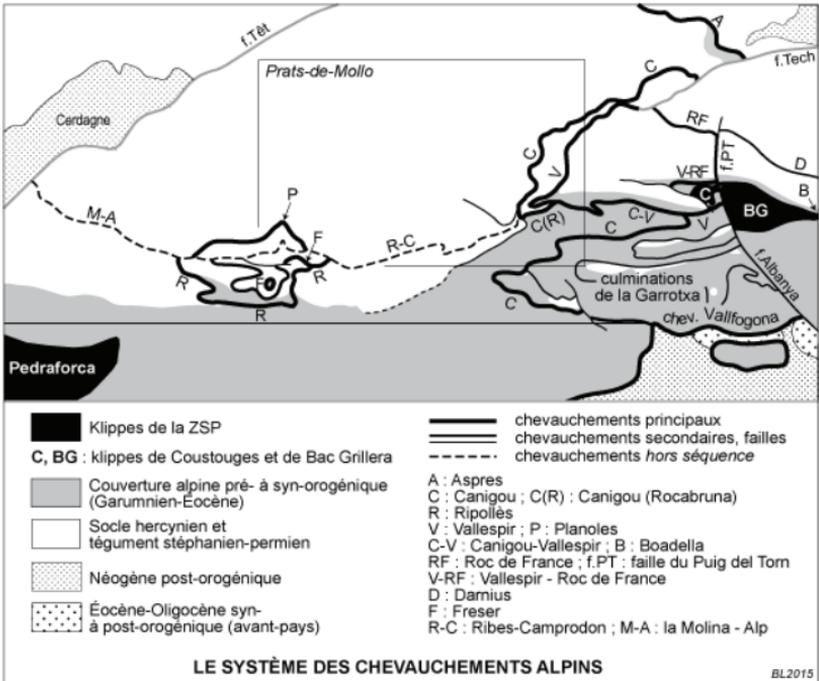


Fig. 16 - Le système des chevauchements alpins : interprétation

Cette figure synthétise et interprète les chevauchements figurés sur le schéma structural Alpin. Il faut en particulier noter l'équivalence entre les chevauchements du Canigou, du Ripollès, de Rocabruna et de Monars, qui forment la base de l'unité du Canigou *s.l.* (discussion dans le texte).

sur-Tech, jusqu'à la faille de Cerdagne, près d'Alp. On peut distinguer trois segments d'égale longueur (environ 25 km chacun), soit d'E en W :

- le **chevauchement du Canigou** à l'Est, d'Arles-sur-Tech à Rocabruna ;
- le **chevauchement de Ribes-Camprodon** au centre, de Rocabruna à la fenêtre du Freser ;
- le **chevauchement de la Molina – Alp** à l'Ouest, de la fenêtre du Freser à la Cerdagne.

La continuité de ce très long contact ne doit pas masquer le fait que les trois segments ont des significations sensiblement différentes, le premier - le chevauchement du Canigou - étant de loin le plus important ; les deux autres résultent, dans une large mesure, d'une reprise hors séquence du premier (*cf. infra*).

Le **chevauchement du Canigou** est en moyenne orienté NE-SW avec un pendage NW faible (20-25°) d'Arles-sur-Tech à Prats-de-Mollo ; il devient ensuite N020°E jusqu'à Rocabruna, avec un pendage W, modéré jusqu'au Col d'Ares mais qui s'accroît entre ce col et le Coll de la Boixeda. Puis il vire en direction de l'ENE à Rocabruna et plus à l'Est (**chevauchement de Rocabruna**, *cf. infra*), prenant un pendage S du fait de la flexure bordière.

Le chevauchement du Canigou transporte vers le S l'unité du Canigou (constituée du NE au SW par la Formation de Canaveilles et le granite de Batère, les Gneiss du Canigou, les Formations de Canaveilles puis de Tregurà-Évol) sur l'unité du Vallespir (du NE au SW : Formations d'Évol et de Jujols, puis Ordovicien supérieur). Le caractère fortement additif du chevauchement vis-à-vis de la série préhercynienne et l'importance des différences structurales hercyniennes entre les unités du Canigou et du Vallespir suggèrent que le déplacement sur ce chevauchement a été important, bien que ce contraste puisse être dû en partie à des déformations préalpines (*cf. supra*).

D'Arles-sur-Tech à Prats-de-Mollo, le chevauchement du Canigou est superposé à - guidé par - des failles normales sur quartz (Bonabosc et Montferrer sur la feuille Arles-sur-Tech ; Puig Fabre) et peut, en partie, résulter de l'inversion en profondeur de ces failles préalpines, s'il s'agit bien de failles listriques (*cf. supra*) : les failles se redressent vers le haut, tandis que le chevauchement reste peu penté, prenant une géométrie de type « raccourci » (*shortcut*) ; une conséquence est l'insertion dans les métasédiments d'écaillés de gneiss limitées, au Nord par une faille normale sur quartz préalpine, et au Sud par le chevauchement alpin (Gneiss de Bonabosc et de Montferrer).

Le chevauchement du Canigou est souligné par le **duplex de Montferrer** (feuille Arles-sur-Tech) et par le petit **duplex du Coll Prugent**. Il sort du socle et grimpe dans le Garumnien au niveau de Rocabruna, bien que des traces de

Garumnien soient connues plus au Nord (au Coll Prugent et probablement au N du Col d'Ares).

Au N de Ribes de Freser, le *chevauchement de Planoles* est considéré, avec quelques réserves, comme la réapparition du chevauchement du Canigou.

Les chevauchements de Ribes-Camprodon et de la Molina – Alp

• Le *chevauchement de Ribes-Camprodon* est en moyenne N080°E, avec un pendage N faible à moyen. Il superpose généralement l'Ordovicien supérieur de l'unité du Canigou sur le Silurien de l'unité du Ripollès, localement sur le Garumnien ; dans la mesure où ces terrains présentaient un pendage S à l'issue des déformations hercyniennes (*cf. supra*), le déplacement alpin ne peut être que peu important.

Le chevauchement de Ribes-Camprodon est considéré par les auteurs catalans comme un chevauchement *hors séquence*, ce qui se justifie à Rocabruna même par l'avancée de l'unité du Canigou (Formation d'Évol) sur le chevauchement du Canigou et du Garumnien déjà verticalisés par la flexure bordière (*cf. infra*). Le chevauchement de Ribes-Camprodon est donc bien un contact *hors séquence* ayant fait rejouer la partie du chevauchement du Canigou située au Nord de la flexure bordière et qui avait conservé son pendage N initial.

D'autre part, le socle situé au Sud du chevauchement de Ribes-Camprodon a fait l'objet d'interprétations divergentes :

– pour les auteurs catalans (Fontboté *et al.*, 1986 ; Muñoz *et al.*, 1986 ; Clavell *et al.*, 1988), le Siluro-Dévono-Carbonifère situé au Sud du chevauchement de Ribes-Camprodon est considéré comme l'unité alpine la plus élevée (la *nappe du Cadí*) du dispositif structural ; son chevauchement basal serait le *chevauchement* (alpin) *de la Serra Cavallera*, localisé au niveau du Silurien et penté vers le S ; plus au Nord, ce chevauchement est nécessairement rejeté vers le haut par le chevauchement *hors séquence* de Ribes-Camprodon, et sa prolongation - aujourd'hui érodée - est donc à chercher au-dessus de l'unité du Canigou ; il est alors indispensable de l'enraciner loin au Nord, dans la ZA (p. ex. dans le chevauchement des Aspres et, soit la faille de Mérens, soit celle de l'Hospitalet, voire sous la faille de la Têt), ce qui est problématique ; cette hypothèse est encore retenue, au moins implicitement, dans des synthèses récentes (Poblet, 1991 ; Vergés, 1993 ; Vergés *et al.*, 1992, 1995, 2002) et sur la *Mapa estructural de Catalunya* (2014) ;

– selon Laumonier (1987), le chevauchement du Canigou devient vers l'W le chevauchement de Ribes-Camprodon, et corrélativement la « zone du Vallespir » - l'unité du Vallespir - se prolonge au Sud de ce dernier ; il n'existe aucun chevauchement dans la ZA plus au Nord (à l'exception de celui des Aspres) ;

– dans le présent modèle, tout le domaine situé au Sud du chevauchement de Ribes-Camprodon (Siluro-Dévonno-Carbonifère) forme l'unité du Ripollès ; le chevauchement basal de cette unité (chevauchement du Ripollès, *cf. infra*), bien visible dans la fenêtre du Freser, est équivalent au chevauchement du Canigou, et il n'y a donc pas lieu de chercher un enracinement plus au Nord, ce qui élimine la difficulté principale du modèle catalan ; d'autre part, le chevauchement de la Serra Cavallera est redéfini comme un chevauchement hercynien localisé à l'intérieur de l'unité alpine du Ripollès (*cf. supra*).

- Le ***chevauchement de la Molina – Alp***, de plus fort pendage que le chevauchement de Ribes-Camprodon, porte lui aussi l'Ordovicien supérieur sur le Siluro-Dévonien plus méridional. Il est en tous points comparable au chevauchement de Ribes-Camprodon, dont il constitue la prolongation occidentale.

- Au Nord de la fenêtre du Freser, on doit, avec quelque difficulté cependant, assimiler au chevauchement de Ribes-Camprodon – la Molina – Alp le contact qui sépare les unités du Canigou-Planols au Nord, et le duplex du Freser et l'unité de Ribes de Freser au Sud (*cf. infra*).

Le chevauchement du Ripollès

Le ***chevauchement du Ripollès***, plus profond et beaucoup plus important que le chevauchement de Ribes-Camprodon, est parfaitement visible dans la fenêtre du Freser (c'est *pro parte* le chevauchement alpin de la Serra Cavallera des auteurs catalans, *cf. supra*), où il superpose le Dévonno-Carbonifère de l'unité du Ripollès sur le duplex du Freser et/ou directement sur l'unité profonde (autochtone relatif) de Ribes de Freser. Une structure de type duplex de rampe frontale (***duplex de Perramón – Sant Amanç***) affectant principalement le Garumnien souligne le passage du chevauchement du Ripollès dans la couverture, au Sud de la fenêtre du Freser.

À Rocabrana, l'unité du Ripollès (Siluro-Dévonien et Garumnien) vient reposer sur le Garumnien de l'unité du Vallespir. L'analyse faite ici amène à considérer que le chevauchement du Ripollès se confond avec celui du Canigou à Rocabrana même, à la limite socle-couverture. Il en résulte que les chevauchements du Canigou et du Ripollès sont fondamentalement un seul et même chevauchement, le ***chevauchement du Canigou-Ripollès***. En conséquence, il paraît parfaitement justifié de réunir les unités de socle du Canigou et du Ripollès en une seule unité, l'***unité du Canigou-Ripollès*** (*cf. infra*), faiblement clivée par le chevauchement de Ribes-Camprodon – la Molina – Alp.

Le chevauchement du Canigou-Ripollès se continue dans la couverture à l'Est de Rocabrana (***chevauchement de Rocabrana***) par disparition du socle de l'unité du Canigou-Ripollès.

Le chevauchement du Vallespir

Le chevauchement du Vallespir se suit sur environ 20 km depuis le Pas du Loup (feuille Arles-sur-Tech), où il est coupé par la faille du Tech, jusqu'au NE du Roc del Tabal. Son orientation et son pendage sont variables. Du NE au SW, il est d'abord N100°E à pendage N fort jusqu'au Col de la Roue, puis NE-SW à pendage NW faible du Col de la Roue au Col de Sous, puis presque N-S à pendage WNW faible à moyen jusqu'au Sud du Mont Falgas, et enfin E-W à pendage S modéré au Nord du Roc del Tabal (anciennement, chevauchement du Roc del Tabal) ; le basculement au S dans ce dernier secteur est clairement dû à la flexure bordière (*cf. infra*)., À N.-D. du Corral, le chevauchement du Vallespir quitte le socle et monte dans la couverture, puis au Col de la Croix de la Sadella il se branche sous le chevauchement de Rocabruna pour devenir le *chevauchement de Bordellat-Muga*. Ce dispositif se poursuit plus à l'Est, sous le nom de *chevauchement de Falgos-Boadella*. En limite des feuilles Prats-de-Mollo et Arles-sur-Tech, il est très proche du chevauchement du Canigou, dont il n'est séparé que par la mince *écaïlle des Cols*.

Le chevauchement du Vallespir est un contact soustractif vis-à-vis de la lithostratigraphie préalpine, puisqu'il amène le Groupe de Jujols de l'unité du Vallespir sur la Formation de Canaveilles de l'unité de Saint-Laurent-de-Cerdans (ou sur le pluton de Saint-Laurent-de-Cerdans, intrusif dans cette formation). Vers la crête frontière, la Formation de Jujols de l'unité du Vallespir et le Garumnien de l'unité de Saint-Laurent-de-Cerdans sont écaillés de manière complexe dans le *duplex du Can Pubill*.

Le chevauchement du Roc de France

Le *chevauchement du Roc de France* (feuille Arles-sur-Tech), N110°E à pendage NNE modéré, est bien visible du Pas du Loup au Puig del Torn où il tourne brutalement au S pour devenir la faille verticale du Puig del Torn, à valeur de rampe latérale droite, et ainsi rejoindre et se brancher sous le chevauchement de Falgos-Boadella à l'E de Coustouges. Au Pas du Loup, de part et d'autre de la faille du Tech, le chevauchement du Roc de France semble être simplement le prolongement du chevauchement du Vallespir. Mais il est probable que ce dernier se poursuive aussi vers le NE, cette branche du chevauchement du Vallespir (*rampe du Tech*) étant masquée par le jeu de la faille néogène du Tech qui la reprend ; dans ce cas, on doit considérer que, au Pas du Loup, le chevauchement du Roc de France se branche vers l'W sous celui du Vallespir.

Il est intéressant de signaler que le chevauchement du Roc de France (feuille Arles-sur-Tech) reprend une faille normale sur quartz de même orientation que lui (faille du Mas Montner).

Les chevauchements du Freser

On peut appeler *chevauchement du Freser* le chevauchement basal du duplex du Freser sur l'unité profonde (autochtone relatif) de Ribes de Freser ; l'unité de Bruguera repose sur l'unité d'El Baell par le *chevauchement de Bruguera*, ou bien directement sur l'unité de Ribes de Freser. Le chevauchement du Freser est également bien visible dans la partie méridionale de la fenêtre du Freser, où une petite fenêtre laisse apparaître un Garumnien rattaché, hypothétiquement, à l'unité de Ribes de Freser. À l'Est de la fenêtre, le chevauchement du Freser se branche sous le chevauchement du Ripollès.

Les chevauchements profonds et la flexure bordière

De l'analyse précédente se dégage l'image d'un découpage alpin complexe, en particulier dans la ZA et à l'Est du domaine étudié, où de nombreux contacts chevauchants ne sont pas orthogonaux à la direction de transport tectonique vers le S/SSW généralement admise. Cela peut traduire l'existence de rampes obliques, avec un jeu inverse-senestre (Vallespir) ou inverse-dextre (chevauchement des Aspres), voire de rampes latérales dextres (faïlle du Puig del Torn) ou senestres (haut Vallespir), en relation avec les nombreux branchements de chevauchements décrits plus haut. Cette disposition s'explique aussi par le bombement affectant les unités du Roc de France et de Saint-Laurent-de-Cerdans, bombement associé aux jeux successifs de la flexure bordière, éocène, et de la faïlle normale du Tech, néogène. Il en résulte un replissement anticlinal (*anticlinal stack*) en demi-dôme des chevauchements, avec un basculement général vers le S au Sud et vers l'W dans le secteur Prats-de-Mollo – Col d'Ares, là où le bombement s'amortit partiellement, d'où le pendage W des chevauchements dans ce secteur. La *flexure bordière* doit s'interpréter comme le pli de rampe frontale du *chevauchement profond de Saint-Laurent-de-Cerdans*, chevauchement non affleurant, à pendage N moyen sous la ZA, et passant à un chevauchement plat sous la ZSP. La flexure bordière plisse anticlinalement la bordure méridionale de la ZA (*anticlinal de Lamanère-Coustouges*) et la bascule au S, tandis que la bordure Nord de la ZSP est ployée synclinalement (*synclinal de Monars, synclinal de Falgos-Boadella*), ce qui notamment explique la localisation et la préservation des klippen de Coustouges et de Bac Grillera. La flexure bordière, simple à l'Est, se dédouble au Sud-Ouest de Coustouges, de part et d'autre de la *faïlle de Falgos*, au jeu polyphasé et qui reflète certainement la présence d'une rampe affectant le chevauchement profond.

Ce dispositif se poursuit en direction de l'W et est à nouveau bien visible dans la vallée du Freser ; là, l'anticlinal bordier (*anticlinal du Freser*) peut être associé au *chevauchement profond de Ribes de Freser*.

Plus précisément, il convient de distinguer trois domaines dans la ZSP :

- à l'Ouest, la flexure bordière est simple et détermine le large synclinal de Ripoll, entre la flexure et le chevauchement frontal de Vallfogona ;
- au centre, le synclinal bordier se dédouble, la branche Nord étant étroite (secteurs de Monars-Coustouges – Bac Grillera) et limitée au Sud par la zone des *culminations anticlinales de la Garrotxa* ; ces dernières sont déterminées par l'inversion de failles normales éocènes synsédimentaires, ainsi qu'à la mise en place tardive de l'unité de Serrat, unité encore profonde et entièrement cachée (voir notice Arles-sur-Tech) ;
- à l'Est de la faille d'Albanya, la structure redevient plus simple.

Les unités alpines

Si les chevauchements principaux décrits ci-dessus sont clairement alpins, l'âge hercynien, voire préhercynien, et/ou postalpin de nombreuses structures visibles dans le socle de la ZA n'est pas toujours clair, compte tenu notamment des fréquents rejeux de failles normales. Il en résulte que certaines structures internes aux unités alpines sont d'interprétation difficile.

L'unité des Aspres et les klippes de la ZSP

- *L'unité des Aspres* est formée de terrains de socle très peu affectés par la tectonique alpine (voir notice Céret).
- *L'unité de Coustouges* et *l'unité inférieure de Bac Grillera*, dont la série est identique à celle d'Amélie-les-Bains, reposent sur les marnes ilerdiennes de la Formation de Sagnari de l'unité du Canigou (Cadé 2 : Monars, etc.). Il est logique de rattacher le chevauchement basal de ces unités au chevauchement des Aspres (dans le modèle général développé ici, un rattachement au chevauchement du Canigou, plus profond, n'est pas possible, puisque c'est lui qui supporte l'Ilerdien).
- *L'unité supérieure de Bac Grillera*, à série mésozoïque plus complète, est d'origine plus septentrionale que le « bassin » d'Amélie-les-Bains. Le chevauchement basal de cette unité se raccorde, soit au chevauchement des Aspres, soit à un chevauchement plus élevé mais dont on ne verrait pas l'enracinement dans la ZA, ce qui pose le problème général de l'origine des klippes de la ZSP (Laumonier, 2015).

L'unité du Canigou-Ripollès

- *Unité du Canigou*. Dans cette unité de socle, il n'existe que peu de structures certainement alpines. Il s'agit généralement de failles inverses résultant de l'inversion de failles normales préalpines, le plus souvent des failles normales sur quartz. C'est le cas notamment de la *faille de Llo* (feuille Saillagouse/Mont-Louis), de la *faille de Molló* et au NE de Molló de la *faille de l'Oliver*,

incomplètement inversée ; ces deux dernières se branchent latéralement sur le chevauchement du Canigou. C'est peut-être le cas aussi de la faille du Col de Finestrelles. La faille inverse de Turon, au Sud du Costabonne, malgré un pendage S et donc une vergence N, est peut-être alpine également. Rappelons que les anticlinaux du Canigou-Carança et de Núria sont des structures hercyniennes tardives, et qu'en aucun cas il ne peut s'agir de structures alpines. La **faille de Py-Fillols** est plus complexe (cf. *supra* et fig. 13) ; la déflexion des gneiss et des filons de quartz entre Castell et Sahorre (feuille Prades) semble souligner un jeu décrochant senestre alpin le long de cette faille (Casas, 1984 ; Laumonier, 2015), antérieur au rejeu néogène en faille normale. Le **duplex de Font Fubi**, au SW de Rocabrana, pourrait être rattaché à la faille de Molló ; dans la mesure où il est antérieur à la flexure bordière, il serait plus difficile de la raccorder au chevauchement de Ribes-Camprodon, post-flexure.

• **Unité du Ripollès.** La principale déformation alpine qui affecte cette unité est la **flexure bordière** faisant la limite entre la ZA et la ZSP (**anticlinal bordier** dans la ZA) : le socle (versants Sud de la Serra de Montgrony et de la Serra Cavallera), Stéphano-Permien compris, et la couverture sont inclinés vers le S avec un pendage de l'ordre de 35-40°. L'amplitude de la flexure est d'environ 6 km.

Vers l'W, sur la transversale de la Cerdagne et de l'Andorre, il n'existe pas de chevauchement alpin dans la ZA et il n'est plus possible de distinguer les deux unités du Canigou et du Ripollès. Le socle de la ZA situé au Nord et sous les unités allochtones de la ZSP (Pedraforca, Unité centrale sud-pyrénéenne) représente une unité alpine unique, que l'on pourrait appeler **Unité centrale axiale**.

L'unité du Vallespir

Elle est assez fortement touchée - écaillée - par la tectonique alpine. On peut certainement y distinguer deux parties (**unité du moyen Vallespir** ou d'Arles-sur-Tech à l'Est, et **unité du haut Vallespir** ou de Prats-de-Mollo à l'Ouest, plus profonde), séparées, en limite des feuilles Arles-sur-Tech et Prats-de-Mollo, par la mince **écaille des Cols**, formée de calcaires de la Formation de Valcebollère. La région la plus remarquable est celle du **duplex du Can Pubill** (coupe III), maintes fois décrit, dans lequel sont engagés de manière très complexe le socle de l'unité du Vallespir (calcaires de Valcebollère et schistes de Jujols des écailles de Carliba et de Vall d'Arques), celui de l'unité de Saint-Laurent-de-Cerdans (dolomies et granulés de la Formation de Canaveilles des écailles de N.-D. du Corral) ainsi que le Garumnien de l'unité de Saint-Laurent-de-Cerdans.

Au N de Ribes de Freser, l'**unité de Planoles** est considérée, avec quelques réserves, comme la prolongation ou la réapparition de l'unité du Vallespir.

L'unité du Roc de France

Elle n'apparaît pas sur la feuille Prats-de-Mollo, car à l'Ouest elle se termine sous l'unité du Vallespir, au Pas du Loup, et à l'Est de Coustouges (*cf. supra* et feuille Arles-sur-Tech). Cette vaste unité est faiblement clivée par le petit *chevauchement de Darnius* qui, partiellement, prolonge celui du Roc de France au-delà de la rampe du Puig del Torn, et plus à l'Est par la *faille de Sant Climent*, qui fait la limite inférieure de l'unité des Albères (voir feuille Argelès-Cerbère).

L'unité de Saint-Laurent-de-Cerdans

Seule son extrémité occidentale apparaît sur la feuille Prats-de-Mollo, sous le chevauchement du Vallespir et dans ou sous le duplex du Can Pubill, qui est séparé du corps principal de l'unité par la *faille de N.-D. du Corral*, N-S et à valeur de rampe latérale. À l'Est de cette faille, le socle de l'unité (très massif car largement formé par des granites et leurs cornéennes) est accidenté de nombreuses failles à tendance E-W dont beaucoup sont sans doute préalpines et à rejeu alpin ; c'est en particulier le cas de la *faille sur quartz de las Coubines*. Au Sud, la petite *faille de Soulé* est une faille préalpine à rejeu alpin ou une faille alpine ilderdienne partiellement inversée à l'Alpin, en lien avec la petite culmination anticlinale de Gata Llops, comparable aux grandes culminations de la Garrotxa (*cf infra* et feuille Arles-sur-Tech).

Le duplex du Freser et l'unité de Ribes de Freser

- Le *duplex du Freser* est constitué par deux unités superposées, l'*unité de Bruguera* au sommet, l'*unité d'El Bael* à la base ; il est très complexe dans le détail. Le duplex repose sur l'*unité de Ribes de Freser*, autochtone relatif local. Ces unités et celle du Canigou ont des constitutions lithostratigraphiques très différentes, en ce qui concerne plus particulièrement l'Ordovicien supérieur, ce qui suggère des déplacements relatifs importants, même s'il faut prendre en compte l'effet possible des déformations hercyniennes. Dans la pile tectonique alpine, le duplex du Freser occupe une place structurale équivalente à celle de l'unité du Roc de France.

- L'*unité de Ribes de Freser* peut être comparée à celle de Saint-Laurent-de-Cerdans : les deux représentent les unités les plus profondes (unités inférieures) affleurantes, dont la mise en place est à l'origine de la flexure bordière.

La ZSP

Dans le modèle général développé ici, la couverture de la ZSP (*unités du Cadí*) est composite. De manière quelque peu schématique, on peut la diviser en quatre zones ou unités (voir *schéma structural Alpin* et discussion in Laumonier, 2015), qui se raccordent aux unités de socle reconnues dans la ZA de la manière suivante :

- à l'Ouest du Freser, la **zone du Cadí 1** est en parfaite continuité avec le socle de l'unité du Ripollès (La Tosa – Montgrony) et son tégument stéphanopérimien ;
- au centre, l'**unité du Cadí 2** et l'**unité de Monars** sont à raccorder à l'unité du Canigou ; l'unité de Monars se prolonge vers l'E sous la klippe de Coustouges ; sous cet ensemble apparaît l'**unité du Cadí 3**, corrélable à l'unité du Vallespir ; enfin, le Garumnien des culminations anticlinales de la Garrotxa (**Cadí 4**) représente le duplex basal de l'unité du Cadí 3, de la nappe du Vallespir donc ;
- enfin, à l'Est de la faille d'Albanya, l'unité du Cadí 2 est largement développée.

Remarques finales

Les déplacements sur les chevauchements alpins, dans une logique de transport du N-NE vers le S-SW, sont difficiles à évaluer. On peut envisager des déplacements de l'ordre de 15 à 20 km voire plus pour le chevauchement des Aspres (d'après ses relations avec les klippes de Coustouges et de Bac Grillera), de 5 à 10 km pour le chevauchement du Canigou-Ripollès, de 15 à 20 km pour celui du Vallespir, de 2-3 km pour le chevauchement des Albères et d'environ 5 km pour celui du Roc de France. Soit un raccourcissement total de 50 ± 5 km entre le socle des Aspres et celui de Saint-Laurent-de-Cerdans. À cette valeur, très approximative et probablement sous-estimée, il faudrait ajouter un raccourcissement minimal d'environ 5 km pour le chevauchement de Saint-Laurent-de-Cerdans et la formation de la flexure bordière. (Une discussion détaillée sur paléotectonique est-pyrénéenne et les déplacements alpins est faite dans Laumonier, 2015.)

La structuration alpine qui vient d'être décrite s'est réalisée à l'Éocène, entre ~ 54 et ~ 42 Ma. Les chevauchements supérieurs (Aspres, klippes de la ZSP) dateraient de l'Ilerdien et du Cuisien inférieur (~ 54-52 Ma), les chevauchements intermédiaires (Canigou-Ripollès, Vallespir) du Cuisien et du Lutétien inférieur (~ 50-48 Ma), le chevauchement profond (Saint-Laurent-de-Cerdans, Serrat) et la flexure bordière du Lutétien moyen-supérieur (~ 46-42 Ma). Ensuite (Bartonien, ~ 40-38 Ma), le prisme orogénique, sauf à son extrême Sud, entièrement structuré, est soulevé et son érosion peut commencer.

ÉVOLUTION POSTALPINE (OLIGOCÈNE À QUATERNAIRE)

Failles normales néogènes

D'importantes failles normales postalpines de pendage généralement fort et à rejet plurihecto- à plurikilométrique affectent les Pyrénées sud-orientales (voir *schéma structural Alpin*). Dans le segment oriental des Pyrénées, le régime extensif s'instaure dès l'Oligocène moyen, en relation avec le rifting médio-européen. Il s'agit donc souvent d'accidents polyphasés, oligo-mio-pliocènes,

pouvant aussi correspondre à des failles antérieures à fort rejeu néogène (cas de la faille de Py, *cf. supra*, ou de la faille d'Albanya sur la feuille Arles-sur-Tech). À l'échelle régionale, sur la feuille Prats-de-Mollo, ces failles se localisent entre les deux failles normales néogènes majeures des Pyrénées orientales, ENE-WSW à regard NNW, que sont :

- au Nord-Ouest, la **faille de la Têt** (feuilles Prades et Mont-Louis) et son prolongement sud-occidental, la **faille de Cerdagne** (feuille Saillagouse) ;
- au Sud-Est, la **faille du Tech** (feuilles Arles-sur-Tech, Céret et Argelès-Cerbère).

Entre ces deux failles s'intercale la **faille de Py-Fillols** (feuille Prades), faille normale NE-SW à regard NW et rejeu kilométrique branchée au Nord sur la faille de la Têt ; des jeux préneogènes, alpin (jeu décrochant senestre) et finihercynien (jeu normal), sont probables (*cf. supra*). Vers le S, la faille se divise en deux branches :

- à l'Ouest, la **faille de la Porteille de Mantet**, NNE-SSW et à regard E qui, au Sud, bute sur la **faille de Vallter-Setcasas**, NW-SE à regard NE, à laquelle sont associées d'autres failles normales (faille de la Coma de l'Orri, etc.) ;
- à l'Est, la **faille de la Parcigoule – Coll del Miracle**, presque N-S et à regard W, doublée à l'Ouest par la **faille de Graffouil**, également N-S mais à regard E ; de moindre importance, ces failles déterminent le petit graben de Saint-Sauveur et s'amortissent vers le S dans un système complexe de failles courbes à regard N-NE (failles du Puig Sec, de la Tour de Mir, etc.).

Les **failles de Núria, de la Coma de Vaca et de l'Orry** ont des caractéristiques quelque peu intermédiaires entre celles des failles normales sur quartz finihercyniennes et des failles néogènes. En faveur d'un âge néogène, on peut invoquer leur orientation NW-SE, identique à celle de la faille de Setcasas, le développement de cataclasites et vers le S (feuille Ripoll) le fait que des failles identiques recoupent les contacts alpins. En faveur d'un âge *pro parte* ancien, préalpin, on peut signaler que leur étude microtectonique (Santanach, 1972a) indique des mouvements normaux et décrochants dextres et senestres complexes, ce qui implique un fort polyphasage¹, et le fait qu'elles ne décalent pas de manière sensible les surfaces d'érosion miocènes ce qui est cependant compatible avec un âge néogène ancien, oligocène à miocène inférieur. Il peut donc s'agir de failles normales préalpines, finihercyniennes, voire crétacées, et à possible rejeu néogène.

¹ Cependant, le jeu inverse de la faille du Coll de Finestrelles qui est indiqué sur le schéma structural Alpin et qui a été repris de la feuille Mont-Louis/Saillagouse, est moins probable ; en réalité, seul un jeu normal s'observe bien jusqu'à Llo.

De l'orogénèse paléogène à la formation des aplanissements culminants au Néogène

Pendant les phases majeures de l'orogénèse pyrénéenne, du Bartonien à l'Oligocène inférieur, on peut envisager l'instauration, au moins temporaire, d'un régime d'équilibre dynamique entre surrection et ablation, corrélatif des épaisses séries de poudingues syntectoniques, série de Palassou au Nord des Pyrénées et conglomérats de Berga au Sud. Sur la feuille Ripoll, immédiatement au Sud de celle de Prats-de-Mollo, les clastes de roches du socle (schistes, quartzites, granites, gneiss) apparaissent en abondance dans les conglomérats des séquences de dépôts Bellmunt et Milany, épais de 2 km au total et qui représentent le Lutétien et le Bartonien. Ils témoignent clairement de cet épisode majeur de dénudation sur la zone axiale, en phase avec la mise en place de l'antiforme de nappes de socle du Freser et sa progression vers le S, soulignée par de nombreuses discordances intraformationnelles dans le synclinal de Ripoll. Un peu plus à l'Ouest, la fossilisation des plis des Pré-Pyrénées méridionales par les conglomérats jusqu'au bord même de la Zone axiale dans la Zone des Nogueras, dès le Priabonien et l'Oligocène inférieur, implique néanmoins une atténuation rapide de l'orogénèse et des reliefs contemporains. Cette première phase s'achève, à la fin du Paléogène et au début du Néogène, par l'arasement à peu près généralisé de la chaîne pyrénéenne, du moins dans sa moitié orientale.

Ces paléotopographies aplanies s'organisent régionalement, par exemple sur la feuille Mont-Louis, en deux niveaux étagés d'âge différent (Calvet, 1996, 1999b ; Calvet et Gunnell, 2008). Sur la feuille Prats-de-Mollo, seul le niveau le plus récent S¹, achevé vers le Miocène moyen, semble conservé. Il forme en particulier les vastes lambeaux de plateaux qui s'étirent sur 15 km d'W en E, depuis le Pla de Coma Armada jusqu'au Pla Guillem, entre 2 450 et 2 300 m d'altitude. Sur le massif de Carança le seul lambeau net est à 2 700-2 650 m sur les croupes de la Dona – Serre Gallinière : il peut s'agir soit d'un témoin de la surface la plus ancienne S⁰, soit d'un panneau de la surface S¹ du Miocène moyen soulevé par un jeu à regard E de la faille de la Porteille de Mantet. Dans les hauts bassins du Ter et du Freser, on peut attribuer à l'aplanissement miocène S¹ les croupes très émoussées et subégales qui descendent en direction de l'ESE, du pic de Mantinell-Balandrau (2 500-2 600 m) vers le Celberis (2 200 m) et le Pla de la Bassa (1 980 m) ; de même entre Ter et Tech, les croupes aplanies du col d'Ares au Col Pregon (1 700-1 600 m). Sur le Canigou, les jalons sont rares, hormis la Montagne Rase (2 400 m) et peut-être la Serre de Tres Vents (2 300 m).

L'âge de ces aplanissements reste hypothétique. Régionalement, ils recoupent clairement les structures tangentielles pyrénéennes et sont donc postérieurs aux phases majeures de compression paléogènes. Le plan supérieur S⁰ pourrait s'achever dans l'Aquitainien ; il s'agit d'un aplanissement généralisé qui ne

portait que quelques rares reliefs résiduels isolés et de petite taille. La surface subculminante S^1 s'inscrit ~ 300-500 m en contrebas sous forme de larges pédiments d'ampleur régionale. La dissection du plan fondamental S^0 et le façonnement des pédiments S^1 sont consécutifs aux mouvements verticaux liés au *rifting* méditerranéen et à la formation des fossés du Roussillon et du Conflent au début du Miocène. Cette évolution tectonique est bien enregistrée par la sédimentation détritique très grossière du fossé du Conflent, sur la feuille voisine Prades, datée de l'Aquitaniens - Burdigalien inférieur. Ces dépôts détritiques très grossiers, épais de près de 1 km, sont presque exclusivement alimentés par le horst Canigou – Carança. La pétrographie des clastes implique exclusivement une érosion des enveloppes externes, gneissiques et micaschisteuses, du massif, sans contribution des roches constituant le cœur du dôme (micaschistes de Balatg, gneiss du Casemi, granites profonds) qui constituent actuellement les hauts sommets et tout le versant Nord du Canigou. De ce constat, comme de l'ampleur de la dénudation impliquée par les sédiments miocènes du Conflent, découlent trois conséquences majeures (Calvet, 1996, 1999a, b ; Calvet & Gunnell, 2008) :

– les vastes aplanissements culminants développés au faite du horst entre 2 400 et 2 300 m, sur la feuille Prats-de-Mollo, ne peuvent que représenter S^1 et s'être élaborés pendant le Miocène moyen, après le dépôt des puissantes séquences torrentielles du Conflent ; il est improbable que des vestiges de S^0 aient pu être conservés dans les massifs du Puigmal-Carança-Canigou ;

– ces aplanissements S^1 se sont nécessairement prolongés aussi sur le faite du massif du Canigou, à ~ 2 800 m, et ce massif ne peut en aucun cas représenter un relief résiduel porté par les plans S^1 , car alors les roches profondes qui le constituent n'auraient pas manqué d'apparaître dans la sédimentation du Conflent ; vers l'Ouest par contre, les plans S^1 ne se retrouvent que sur la Dona (2 650-2 700 m) et au delà du Puigmal, où ils s'abaissent de 2 700 m à moins de 2 000 m sur les séquences schisteuses de Valcebollère ; dans le massif de Carança-Puigmal les hauts sommets peuvent faire figure de reliefs résiduels sur S^1 ;

– la surrection du massif est très récente (*cf. infra*), qu'il s'agisse de son front tectonique septentrional, haut de 2 km et marqué à sa base, le long de la faille de la Têt, par des facettes de faille spectaculaires (feuille Prades) ou du rejeu à regard Est de la faille néogène de Mariailles-Parcigoule – Coll del Miracle, qui a soulevé le bloc du Canigou par rapport au Pla Guillem ; de même un rejeu de 200 m à regard Est est probable sur la faille de la Portelle de Mantet.

Cependant, les altérites qui tapissent les hautes surfaces d'aplanissement n'ont pour l'essentiel aucun lien génétique et chronologique avec l'élaboration des aplanissements, car elles tapissent aussi les versants et les replats qui dégradent les hautes surfaces et s'inscrivent jusqu'à 300 m en contre bas. Ces altérites pluridécamétriques se sont élaborées postérieurement, probablement entre le

Vallésien et le Quaternaire ancien, en particulier au Pliocène, mais certainement pas à la haute altitude actuelle de ces topographies.

Les données thermochronologiques obtenues dans le cadre régional et ponctuellement sur le Pla de Campmagre et le Pla Guillem (Maurel *et al.*, 2002 ; Maurel, 2003 ; Maurel *et al.*, 2008 ; Gunnell *et al.*, 2009) confortent cette reconstitution de l'évolution géodynamique appuyée principalement sur des arguments géomorphologiques, chronostratigraphiques et sédimentologiques. Les courbes de refroidissement montrent toutes une phase d'exhumation rapide paléogène, qui néanmoins semble décalée vers l'Oligocène supérieur dans le massif du Canigou, où on sépare mal par cette approche les événements compressifs pyrénéens de ceux liés à l'extension méditerranéenne. Sur les modélisations associant traces de fission et âges Hélium dans l'apatite (Gunnell *et al.*, 2009), cette phase d'exhumation érosive est suivie par un long palier terminal, en général dès 35-25 Ma, dans les conditions thermiques de subsurface, palier qui reflète la réalisation de topographies de très faible énergie assimilables aux aplanissements culminants. L'étagement trop modeste des niveaux S^0 et S^1 ne permet pas de les discriminer à l'aide de ces outils thermochronologiques. La modélisation géophysique fondée sur la gravimétrie et démontrant la disparition tardive (~ 10 Ma) de la racine lithosphérique a permis de restituer une paléoaltitude maximale de l'ordre de 800 m lors de la réalisation de ces aplanissements (Gunnell *et al.*, 2008). On ne retiendra donc pas (Gunnell & Calvet, 2006) l'hypothèse de surfaces réalisées à ~ 2 km d'altitude dès la fin du Paléogène (Babault *et al.*, 2005).

Surrection du massif du Canigou-Carança à partir du Néogène supérieur

La feuille Prats-de-Mollo ne comporte que très peu d'éléments permettant de caractériser l'évolution tectonique au cours des derniers dix millions d'années. Les panneaux d'aplanissements, morcelés et décalés en altitude, peuvent seuls indiquer l'allure et l'ampleur des déformations qui ont formé le volume montagneux actuel. Sur la feuille voisine Prades, on démontre que la surrection du horst du Canigou et la formation du grand escarpement de faille qui le limite au Nord ne peuvent être que postérieures au Burdigalien du Conflent. En effet, comme indiqué plus haut, ces matériaux détritiques ne renferment aucun bloc de roche issu de l'actuel escarpement, qui met à l'affleurement le cœur du dôme métamorphique (Gneiss du Casemi, micaschistes de Balatg, granites à deux micas), mais seulement des éléments issus de l'enveloppe de gneiss œillés et de sa couverture de micaschistes (Calvet, 1996, 1999a, b ; Calvet et Gunnell, 2008). Les premières étapes de la surrection se sont faites en régime extensif ou transtensif, en phase avec la formation du fossé d'effondrement de Cerdagne (feuilles Saillagouse et Mont-Louis). Le Pliocène détritique très grossier du Conflent oriental et du Roussillon (feuilles Prades et Céret) traduit la reprise ou

la poursuite de la surrection et on a montré que les grandes facettes triangulaires qui jalonnent la faille de la Têt au pied Nord du massif du Canigou et de Carança sont pour l'essentiel originelles et traduisent un jeu jusqu'au Pléistocène ancien inclus (Calvet, 1996, 1999a), voire jusqu'au Pléistocène récent pour certains auteurs (Briais *et al.*, 1990). Si certains travaux ont insisté plus récemment sur la mise en place d'un régime compressif N-S à partir du Plio-Quaternaire (Goula *et al.*, 1999), les travaux actuels remettent au premier plan l'hypothèse extensive, avec une extension gravitaire au cœur de la chaîne, démontrée par les mécanismes au foyer des séismes et les premières mesures GPS (Chevrot *et al.*, 2011 ; Asensio *et al.*, 2012).

Ce soulèvement récent a induit le creusement des vallées, qui divergent de part et d'autre de l'axe de surrection majeur Puigmal-Carança-Canigou. Mais l'orientation du segment amont du Tech reste très mal expliquée : en effet les hautes surfaces d'aplanissement sur lesquelles s'est installé initialement le réseau hydrographique, sont manifestement basculées vers le S depuis l'axe faitier jusque vers le bassin du Ter. La seule explication admissible serait un jeu de faille à regard N contraignant le tracé du fleuve dans son segment amont, jusqu'au Pas du Loup (feuille Arles-sur-Tech), où il coule naturellement au pied de l'escarpement contrôlé par la faille néogène du Tech. Un ombilic affaissé potentiel apparaît en effet à la jonction du faisceau de failles E-W de la Balmeta et Espinavell et de la faille N-S de la Parcigoule (voir *schéma structural Alpin*). Le creusement des vallées ne s'est pas fait régulièrement et il semble s'accélérer au cours du temps. En effet, plusieurs systèmes de replats très réguliers dominent les bas versants raides des vallées et jalonnent des systèmes de paléovallées très évasées. Dans le bassin de la Rotja, c'est le Pla de l'Amazou, prolongé vers l'aval par des replats et des versants en pente douce, entre 1 600 et 1 900 m ; dans le bassin du Tech, ce sont les hauts replats du bassin du Graffouil (1 600-1 700 m) et surtout ceux qui s'étagent le long du Tech (la Preste, 1 257 m ; El Boix, 1 100-1 150 m ; Puig Fabre, 1 100 m ; Saint-Antoine et Gironella, 900-950 m...). Faute de dépôts ils sont évidemment indatables ; tout au plus peut-on associer aux plus élevés les altérites qui tapissent le Pla de l'Amazou et qui n'ont pu se former qu'à plus basse altitude, peut-être entre le Miocène supérieur et le Pliocène. Les dernières étapes du creusement des vallées sont scandées par l'étagement des terrasses alluviales, qui n'ont livré que 4 niveaux principaux échelonnés entre + 70 m et le lit actuel des cours d'eau. L'incision des vallées depuis 5 Ma a pu être quantifiée récemment sur l'axe de la Têt en Conflent (feuille Prades) : elle passe de 52 m.Ma⁻¹ au Pliocène à 92 m.Ma⁻¹ dans le dernier million d'années (Calvet *et al.*, 2015).

Marque des climats froids quaternaires

L'essentiel des versants portent la marque des processus périglaciaires, gélifraction et gélisolifluxion, qui ont fonctionné au Quaternaire (Allé,

1984a). Ils sont discrets et cantonnés aux ubacs en-dessous de 700 m environ ; ils se généralisent progressivement entre 700 et 1 700-1 800 m et acquièrent leur intensité maximale au-dessus de ce seuil altitudinal. Ces hauts versants sont très régularisés, pratiquement tous les volumes rocheux ayant été gommés par la gélifraction, avec une perfection maximale sur les gneiss, plus fissiles que les granites, et bien sûr aussi sur les séries schisteuses. La netteté du seuil à 1 700-1 800 m pourrait néanmoins s'expliquer aussi par un héritage géomorphologique : c'est en effet l'altitude approximative atteinte par l'érosion régressive des cours d'eau (*knick point* de la Coumelade à Saint-Guillem, de la Parcigoule aux Estables, du Graffouil aux Forquets, du Tech à l'Ouillat...). Dans ces conditions ces hauts bassins aux versants très évasés sont les héritiers directs des formes d'alvéoles et de vallons en berceau évasé élaborés aux premiers stades de la surrection des reliefs, au Miocène supérieur sinon au Pliocène.

Dans ces massifs qui sont à la fois les plus orientaux et les plus méridionaux de la chaîne pyrénéenne, l'empreinte glaciaire est restée discrète et cantonnée aux parties les plus hautes et aux sites les plus favorables pour des raisons topoclimatiques. Ce ne sont pas nécessairement les têtes de vallée exposées au N ; en effet les vents dominants de NW, dont la permanence est attestée pour tout le Quaternaire, ont redistribué la neige depuis les hautes surfaces vers les vallons exposés à l'E et au S. Dans tout le secteur des *plas*, qui ne dépasse pas 2 400 m, c'est ce mécanisme de suralimentation neigeuse qui explique les belles murailles de cirques du Callau et de la Rotja, exclusivement tournées à l'E, le très beau cirque de Coma Armada, orienté plein S, ainsi que ceux qui échancrent au Sud le Pla de Collada Verda et le Pla Guillem (cirque amont Forquets, cirque de Pla Rodon, Cirque de l'Aigle) alors qu'il n'y en a aucun sur le revers Nord de la crête. L'englacement ne devient réellement symétrique que dans les massifs qui dépassent 2 700 m, Canigou et Carança. Sur le Canigou les vallées divergentes n'ont permis qu'une empreinte glaciaire très discrète, limitée aux cirques, seuls bien sculptés, et les langues ne sont pas descendues plus bas que 1 550 m sur le versant Sud. En Carança, les confluences ont assuré la constitution de langues épaisses de 150 à 200 m et le façonnement d'auges caractéristiques. Les principales langues sont descendues au Nord à 1 500 m (Carança, Riberole, Mantet) ; mais au Sud elles ont atteint 1 380 m sur le Ter et 1 170 m sur le Freser : cette dissymétrie s'explique par la position abritée du haut Conflent, plus sec, et l'exposition de la façade méridionale aux perturbations d'origine méditerranéenne, fortes pourvoyeuses de neige. La limite d'équilibre glaciaire a pu être calculée pour la dernière période froide, le Würm. Dans le Canigou elle se tenait vers 2 100-2 200 m ; sur la Rotja l'enracinement de la moraine latérale gauche la fixe à 2 170 m ; pour l'ensemble Puigmal-Carança-Costabonne elle a été fixée à 2 125 m au Nord et 2 150 m sur le versant sud, mais elle peut ponctuellement s'abaisser à 2 000 m (Serrat, 1977). Il faut noter une assez forte lithodépendance de l'empreinte glaciaires, nette dans les gneiss, les granites et la base de l'enveloppe micaschisteuse avec ses bancs de marbres. Par contre elle

s'estompe dans les séquences schisteuses monotones, dans le massif du Puigmal par exemple (feuille Saillagouse) : l'une des raisons y est la fragilité au gel des schistes et la rapidité de la régularisation des versants après la déglaciation.

La chronologie absolue du glaciaire ne peut être établie que par comparaison avec d'autres massifs mieux étudiés. Le glaciaire ancien Gx relève peut-être de plusieurs cycles froids et il semble avoir eu une extension un peu plus large que le dernier cycle Gy. Dans le massif du Carlit et celui du Campcardos, les datations ^{10}Be montrent que les fronts externes Gy ont été encore atteints ou approchés au cours du LGM (Dernier maximum glaciaire global, entre 24 et 20 ka), mais des phases antérieures, vers 49 et 76 ka, ont eu probablement une extension comparable ou très légèrement supérieure (Delmas *et al.*, 2008, 2011 ; Pallas *et al.*, 2010 ; Calvet *et al.*, 2011 ; Delmas, 2015 ; Palacios *et al.*, 2015 ; Turu *et al.*, 2015). Le retrait aurait été très rapide et peut-être total dès l'Alleröd (~ 14 ka), avec de modestes récurrences cantonnées aux cirques, au Dryas ancien (~ 15-16 ka) et récent (~ 12 ka). Dans les massifs très méridionaux de Carança et Canigou, les stades tardiglaciaires sont essentiellement représentés par des glaciers rocheux et non des glaciers vrais.

Vigueur de l'érosion actuelle

La feuille Prats-de-Mollo présente l'une des régions des Pyrénées où l'érosion actuelle est la plus évidente et apparemment la plus active. Cela est dû essentiellement à l'intensité des précipitations apportées par les perturbations méditerranéennes, avec en particulier les événements extrêmes de fréquence bi-à triséculaire du type de celui de 1940. Ce dernier a enregistré le record européen officiel de précipitation en 24 h, avec 840 mm le 17 octobre au poste de la Llau, dans la vallée de la Coumelade, mais en réalité 1 m selon d'autres mesures officieuses réalisées à Saint-Laurent-de-Cerdans (feuille Arles), et un total sur les 4 jours de l'événement de l'ordre de 2 m (Pardé, 1941 ; Soutadé, 1993). Des événements plus récents ont eu ponctuellement un impact notable, en particulier l'épisode de novembre 1982 (610 mm à Py en 3 jours) et celui de septembre 1992 (235 mm en moins de 24 h à la Preste). Dans le passé, des cataclysmes comparables ou supérieurs à celui de 1940 sont recensés dans les archives en 878, 1264, 1421, 1553, 1632, 1763, 1766, 1772, 1777 (Bénech, 1993). On doit à ce type d'événement les ravinements généralisés des versants, particulièrement intenses dans les bassins de la Coumelade, de la Parcigoule, du haut Ter, mais aussi du Canidell, au détriment des formations de pente périglaciaires, des moraines mais aussi des altérites sous-jacentes. Ces zones ravinées ont fait l'objet d'importants travaux par le SRTM (Service de Restauration des Terrains en Montagne), avec un succès mitigé dans l'étage subalpin. Ces érosions actives sur les versants se traduisent aussi à l'aval par les lits torrentiels chaotiques de la plupart des cours d'eau, avec des remblaiements de plusieurs mètres d'épaisseur mis en place par chaque événement. Ces crises exceptionnelles assurent un

fonctionnement continu du système fluvial en connectant les versants et les ravins élémentaires à l'ensemble des drains jusqu'en aval du bassin fluvial. La charge sédimentaire fournie par les versants y est donc considérable et vient s'accumuler en fin d'épisode dans le fond des vallées. Entre ces crises, les cours d'eau ré-incident progressivement leurs alluvions et évacuent peu à peu vers l'aval les matériaux sédimentaires initialement stockés dans les lits de crue, à l'occasion d'événements hydrologiques de fréquence plus haute mais d'intensité moindre et qui n'assurent plus la mise en connection de tous les éléments du système. C'est ce que l'on observe depuis l'événement de 1940 et cette ré-incidention a retrouvé localement l'ancien lit rocheux en quelques décennies et de ce fait exhumé le pont médiéval de Prats-de-Mollo qui avait été enfoui par la crue. Les transports solides du Tech en octobre 1940 sont estimés à 25-35 Mt conduits au moins jusqu'à Céret (soit une tranche érodée de 19 à 27 mm pour le haut bassin). En année moyenne (données DDA des Pyrénées orientales, C. Bénech) on admet pour le Tech 380 000 à 540 000 t (dont 100 000 pour les charriages), soit une tranche érodée de 300 à 400 mm par millénaire. En 1961 et 1962 les sédiments de la Parcigoule stockés derrière le barrage du Sayol ont permis de calculer une ablation de 0,33 et 0,40 mm, pour un bassin très raviné de 34 km² (Soutadé, 1969, 1980), soit 300 à 400 mm par millénaire si on extrapole. Comme on le voit, une seule crue exceptionnelle de fréquence triséculaire peut transporter 60 fois plus de matériaux qu'en une année ordinaire (Calvet, 1993, 1996).

Les versants sont aussi très sensibles aux glissements de terrain ; l'épisode de 1940 a laissé trois grandes blessures, sur la haute Coumelade au détriment des moraines, à la Pouillangarde et surtout à l'Avellanosa (plus de 5 Mm³) dans les schistes. De nombreuses masses glissées d'âge holocène probable sont répertoriées aussi dans le bassin du Ter (feuille Molló).

Les dynamiques périglaciaires d'altitude sont actuellement très ralenties, mais encore actives. La gélifraction fonctionne surtout sur les schistes mais les éboulis gneissiques sont peu alimentés (Huc, 2008, 2010). Avalanches et surtout laves torrentielles ramontent les couloirs. La gélisolifluction, principalement de type entravée par la végétation, affecte l'étage alpin et la base de l'étage subalpin, en donnant toute une gamme de microformes : loupes pierreuses ou herbeuses, sols à guirlandes et terrassettes dans les pelouses de *Festuca eskia* (le gispet) et les landes à *Loiseleuria procumbens*, pelouses écorchées ou trouées d'ostioles terreuses, buttes gazonnées sur les plas d'altitude, mais aussi, sur versants schisteux, éboulis à sols striés actifs (Soutadé, 1980).

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

L'objectif de ce chapitre est d'évoquer brièvement la longue et complexe évolution géodynamique des Pyrénées et des régions voisines pendant les

derniers 600 millions d'années, afin d'y replacer les éléments de l'histoire géologique enregistrés sur la feuille Prats-de-Mollo. Le découpage chronologique adopté est celui pertinent pour la partie orientale du domaine pyrénéen.

GÉODYNAMIQUE PRÉHERCYNIIENNE (ÉDIACARIEN-ORDOVICIEN)

Les considérations générales concernant la géodynamique préhercynienne sont établies d'après la très abondante littérature sur le sujet, et notamment : Murphy *et al.*, 2004 ; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2003 ; Nance et Linnemann, 2008 ; von Raumer et Stampfli, 2008 ; von Raumer *et al.*, 2002, 2015 ; Ballèvre *et al.*, 2014 ; Pastor-Galán *et al.*, 2013 ; Linnemann *et al.*, 2014.

Un bassin marginal cadomien (Édiacarien, ~ 600-550 Ma)

Au Néoprotérozoïque supérieur, vers 650-600 Ma en particulier, les orogénèses panafricaines soudent plusieurs blocs continentaux - des cratons plus ou moins anciens - pour former le Gondwana occidental. Dans le Nord (dans les coordonnées actuelles !) de l'Afrique, ces cratons sont âgés d'environ 2 Ga (Paléoprotérozoïque) ; c'est le cas du craton ouest-africain et du craton saharien plus à l'Est. Par ailleurs, à la même époque, la bordure Nord du Gondwana, depuis l'Amérique du Sud jusqu'à l'Arabie, est une marge active bordant un vaste océan (le Iapetus). À l'image de l'actuelle marge ouest-pacifique, entre l'Asie et le Pacifique, cette marge est très complexe, avec des arcs magmatiques insulaires ou continentaux, des bassins marginaux, de petits blocs continentaux, des zones de subduction et même des zones de collision. En bordure du Nord de l'Afrique, la marge active est dite cadomienne et est surtout connue en France dans le Nord du Massif armoricain, où est enregistré un cycle orogénique cadomien (~ 750-540 Ma) relativement complet.

Les futures Pyrénées et les régions voisines appartiennent à cette marge active cadomienne, dans laquelle on peut envisager que le domaine est-pyrénéen était un bassin marginal très subsident. En effet, le volcanisme du Groupe de Canaveilles, tholéiitique au début (métabasaltes andésitiques), puis devenant calco-alcalin (méta-andésites à rhyodacites ignimbritiques), suggère par ses caractéristiques géochimiques des sources mantellique et crustale en contexte à la fois subductif et extensif, peut-être un bassin d'arrière-arc ; *cf. supra*. Le Groupe de Canaveilles, sans doute très épais, s'est déposé sur un socle inconnu mais qui comme en Afrique et sans doute en Europe de l'Ouest pouvait être formé d'une croûte continentale paléoprotérozoïque (~ 2 000 Ma). Étiré et aminci, ce socle, comme la série édiacarienne elle-même, étaient sans doute largement envahis de plutonites cadomiennes, ce qui explique l'abondance des zircons hérités néoprotérozoïques (~ 600 Ma et plus anciens) dans les métagranites ordoviciens et les granites hercyniens. Cependant, il n'y a pas de

véritable cycle orogénique cadomien dans les Pyrénées : on n'y connaît ni déformations ni métamorphisme, mais seulement une possible et faible discordance postcadomienne, repérée dans le massif du Cap de Creus sous la Formation de Tregurà (Carreras et Druguet, 2013). Mais il est clair que l'évolution du domaine pyrénéen à l'Édiacarien relève bien de la logique finicadomienne.

Une plate-forme nord-gondwanienne (Cambrien *s.l.*, ~ 550-480 Ma)

En relative continuité mais de manière diachrone, au Néoprotérozoïque terminal et au Cambrien inférieur, la marge active cadomienne nord-gondwanienne devient une marge passive/transformante. Durant le Cambrien *s.l.* se développe un vaste système de plateformes à sédimentation silico-clastique et/ou carbonatée, représentée dans les Pyrénées par le Groupe de Jujols. Dans certaines régions, dans le Massif central français par exemple, se rencontre au Cambrien inférieur un intense magmatisme felsique (rhyolites, granites) traduisant en contexte extensif un *rifting* préluant aux ouvertures océaniques ordoviciennes.

Dans les Pyrénées, un plutonisme cambrien inférieur commence à être mis en évidence (massifs de l'Agly et des Albères) mais il n'est pas connu avec certitude de volcanisme de cet âge, ce qui traduit une position du domaine pyrénéen plus proche du continent gondwanien que les régions plus septentrionales.

Les événements ordoviciens (~ 480-440 Ma)

À l'Ordovicien, le domaine pyrénéen évolue sous la double influence d'événements de nature différente se déroulant au Nord et à l'Ouest d'une part, à l'Est d'autre part (toujours dans les coordonnées actuelles). La part de chacune de ces deux influences est encore mal déterminée.

À l'Ordovicien inférieur, dans un régime globalement extensif, s'ouvrent au Nord-Ouest : (i) le vaste océan Rheic faisant dériver loin du Gondwana un grand bloc continental, Avalonia ; (ii) de la Galice à la Bohême, le petit océan du Massif central, qui va séparer - faiblement sans doute - un autre bloc continental (Armorica/Cadomia) de la marge nord-gondwanienne proprement dite. Le volumineux plutonisme felsique (granitoïdes) ordovicien inférieur-moyen connu dans tout le centre-Ouest européen est expliqué classiquement par ce régime tectonique extensif ; de ce point de vue, les Pyrénées s'inscrivent parfaitement dans la marge sud de l'Océan centralien, à l'Ordovicien inférieur.

Mais vers le Sud-Est et l'Est, dans un contexte de marge redevenue active, l'Ordovicien moyen est caractérisé par un abondant magmatisme de type arc lié à une subduction (Sardaigne), voire par un cycle orogénique complet avec subduction et (?) collision (Alpes). Un large domaine périméditerranéen est affecté par d'importantes déformations sardes médio-ordoviciennes,

transensives et/ou transpressives, avec basculement de blocs, plissement et érosion, à l'origine de la discordance sarde, plus ou moins fortement angulaire, de l'Ordovicien supérieur. C'est le cas dans les Pyrénées orientales, où malheureusement la chronologie relative entre le plutonisme, les déformations et l'érosion sardes n'est pas bien connue, d'autant plus qu'une partie du plutonisme ordovicien semble dater de l'Ordovicien supérieur (et bien que le volcanisme ordovicien supérieur soit à la fois calco-alkalin et tholéitique, ce qui évoque davantage un contexte extensif).

CYCLE HERCYNIEN

Les considérations générales concernant la chaîne hercynienne sont établies d'après la très abondante littérature sur le sujet, et notamment : Arthaud et Matte, 1977 ; Autran *et al.*, 1996 ; Delvolvé *et al.*, 1998 ; Denèle *et al.*, 2014 ; Faure *et al.*, 1997, 2009 ; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011, 2012 ; Laumonier *et al.*, 2010, 2014 ; Lucas et Gisbert, 1996 ; Martínez Catalán, 2012 ; Martínez-García, 2013 ; Matte, 2001 ; Neubauer, 2014 ; Raymond, 1986 ; Rossi *et al.*, 2009 ; Servais et Sintubin, 2009 ; Stampfli et Borel, 2002 ; Stampfli *et al.*, 2013 ; Vielzeuf, *in* Guitard *et al.*, 1996 ; von Raumer *et al.*, 2013 ; Weil *et al.*, 2010.

Dans le puzzle varisque ouest- et sud-européen, les Pyrénées occupent une place singulière où, comme à l'Ordovicien, diverses influences s'exercent selon les périodes. En premier lieu, les Pyrénées appartiennent aux zones externes méridionales de la branche centrale de la chaîne varisque ouest-européenne, chaîne de collision orientée globalement NE-SW de l'Ibérie à la Bohême, et structurée en deux temps, au Siluro-Dévonien par fermeture du petit océan centralien (chaîne varisque *s.s.*) et au Carbonifère (chaîne hercynienne *s.s.*) ; les zones internes de cette chaîne, structurées les premières, sont visibles en France dans le Massif central et le Sud du Massif armoricain. Sur la transversale pyrénéenne, l'avant-pays méridional de la chaîne hercynienne est aujourd'hui caché sous le bassin de l'Èbre (toutefois, il pourrait affleurer dans le Sud des Chaînes côtières catalanes). Par ailleurs, le domaine pyrénéen, très externe, est très logiquement celui qui est touché le plus tardivement par l'orogénèse hercynienne, au Pennsylvanien (Carbonifère supérieur) principalement, comme le Sud de la Montagne noire voisine.

Mais les Pyrénées, du moins vers la limite Carbonifère-Permien, appartiennent aussi à l'arc ibéro-armoricain (arc asturien ou cantabrique), ce qui suggère de regarder vers l'Ibérie pour tracer des corrélations. Se pose enfin le problème de la continuation des Pyrénées vers l'Est, sous ou au-delà de la Méditerranée.

Une autre question est l'existence - ou non - à partir du Dévonien moyen d'un océan, la Paléotéthys, séparant l'Afrique d'un ruban de blocs nord-gondwaniens

dont les Pyrénées (*Galatian superterrane*). Dans le premier cas, les Pyrénées appartiennent à la marge Nord de cette Paléotéthys, marge d'abord passive et qui devient active au Carbonifère, la Paléotéthys disparaissant par subduction vers le N sous le microcontinent galatien. Dans le second cas, les Pyrénées sont simplement une partie d'un promontoire africain qui par poinçonnement vers le NW sera à l'origine de l'Arc ibéro-armoricain.

L'étape préorogénique (Ordovicien supérieur à Carbonifère inférieur, ~ 450-325 Ma)

Cette longue période allant de l'Ordovicien supérieur au Viséen est marquée, dans les Pyrénées, par une sédimentation marine quasi continue venant en discordance (discordance sarde) à l'Ordovicien supérieur, sur les séries cambro-ordoviciennes. Le bassin sédimentaire pyrénéen se prolonge vers le Nord et le Nord-Est dans le domaine aquitain, le Mouthoumet et la Montagne noire, vers le Sud-Est dans les Chaînes côtières catalanes et les Baléares, et sans doute vers l'Ouest dans le Nord-Ouest de l'Ibérie. Il s'agit d'une vaste plate-forme généralement carbonatée ou d'un bassin plus ou moins profond constituant l'avant-pays de l'orogène varisque du centre de la France.

Dans l'Est des Pyrénées, la période préorogénique s'achève, entre ~ 330 et ~ 325 Ma (Viséen terminal et Namurien A), par l'installation d'une sédimentation silico-clastique turbiditique (« Culm ») dans un bassin encore très large incluant une partie de l'Aquitaine, le massif de Mouthoumet et la Montagne noire, tandis que la sédimentation carbonatée se poursuit au Sud-Ouest des Pyrénées (Delvolvé *et al.*, 1998). Le Culm est habituellement interprété comme un flysch déposé dans un bassin flexural d'avant-pays, conséquence de la tectonisation des domaines plus internes situés au Nord et au Nord-Est des Pyrénées.

L'étape orogénique majeure (Carbonifère supérieur, ~ 325-300 Ma)

Dans le Nord-Est des Pyrénées (Pays de Sault), un premier chevauchement, synchrone du dépôt du Culm namurien A (~ 330-325 Ma), a été mis en évidence ; il signe le début de la tectonisation dans les Pyrénées. On sait que dans la Montagne noire, la fin de la sédimentation, au Namurien A supérieur (~ 325 Ma), coïncide avec la tectonisation du bassin (formation des grands plis couchés au S du versant Sud du massif). De la même manière, l'âge du Culm est-pyrénéen implique un âge maximal de ~ 325 Ma pour le début de la tectonique hercynienne précoce (D1) dans ce domaine, puisque le Culm est affecté par les plus anciens plis précoces ; cependant, le Sud-Ouest de la Zone axiale ne sera touché par les déformations hercyniennes qu'après le dépôt, vers 318 Ma, du Culm westphalien A. Il est tentant de corréliser ce bassin westphalien A (~ 317 Ma) à la déformation D1a de l'Est pyrénéen, ce qui suggère un âge de ~ 315-310 Ma (Westphalien C) pour la déformation D1c et la formation de la schistosité majeure hercynienne. C'est donc vers ~ 310 Ma que s'achèverait la formation du prisme intracrustal et l'épaississement précoces dans les Pyrénées

(sauf le massif basque de Cinco Villas tectonisé seulement après le Westphalien C, c'est-à-dire au plus tôt vers 310 Ma).

Dans les Pyrénées orientales, l'exhumation (D1') séparant les événements orogéniques précoce (D1) et tardif (D2), c'est-à-dire la transition entre la formation du prisme orogénique « froid » à vergence SW et son évolution plutonométamorphique « chaude », peut être datée de ~ 309 Ma (Westphalien D). D2 se développerait de ~ 308 à ~ 299 Ma, au Stéphanien et à l'Autunien inférieur. Au total, dans l'Est des Pyrénées, l'étape orogénique a duré ~ 25 Ma, soit plus de 15 Ma pour D1 et moins de 10 Ma pour D2.

Cette évolution s'inscrit bien, pour D1, dans la logique de progression du N-NE vers le S-SW de l'orogénèse hercynienne dans le Sud du Massif central, avec un fort raccourcissement selon cette direction et un épaissement plus ou moins important. Mais certaines particularités de la géodynamique pyrénéenne, pendant D2/D3, se comprennent mieux si l'on prend en compte également (Denèle *et al.*, 2014) :

- la formation, à l'Ouest, de l'Arc cantabrien (asturien), cœur du célèbre Arc ibéro-armoricain ; les Pyrénées constituent la branche Nord de l'arc, qui se serait formé entre 310-305 et 295 Ma (Stéphanien à Autunien), avec une importante rotation dans le sens horaire de cette branche ;
- le jeu d'une possible paléofaille nord-pyrénéenne dextre, WNW-ESE (actuellement) ; cette faille prélude à la tectonique cassante finihercynienne permienne qui résulterait de l'évolution fragile d'une mégazone de cisaillement ductile plus ancienne, contemporaine de la formation de l'arc cantabrien.

L'influence de la paléofaille nord-pyrénéenne s'accroît progressivement pendant D2/D3 : dans la ZA, le régime tectonique devient franchement transpressif pendant D2c et surtout D3. Plus globalement, il est remarquable que D2 coïncide approximativement avec le début de la formation de l'arc cantabrien. Un tel contexte tectonique explique bien l'instabilité du régime de déformation pendant D2/D3 dans les Pyrénées, en particulier le régime décrochant dextre pendant D2c-D3 qui serait lié à la rotation horaire progressive de la branche pyrénéenne de l'Arc cantabrien.

La formation de l'arc cantabrien pourrait s'accompagner de processus d'amincissement et de délamination crustales et/ou lithosphériques, processus qui seraient à l'origine de l'important plutonisme (roches mafiques d'origine mantellique, granitoïdes) qui culmine entre ~ 310 et ~ 300 Ma dans la zone centro-ibérique, dans la branche Sud de l'arc. Le plutonisme pyrénéen, exactement de même âge et associé à un processus de même type, s'intègre sans difficulté dans ce modèle général. De plus, la fermeture de l'arc s'accompagnerait de la subduction de la terminaison occidentale de la

Paléotéthys sous le centre de l'Ibérie au Sud et sous les Pyrénées au Nord. C'est donc vers l'W et le S (Ibérie) plus que vers le N (Massif central, Bassin aquitain) qu'il faut regarder pour comprendre les événements hercyniens tardifs (D2/D3) des Pyrénées, à ce moment plus ou moins découplées des zones septentrionales par la paléofaille nord-pyrénéenne. Plus qu'une simple avant-chaîne méridionale de l'orogène varisque médio-européen, les Pyrénées constituent alors, sur la branche Nord de l'arc cantabrien, une chaîne sur décrochement, qui préfigurerait ainsi de manière étonnante la chaîne alpine.

C'est dans ce contexte géodynamique que devra être discutée la possibilité d'un plutonovolcanisme au Stéphan-Autunien (~ 304-299 Ma), et donc la coexistence d'un domaine, au Nord et l'Est de la ZA orientale, où s'achève le plutonisme (D2c) dans un régime tectonique de plus en plus transpressif, et d'un domaine, le Sud-Ouest de la ZA orientale, caractérisé par une tectonique extensive/transensive (formation d'hémi-grabens et dépôt de formations molassiques) et un intense volcanisme, (discussion *in* Laumonier *et al.*, 2014).

Le stade finiorogénique (Permien inférieur, ~ 300-285 Ma)

Le régime tectonique décrochant dextre (fin de D2 et D3) dans les Pyrénées se poursuit, à partir de ~ 300 Ma, au Permien inférieur, mais sur un mode de plus en plus transtensif, dans les Pyrénées comme dans l'ensemble de l'Europe de l'Ouest. La formation des hémigrabens dans lesquels se déposent des molasses continentales, toujours volcanogènes (rhyodacites, andésites calco-alcalines) dans les Pyrénées, se poursuit et probablement se généralise. Chronologiquement et géodynamiquement, cet épisode correspond à la fin de la formation de l'arc cantabrien (asturien) et au magmatisme associé, intense entre 300 et 292 Ma et qui perdure jusque vers 285 Ma dans la zone centro-ibérique. C'est également l'époque - vraisemblablement - où se forment les filons de quartz ainsi que les failles normales sur quartz. Les filons seraient comparables à ceux connus, par exemple, dans le Sud du Massif central (pour lesquels un âge triasico-liasique est cependant parfois proposé).

Les séries rouges du Permien moyen (« Saxonien », ~ 275-260 Ma), discordantes sur les molasses stéphan-autuniennes ou directement sur le socle, se déposent dans un contexte tectonique plus franchement extensif qui fait la transition avec le cycle alpin, ce que souligne un discret volcanisme alcalin.

CYCLE ALPIN

Au Mésozoïque-Paléogène, l'évolution du domaine pyrénéen est étroitement liée à celle de deux domaines océaniques, l'Atlantique à l'Ouest et la Téthys alpine à l'Est : rifting, expansion et, dans le cas de la Téthys, subduction. Schématiquement, les étapes majeures sont les suivantes (Handy *et al.*, 2010) : (i) au Trias-Lias, rifting préluant aux deux ouvertures océaniques : (ii) au

Dogger-Malm, ouverture de l'Atlantique central, au Sud de l'Ibérie, et de la Téthys alpine ; (iii) à la fin du Jurassique et au Crétacé inférieur, rifting et ouverture du segment ouest-ibérique de l'Atlantique, fin de l'ouverture de la Téthys alpine ; (iv) au Crétacé « moyen », rifting et ouverture du golfe de Gascogne, et début de la subduction de la Téthys ; (v) au Crétacé supérieur, début de l'ouverture de l'Atlantique Nord. Cette tectonique des plaques conditionne les mouvements relatifs de trois masses continentales : Europe, Ibérie et Afrique. En ce qui concerne plus particulièrement l'Ibérie et le domaine pyrénéen, les étapes importantes sont les suivantes (Choukroune, 1992 ; Olivet, 1996 ; Vergés *et al.*, 2002 ; Canérot, 2008 ; Bourrouilh, 2008) : (i) au Crétacé inférieur-« moyen », individualisation d'une plaque ibérique qui se déplace, relativement à l'Europe, selon un mouvement complexe, encore discuté, associant une rotation antihoraire, un écartement et une translation senestre avec formation de bassins nord-pyrénéens, exhumation du manteau lithosphérique sous-continentale, métamorphisme de HT-BP, magmatisme alcalin, etc. ; (ii) au Crétacé supérieur, rapprochement de la plaque ibérique et de l'Europe de manière oblique (transpression dextre) ; (iii) à partir du Santonien et surtout au Paléogène, collision frontale N-S entre l'Ibérie et l'Europe, à l'origine de la chaîne alpine pyrénéenne.

Les Pyrénées alpines sont un domaine fortement raccourci (150 km au moins en N-S) et épaissi (formation d'une racine crustale). La chaîne est organisée en plusieurs zones tectoniques globalement E-W. De part et d'autre d'un accident subvertical majeur, la Faille Nord-Pyrénéenne (FNP), habituellement considérée comme héritée de la suture de la chaîne, on distingue, du N vers le S : (i) du côté européen, l'avant-pays aquitain et sa bordure Sud déformée (Zone Sous-Pyrénéenne), et la Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP) limitée au Sud par la FNP ; (ii) du côté ibérique, la Zone Axiale (ZA), la Zone Sud-Pyrénéenne (ZSP) et l'avant-pays ibérique. Les structures majeures (chevauchements, failles inverses) sont à vergence N dans le domaine européen, à vergence S dans le domaine ibérique (la chaîne est « à double déversement »). Les Pyrénées les plus orientales appartiennent principalement à la ZA, c'est-à-dire à la marge nord-ibérique du domaine orogénique pyrénéen. La géodynamique est-pyrénéenne récente est par ailleurs déterminée par l'ouverture du bassin océanique algéroprovençal à l'Oligo-Miocène et à l'extension NW-SE associée, le domaine pyrénéo-provençal devenant partie intégrante de la marge nord-occidentale de ce mini-océan (Séranne, 1999), ce qui notamment conditionne son évolution géomorphologique.

L'étape préorogénique (Permien à Crétacé supérieur *p.p.*, ~ 260-85 Ma)

L'absence totale de terrains de cet âge interdit d'analyser les effets de cette étape sur la feuille Prats-de-Mollo. Le socle hercynien est sans doute au Crétacé supérieur enfoui sous une sédimentation marine jura-crétacée, plus ou moins

épaisse, analogue à celle visible dans les Corbières au Nord, ou bien sous une série plus réduite du fait d'érosions intra-crétacées.

L'étape orogénique (Crétacé supérieur *p.p.* à Éocène, 85-35 Ma)

La ZA et la ZSP, *grosso modo* le socle hercynien et sa couverture posthercynienne méridionale, sont engagés dans un complexe système de chevauchements à vergence S formé à la fin du Crétacé et surtout à l'Éocène (voir les feuilles Arles-sur-Tech et Céret pour plus d'informations). Lors des derniers jeux chevauchants éocène supérieur, la ZA est soulevée et largement érodée. Des séquences de conglomérats molassiques épaisses de 2 à 3 km enregistrent cette évolution sur les deux piémonts (conglomérats dits de Palassou au Nord, conglomérats de Berga au Sud). Les apports issus de la zone axiale n'y apparaissent en général qu'au cours de l'Éocène supérieur ou moyen. La dénudation plurikilométrique est enregistrée aussi par les coupes équilibrées (jusqu'à 16 km au total ; Beaumont *et al.*, 2000) et par la thermochronologie (6 à 9,5 km pendant les derniers 50 Ma ; Sinclair *et al.*, 2005).

L'étape postorogénique (Oligocène à Quaternaire, ~35-0 Ma)

Alors que dans les Pyrénées centrales les raccourcissements et l'épaississement crustal alpins se sont poursuivis jusqu'à la fin de l'Oligocène (25 Ma) voire au début du Miocène, ils ont cessé dans l'Est de la chaîne à la fin de l'Éocène (35 Ma). Dans les Pyrénées orientales, c'est à l'Oligo-Aquitarien que s'élabore la surface d'érosion majeure (S^0), développée à basse altitude (0 km à l'Est, 750 m au plus à l'Ouest). La formation de cette quasi plaine est synchrone des deux phases de *rifting* successives qui sont reconnues dans ce domaine. C'est d'abord le *rifting* ouest-européen, initié au Priabonien (35 Ma) et associé à une extension E-W avec un jeu senestre sur les fractures NE-SW entre Pyrénées et sillon rhodanien. Mais l'évolution néogène des Pyrénées orientales est surtout conditionnée par l'extension NW-SE associée au *rifting*, initié au milieu de l'Oligocène (30 Ma), puis à l'ouverture de la Méditerranée occidentale et la dérive du bloc corso-sarde, au Burdigalien principalement (20-15 Ma) ; cette ouverture est elle-même liée au retrait (*slab rollback*) vers le SE de la subduction téthysienne (Jolivet *et al.*, 1999 ; Séranne, 1999 ; Lacombe et Jolivet, 2005).

Dans les Pyrénées orientales, le jeu des failles normales de la Têt et du Tech, dès l'Oligocène supérieur (30-25 Ma) probablement, et la formation des fossés syntectoniques du Conflent et du Roussillon au Miocène inférieur sont l'expression de cette dynamique. La thermochronologie dans le massif du Canigou semble avoir surtout enregistré le début de cette histoire, car les âges traces de fission dans l'apatite s'échelonnent entre $21,6 \pm 2$ Ma et $27,3 \pm 3,5$ Ma entre la base et le sommet du massif ; seuls certains âges hélium indiquent le Burdigalien ($19,9 \pm 1$ Ma et $17,8 \pm 0,9$ Ma) et seraient donc synchrones du

fonctionnement du graben du Conflent à cette époque (Maurel *et al.*, 2008). Les Pyrénées centrales possèdent aujourd'hui encore la racine crustale (50-55 km) constituée lors de la tectonique alpine, tandis que cette racine a disparu sous les Pyrénées orientales, où la croûte a une épaisseur normale de 25-35 km qui diminue encore vers l'E, en direction de la Méditerranée. La disparition de la racine crustale est-pyrénéenne se serait faite à ce moment. La phase tectonique miocène inférieur est suivie, au Miocène moyen, par le façonnement de la surface d'érosion (S^1) jusqu'à 500 m au-dessous de S^0 à l'Ouest, S^1 et S^0 étant souvent confondues à l'E, à la marge des fossés. Au total, le relief était encore peu marqué, et les altitudes maximales inférieures à 1 000 m (Calvet et Gunnell, 2008). Dans les Corbières orientales (feuilles Leucate et Narbonne), la surface S^1 se raccorde très clairement au littoral miocène moyen, marqué par des cordons de galets lithophagés et des accumulations d'*Ostrea*.

La surrection reprend au Miocène supérieur (Tortonien), vers 12 Ma et se poursuit au Pliocène inférieur. Cette phase néotectonique est marquée par la naissance de néofossés d'effondrement extensifs, dans la Zone axiale (bassins de la Seu d'Urgell, de Cerdagne et du Capcir) et au Sud-Est (bassins de l'Empordà et de La Selva), et par le rejeu des failles majeures de la Têt et du Tech. Le remplissage détritique torrentiel des néofossés est daté par de nombreux gisements de mammifères du Vallésien-Turolien (Miocène supérieur, 12-10 à 6 Ma) (synthèse *in* Calvet, 1996). Cette phase est également marquée par l'apparition concomitante, à partir de 10 Ma, du volcanisme alcalin catalan (Empordà, La Selva). Les bassins côtiers préexistants, comme le Roussillon, rejouent à la même époque, ce jeu se prolongeant au moins jusqu'au Pliocène inférieur.

Le moteur de l'*uplift* récent pourrait être une érosion thermique du manteau lithosphérique et donc un réchauffement de la lithosphère amincie et son soulèvement (Gunnell *et al.*, 2008) ; on a aussi invoqué une rupture de slab ou une instabilité gravitaire lithosphérique (Vanderhaeghe et Grabkowiak, 2014). On a proposé que ce réchauffement, qui déstabilise la racine lithosphérique profonde, pourrait également être lié à un flux asthénosphérique de retour issu du panache du Massif central (à l'origine du volcanisme cénozoïque de cette région) et s'écoulant vers la Méditerranée, entre 17 et 2 Ma ; ce serait aussi une lointaine conséquence du slab *rollback* de la subduction téthysienne qui se poursuit vers le SE, dans la Mer tyrrhénienne (Barrauol et Granet, 2002 ; Pio Lucente *et al.*, 2006).

Le Pliocène supérieur est plus calme tectoniquement ; le relief est encore émoussé, marqué par la formation de pédiments, et les altitudes sont encore modérées. Ce n'est qu'au Plio-Quaternaire, depuis 2 à 3 Ma, que les Pyrénées orientales acquièrent leurs altitudes actuelles par un nouveau soulèvement généralisé, de 500-1 000 m environ à l'Ouest, mais sans rejeu notable, au moins depuis le Quaternaire moyen inclus, des grandes failles normales sauf pour

celles qui contrôlent les escarpements à grandes facettes basales. C'est l'érosion fluviale et glaciaire subséquente à ce soulèvement qui a façonné le relief actuel. Cet ultime événement néotectonique serait à discuter dans le contexte du régime tectonique actuel, malheureusement mal connu, mais qui serait plutôt compressif-décrochant selon les travaux des années 1990 (Philip *et al.*, 1992 ; Goula *et al.*, 1999), plutôt extensif selon les données actuelles (Chevrot *et al.*, 2011).

RESSOURCES MINÉRALES

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Comme ailleurs dans les Pyrénées orientales, il existe de nombreuses petites carrières ouvertes pour les matériaux de construction ou d'ornementation (granites, schistes et micaschistes, calcaires garumniens, etc.) ; la plupart sont aujourd'hui totalement abandonnées. On peut cependant signaler les importantes carrières de marbres de la Formation de Canaveilles, au N de Setcasas et à la Preste même en particulier, certaines encore exploitées sporadiquement.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Sur la partie française de la feuille Prats-de-Mollo ont été recensées une quinzaine d'occurrences minéralisées dont la plus importante est le célèbre gisement à tungstène de Costabonne. Leurs principales caractéristiques sont présentées dans le chapitre *Documentation complémentaire* (Tabl. I et II). L'élément le mieux représenté est bien sûr le tungstène qui s'observe dans des associations sulfurées de skarns à scheelite. Des associations sulfurées polyminérales groupent également un ou plusieurs des éléments suivants : Zn, Pb, Cu, Ba, F, Fe, W, Bi, Mo. Pour une synthèse à l'échelle des Pyrénées orientales, voir Moyroud et Salpeteur (1993) ; voir aussi BRGM (1982). Nous ne détaillerons ici que le cas du tungstène de Costabonne dont les roches-hôtes (skarns) ont fait l'objet d'études gîtologiques et géochimiques détaillées.

Sur le versant espagnol, le secteur Queralbs-Ribas-Planoles (Vall de Ribes) et accessoirement le secteur de Setcasas renferment de nombreux gisements polymétalliques (Au, Ag, Cu, Pb, Sb, Zn, As, Fe) qui ont permis une activité minière assez intense dans la seconde moitié du XIX^e siècle. Au Sud-Est de la feuille se trouve l'ancienne mine de cuivre de les Ferreres (Espagne) et de Can Pubill (France), visible dans duplex du Can Pubill ; la mine de les Ferreres a fonctionné jusqu'aux années 1950.

Tungstène : le gisement de Costabonne

Les skarns minéralisés en scheelite des Pyrénées orientales ont été découverts par G. Guitard dans le cadre de campagnes de prospection systématique du tungstène entreprises par le BRGM dès 1949. Une première découverte à Roc-Jalère près d'Amélie-les-Bains (Guitard, 1949, Rapport BRGM A510, inédit ; voir notice Céret) a été suivie en 1951 d'une seconde découverte à proximité du Pic de Costabonne (Destombes *et al.*, 1951). Cependant, la présence de grenats liés à un métamorphisme de contact avait déjà été signalée dès l'aube du XX^e siècle par A. Lacroix, en 1899-1900, et un premier indice à molybdène avait été mentionné à Turon, sur le versant espagnol de Costabonne dès 1909 (Font y Sague, 1909). Plusieurs travaux menés sur les versants français et espagnol conduiront à un ensemble de documents parmi lesquels on peut citer Guitard (1954) et Deremetz et Guitard (1955, 1957), ainsi que le gros article de synthèse de Guitard et Laffitte (1958). La prospection détaillée du site de Costabonne par le BRGM a permis d'évaluer les réserves en tungstène, estimées à 2 500 tonnes de WO₃ dans un minerai à 0,35 % (Deremetz et Guitard, 1957).

Des travaux plus fondamentaux sur la genèse des skarns ont ensuite été entrepris par les Écoles des Mines de Paris et de Saint-Étienne ainsi que par l'Université catholique de Louvain (Guy, 1979, 1980, 1988 ; Le Guyader, 1982 ; van Marcke de Lummen, 1983, 1985 ; Dubru, 1986 ; van Marcke de Lummen et Verkaeren, 1986 ; Baetens, 1989 ; Guy *et al.*, 1988 ; Santarelli *et al.*, 1988). Un bref historique synthétique des recherches et une description minéralogique illustrée du gisement peuvent être trouvés dans les articles de J.-C. Goujou consacrés aux minéraux des skarns de Costabonne (Goujou, 1999, 2000) et des Pyrénées orientales (Goujou *et al.*, 2000). Un aperçu plus étendu sur les gisements de skarns de la chaîne varisque d'Europe occidentale ainsi qu'une bibliographie exhaustive peuvent être trouvés dans Cheillett *et al.* (2005).

Description du gisement

La présentation de l'organisation spatiale du gisement de Costabonne est extraite pour l'essentiel de Guitard et Laffitte (1958). Une carte et un bloc diagramme du gisement sont présentés en annexe (planche hors texte 2). Le contexte géologique du gisement se compose du N au S : du granite de Costabonne sain ; du granite modifié ; d'un premier skarn important (skarn nord) ; de dolomies et marbres à minéraux ; d'alternances grenatite-dolomie - marbre calcaire à intercalations de skarn ; de dolomie ; d'un second skarn (skarn sud) ; et enfin de micaschistes.

- Le **granite de Costabonne**. Le granite sain à proximité du contact est un granite porphyroïde, dans l'ensemble très homogène et dépourvu de septa et d'enclaves ; il montre, cependant, localement des variations de taille de grain et de minéralogie, avec notamment un faciès fin (granite de Perafeu) et un faciès à

deux micas. Le **granite modifié** est constitué d'abord d'une zone de transition (< 1 m) marquée par l'absence de microcline et de muscovite, et ensuite d'un granite d'une puissance de 1 à 10 m, localisé au contact des skarns, dépourvu de microcline, pauvre en micas (composition de tonalite riche en quartz et à plagioclase calcique, An₂₅₋₅₅), et comportant des minéraux calciques près du contact (diopside, amphibole, titanite, épidote, prehnite). Les relations texturales suggèrent trois phases de modification du granite initial : endomorphisme avec apparition de minéraux calciques (pyroxène, amphibole, épidote), silicification avec développement de quartz amiboïde, et hydroxylation avec résorption quasi totale des minéraux calciques par des minéraux tels que séricite, épidote, prehnite, chlorite.

- Les **dolomies et marbres à minéraux**. Ils correspondent à d'anciens niveaux calcaires et dolomitiques (Formation de Canaveilles) recristallisés lors du métamorphisme régional et ensuite affectés par le métamorphisme de contact lié à l'intrusion du granite de Costabonne, dont l'effet se manifeste, outre par une importante skarnification, par de petits skarns rubanés dans les marbres, des veines à minéraux magnésiens dans les dolomies, des marbres à brucite, des veines de calcite, etc. Les dolomies veinées, visibles notamment au voisinage du skarn sud, sont parcourues d'un réseau de veines contenant des minéraux magnésiens plus ou moins transformés en serpentine. La puissance de ces veines est de 2 à 10 cm, mais elles peuvent former des lentilles de plusieurs mètres de longueur. Deux types de veines sont reconnus :

- des veines à spinelle formées de calcite accompagnée de forstérite, clinohumite, spinelle, clinochlore, phlogopite, trémolite, fluoborite ;

- des veines à diopside dans lesquelles ce minéral est largement prédominant et accompagné de trémolite, pargasite, phlogopite, clinochlore, forstérite, et plus rarement pyrite, pyrrotite, sphalérite, galène.

- Les **marbres à brucite**, limités aux niveaux dolomitiques, sont surtout développés au voisinage du skarn sud dans lequel ils forment des amas de 5 à 10 m de puissance. Ils se distinguent des dolomies par leur couleur blanche, l'abondance des grains de magnétite et la présence de nodules (0,2-3 cm de diamètre) ou de lamelles millimétriques de brucite. Leur minéralogie, caractérisée par une dédolomitisation totale, comprend essentiellement calcite, brucite et magnétite, accompagnées de phlogopite, antigorite, hydrotalcite, hydromagnésite et de borates (ludwigite, fluoborite, szaibelyite). Les nodules à brucite sont considérés comme le résultat de la pseudomorphose d'anciens minéraux tels que spinelle, voire forstérite ou humite.

- Les **skarns**. Les skarns sont largement développés, avec une masse principale au contact du granite et de l'horizon calcaréo-dolomitique (skarn nord), une masse moins importante au contact des dolomies et des micaschistes (skarn sud), et des corps d'extension limitée dans les marbres (Pl. 1 h.-t.). Le grain des

skarn est grossier, généralement centimétrique, mais pouvant atteindre localement la dizaine de centimètres. Leur composition minéralogique est variable mais trois minéraux sont communs à tous les skarns : grenat (série grossulaire-andradite) souvent zoné, pyroxène (série salite-ferrosalite) et scheelite.

Le *skarn nord* constitue un amas plaqué contre le granite et s'étendant sur 500 m de longueur et une puissance maximale de 50 m. Par endroit le contact n'est souligné que par un skarn de quelques dizaines de cm d'épaisseur. Le mur du skarn correspond au contact avec le granite ; ce contact est irrégulier, pas toujours bien défini, mais marqué par une zone de transition. Le toit correspond au contact avec les marbres et dolomies ; ce contact est généralement net mais peut montrer des apophyses s'insinuant dans le marbre ou au contraire des masses de marbre non transformées dans le skarn. Ce skarn est zoné, comprenant :

- au contact du granite un skarn quartzique (0,3-10 m d'épaisseur) riche en minéraux hydroxylés et scheelite ;
- une large zone centrale de grenatite à pyroxène à scheelite dispersée (1-40 m d'épaisseur) ;
- une zone de pyroxénite minéralisée en scheelite et contenant des sulfures (0,3-3 m d'épaisseur).

Le *skarn sud* est une large lentille d'une longueur de 1 000 m environ sur le versant français, interstratifiée entre les dolomies au Nord et les micaschistes et cornéennes au Sud. Sa puissance est de l'ordre de la dizaine de mètres mais peut varier entre 1 et 25 m. Son toit avec les cornéennes et micaschistes est régulier, tandis que son mur au contact des dolomies est irrégulier. Une grande diversité de textures montre la formation de ce skarn par remplacement de la dolomie. Le skarn sud présente deux zones principales :

- une zone de pyroxénite ou pyroxénite à grenat au contact de la dolomie (0,3-4 m d'épaisseur) riche en quartz et épidote et contenant une minéralisation en scheelite, blende et pyrite ;
- une zone de grenatite à pyroxène dont la puissance peut atteindre 20 m et dont la seule minéralisation est à molybdénite dispersée.

D'autres gisements sont observés : skarns en lentilles de dimensions variables dans les cornéennes rubanées, alternances métriques ou décimétriques skarns-cornéennes, skarns périphériques apparaissant en lentilles dispersées ou filons couches sur le versant espagnol de Costabonne et se distinguant par une minéralisation où les sulfures sont abondants notamment blende et molybdénite (gîte du Turon).

- Les *minéralisations*. La scheelite est fréquente dans les skarns à grenat où elle se présente en grains disséminés, de taille millimétriques, correspondant à une

teneur en WO_3 variant de 0,35 à 0,1 %. Elle est présente également dans toutes les pyroxénites où elle est de taille plus importante (0,1 à 8 cm) et plus abondante (0,4-1,0 % de WO_3). Deux générations de scheelite sont reconnues : l'une primaire et associée aux minéraux anhydres, l'autre tardive et associée aux minéraux hydroxylés et sulfures.

Les sulfures sont essentiellement observés dans les pyroxénites et notamment les pyroxénites quartziques, si l'on excepte quelques concentrations mineures de molybdénite dans les grenatites. Les sulfures sont par ordre d'importance : sphalérite, la plus abondante notamment dans le skarn sud (2-10 % de Zn) ; pyrite ; pyrrotite ; bismuthinite ; chalcopyrite. Ces sulfures sont accompagnés de quartz, fluorite, chlorite, biotite verte.

Genèse du gisement

Plusieurs phases sont distinguées par G. Guitard et P. Laffitte (1958) : mise en place du granite et métamorphisme de contact ; phases métasomatiques avec le développement des skarns minéralisés suivie d'une importante silicification et hydroxylation ; et enfin filons à quartz tardifs.

La formation des skarns sud, appelés aussi skarnoïdes, a fait l'objet d'une étude détaillée (Van Marcke de Lummen, 1983 ; Van Marcke de Lummen et Verkaeren, 1986). Ces skarns sont considérés comme formés à partir des micaschistes de la Formation de Canaveilles ($CaO < 1\%$) au contact des marbres. Une zonalité minéralogique sud-nord, c'est-à-dire des micaschistes vers les marbres, se développe à partir des micaschistes (biotite, muscovite, quartz, ilménite, \pm chlorite ou \pm cordiérite) à l'issue de deux séquences réactionnelles superposées : muscovite \rightarrow feldspath \rightarrow grenat et biotite \rightarrow amphibole \rightarrow clinopyroxène. Cette succession comporte quatre zones :

- zone à biotite, feldspath-K, quartz et titanite, dans laquelle la muscovite est remplacée par le feldspath-K, la chlorite et la cordiérite étant remplacées par la biotite ; en l'absence de quartz, le feldspath est un plagioclase (An_{35-40}) ; cette zone s'étend sur une dizaine de mètre ;
- zone à amphibole, feldspath-K, quartz et titanite, dans laquelle la biotite est remplacée par l'amphibole ; en l'absence de quartz le feldspath est un plagioclase ; l'épaisseur de cette zone est de l'ordre de la dizaine de centimètres ;
- zone à pyroxène calcique, quartz, plagioclase et titanite, dans laquelle le pyroxène remplace l'amphibole, le feldspath-K ayant disparu ;
- zone à grenat, pyroxène calcique, quartz et titanite, dans laquelle le grenat remplace le plagioclase ; cette zone dont l'épaisseur est de l'ordre du mètre contient fréquemment de la molybdénite et des sulfures (pyrite, chalcopyrite), la scheelite y est rare.

Une vision plus globale de la genèse des skarns de Costabonne a été proposée par B. Guy (1988). Il apparaît tout d'abord plusieurs types de zonations minéralogiques en fonction de la nature du substrat.

- Sur substrat dolomitique, la zonation précoce est à dolomite/calcite + forstérite/diopside/andradite/grandite ; suivent une hydratation et une série de transformations : disparition de la forstérite, apparition de la trémolite au contact de la dolomie, disparition de l'andradite, développement d'une amphibole entre pyroxène et grenat, disparition des pyroxènes conduisant *in fine* à une zonation à dolomite/trémolite/amphibole actinolitique/grandite (grandite = grenat constitué essentiellement de grossulaire et andradite).
- Sur substrat calcitique, la zonation précoce est à calcite/wollastonite ± diopside/andradite/grandite ; suivent une disparition de la wollastonite, le développement d'une amphibole actinolitique entre diopside et grenat ; enfin un skarn à amphibole + calcite ± quartz se développe directement sur le marbre.
- Sur substrat granitique, trois zones se développent par disparition de la muscovite, puis transformation de la biotite en amphibole et des feldspaths en plagioclase plus calcique, puis transformation du plagioclase en grenat et de l'amphibole en pyroxène, et plus tardivement croissance de l'épidote aux dépens du plagioclase ; ceci conduit à deux zones d'endoskarn, l'une externe à quartz, plagioclase et amphibole, l'autre interne à grenat et/ou épidote.
- Sur substrat de cornéennes calciques et silico-alumineuses, les zonations sont plus complexes. Les roches grésopélitiques se transforment en grenatite par disparition de la muscovite ; la biotite se transforme en amphibole ; le feldspath-K disparaît et il se forme du plagioclase calcique ; puis l'amphibole se transforme en pyroxène et le plagioclase en grenat. Les cornéennes à silicates calciques peuvent se transformer en skarn à amphibole + épidote, amphibole + grenat ou pyroxène + grenat ; il est cependant à noter que la diffusion entre niveaux carbonatés et pélitiques peut conduire la succession suivante : roche carbonatée, grenat ± vésuvianite, diopside + plagioclase, amphibole + feldspath ± quartz, roche grésopélitique à biotite.

Ensuite, les conditions de genèse du gisement ont été reconstituées à partir d'une étude couplée des paragenèses minérales, des inclusions fluides et des isotopes stables (C, O, H, S). Les températures conduisant aux différentes successions paragénétiques s'étalent entre 680° et 200 °C sous une pression de l'ordre de 1,7-2,0 kb. L'étude des inclusions fluides (Guy *et al.*, 1988 ; Santarelli *et al.*, 1988) montre des fluides essentiellement aqueux ($X_{H_2O} > 0,99$) contenant des proportions mineures de CO₂, CH₄, O₂, N₂, H₂, H₂S, HCl et HF. Leur salinité est variable (5-25 % eq. NaCl) et ils contiennent des solides tels que carbonates (calcite), chlorures (NaCl, CaCl₂) et silicates (micas). L'absence

générale de CO₂ dans les inclusions en dépit de processus de décarbonatation généralisés montre que la skarnification a eu lieu en système largement ouvert. Les transformations observées impliquent des échanges importants de Ca et K, ainsi que l'introduction d'éléments tels que W, Zn, U, Ta, Ni, Co (Le Guyader, 1982). L'étude des isotopes stables montre l'intervention de trois types de fluides :

- des fluides magmatiques impliqués dans les premiers stades de la formation des skarns minéralisés en W ;
- des fluides métamorphiques détectés dans certains skarns non minéralisés en W ;
- des eaux météoritiques de deux types, les unes chaudes, présentes dans les divers types de skarn et associées à l'altération des skarns sur granites et roches silico-alumineuses, les autres plus froides, et plus limitées et associées à l'altération tardive des skarns sur marbres. Une approche plus approfondie de genèse de la zonation des skarns peut être trouvée dans les travaux de B. Guy (1988).

Il est à noter enfin que les roches à magnétite-apatite, initialement considérées comme des endoskarns (Guitard et Laffitte, 1958), ont été réinterprétées comme des roches magmatiques appartenant à la famille des nelsonites par G. Van Marcke de Lummen (1985).

Autres minéralisations

Les minéralisations, la plupart filoniennes, de la Vall de Ribes sont étudiées en grand détail dans Robert (1980), ainsi que dans Ayora (1980), Ayora et Casas (1986), Ayora *et al.* (1981, 1992), etc. J.-F. Robert (1980) a notamment mis en évidence une zonalité métallogénique spatiotemporelle qui a ensuite été retrouvée quasiment à l'identique dans le massif des Aspres et qui serait donc susceptible de la même relecture (voir discussion *in* notice Céret).

Selon A. Soler et C. Ayora (1985), la minéralisation à barytine, Cu, Pb, Zn, Sb de les Ferreres – Can Pubill serait localisée dans des poches karstiques affectant les dolomies de la Formation de Canaveilles et serait génétiquement liée à la surface d'érosion prégarumnieuse ; à la différence de toutes les autres minéralisations, considérées comme tardi- à finihercyniennes (Stéphanien-Permien), celle de les Ferreres – Can Pubill relèverait donc du cycle alpin.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

CLIMAT ET VÉGÉTATION

Les bassins versants du haut Tech et du Ter appartiennent à un domaine de montagne méditerranéenne humide. Le caractère méditerranéen réside dans l'origine des précipitations, principalement apportées par les perturbations de SE, l'irrégularité interannuelle et les abats d'eau extrêmes, généralement de saison automnale. Par contre la sécheresse estivale est inconnue en amont d'Arles et la saison estivale peut être la plus arrosée en raison de la fréquence des orages. Les totaux pluviométriques annuels atteignent 1 080 mm au Tech, 1 118 mm à Prats, 1 156 mm à Camprodon et 1 011 mm à Ribes de Freser ; les nivopluviomètres indiquent plus de 1 500 mm dès 1 700 m. Le Vallespir a pu à juste titre être appelé le « pays de la pluie » par les climatologues (Vigneau, 1986). Cette originalité résulte de la position sous les flux dominants de NW en altitude, qui provoquent, sous le vent de la barrière montagneuse, un effet de sifflet, aspirant l'air chaud, humide et instable du SE et provoquant des ascendances orageuses estivales sur cette façade méridionale de Canigou-Carança. Par contre l'enneigement hivernal est médiocre, avec des redoux fréquents, et la couverture nivale, qui se tient en hiver en général au dessus de 1 800-2 000 m, est rarement continue. Les moyennes thermiques sont plutôt douces : 12,2° au Tech, 9,4° à la Preste, à 1 100 m.

La végétation naturelle a été très transformée par l'Homme. Les défrichements agricoles et la fabrication du charbon de bois pour alimenter les forges catalanes ont atteint leur point maximum au cours du XVIII^e siècle, contribuant très certainement à amplifier les effets érosifs des abats d'eau extrêmes, particulièrement fréquents au Petit âge de glace. Les pelouses alpines, en voie de dégradation, apparaissent au-dessus de 2 300 m. La couverture dense de *Festuca supina* et *Trifolium alpinum* (*Pumilo-Festucetum supinae* défini par J. Braun-Blanquet, 1948) tend à s'ouvrir (« pelouses écorchées »), sous l'action de la géliturbation et de l'érosion éolienne des fines, et à être colonisée par la callune (Soutadé, 1980). La forêt subalpine de pins à crochet (*Pinus uncinata*) a presque disparu en Vallespir, remplacée par des landes à genévrier, genêt purgatif et rhododendron ; elle persiste dans les bassins de la Rotja, du Mantet et de Carança, jusqu'à 2 400 m parfois. La forêt de l'étage montagnard comporte des hêtres et quelques sapins résiduels en Vallespir ; sur le versant Conflent, plus sec, les sapins sont paradoxalement plus abondants, les hêtres disparaissent progressivement vers Carança et sont remplacés par le pin sylvestre. L'étage subméditerranéen, occupé par le chêne pubescent et d'importants reboisements de châtaigniers en taillis, peut atteindre 1 000 à 1 200 m. Les cultures sont rares et se limitent essentiellement à des prairies de fauche, support avec les pâturages d'altitude d'une activité pastorale résiduelle. L'exode rural a été accéléré après 1940 par les rachats de terrain de l'ONF ; les reboisements de l'étage montagnard, réalisés par le service de RTM, ont porté sur 3 680 ha (résineux,

surtout non autochtones, épicéas et mélèzes), pour un domanial RTM de 6 636 ha. Mais c'est surtout le recru naturel qui a rendu au Vallespir sa couverture forestière dense, déjà célèbre au Moyen âge (13 % de forêts en 1827, 60 % maintenant).

RISQUES NATURELS

Le territoire concerné par la feuille Prats-de-Mollo est soumis à des aléas naturels très divers et, pour certains, particulièrement intenses. Mais les espaces à risques concernent essentiellement les fonds de vallées, où se concentrent la quasi-totalité des enjeux et de la population.

Sismicité historique et risque sismique

L'aléa sismique concerne l'ensemble des Pyrénées orientales. Le relevé historique des tremblements de terre du département des Pyrénées-Orientales révèle une sismicité plutôt faible à l'égard d'autres régions telles que la Bigorre (Hautes-Pyrénées), le Béarn (Pyrénées-Atlantiques) ou la Catalogne (Espagne) (Souriau et Pauchet, 1998 ; Souriau *et al.*, 2001). Les séismes du département y atteignent le plus souvent une intensité maximale plutôt modérée, de l'ordre de VI sur l'échelle des séismes (12 degrés), correspondant à de légers dommages (fissurations de quelques murs, chutes de tuiles). Géographiquement, les épicentres départementaux semblent se répartir en plusieurs zones : au Nord et au Nord-Ouest, les Fenouillèdes et le centre-Nord de la Plaine du Roussillon ; à l'Ouest, le Vallespir et le Conflent prolongés par la Cerdagne ; au Sud, la plaine du Roussillon méridionale et la chaîne des Albères. Le nouveau zonage sismique de la France, entré en vigueur le 1^{er} mai 2011, range le territoire de la feuille Prats-de-Mollo dans la catégorie 4 (sismicité moyenne), sur une échelle allant de 1 (très faible) à 4 (moyenne) pour la France métropolitaine (www.planseisme.fr).

Les épicentres historiques sont assez nombreux dans le secteur couvert par la feuille Prats-de-Mollo et ses abords immédiats. Deux séismes sont attestés les 2 février 1783 et 23 février 1918 à Prats-de-Mollo, celui de 1783 étant décrit par certains propos de l'époque comme responsable de dommages à des habitations mais son aire d'extension reste à préciser. Entre Vallespir et Conflent, la région est soumise à une activité plutôt faible dans le secteur du Canigou. Plusieurs secousses d'intensité faible à modérée possèdent leur foyer dans ces parages : 25 décembre 1772, 5 décembre 1979, 17 mai 1980. Dans la vallée même de la Têt, aux environs de Prades, différents chocs sont représentés par des épicentres locaux qui semblent pouvoir être associés à l'activité de la faille de la Têt : 27 décembre 1755 (VI) et son essaim de secousses, 8 septembre 1797, juillet 1819, 27 janvier 1912, octobre 1950 et 17 juillet 1951. Le haut bassin du Ter et ses affluents, comme celui du haut Fluvià, dans le prolongement immédiat du

haut Vallespir, sont aussi une zone très sismique : on relève deux séismes de magnitude entre 4 et 5 à Ribes de Freser en 1984 et en 1988 ; entre 1989 et 2003, on y compte deux chocs de magnitude entre 4 et 5, sept chocs de magnitude entre 3 et 4 et plusieurs dizaines de chocs de magnitude plus faible (Souriau & Sylvander, 2004).

L'événement de référence reste le séisme du 2 février 1428, dit d'Olot, d'une intensité MSK initialement évaluée à X-XI, mais limitée par les travaux récents à VIII-IX à l'épicentre (Olivera *et al.*, 2006). Il a fortement affecté tout le secteur et on a estimé la magnitude Mw à 6,5 avec un hypocentre à 9 km. L'épicentre en serait placé immédiatement au Sud de la frontière, sur la bordure de la Zone axiale, à Camprodon ou vers Queralbs. Il pourrait être associé à un accident chevauchant qui s'aligne sur le système de failles du Vallespir, le chevauchement de Ribes-Camprodon. Sa période de récurrence n'est pas connue, mais semble largement pluriséculaire, sinon millénaire. Si les travaux de sismotectonique ont jusque là privilégié un contexte compressif (Goula *et al.*, 1999), les nouveaux calculs de mécanismes au foyer, mieux contraints, montrent que l'essentiel des séismes pyrénéens seraient en faille normale (Chevrot *et al.*, 2011).

Le descriptif de ces séismes est consultable sur le site BRGM www.sisfrance.net.

Autres aléas

L'aléa mouvements de terrain est présent sur les versants schisteux de la vallée du Tech, où il peut concerner des masses de plusieurs Mm³ susceptibles de barrer la vallée et de provoquer des vagues de débâcle si, comme cela a été le cas en 1940, ils coïncident avec une crue majeure. En 1940, par chance, le barrage de l'Avellanosa, haut de 60 m s'est érodé progressivement. Le glissement de l'Avellanosa n'est pas stabilisé et la masse glissée inférieure, entaillée en un versant très raide et haut de plus de 80 m par le Tech, peut être aisément remise en route.

L'aléa avalanches n'est pas inconnu sur les versants montagneux, où il concerne surtout les stations de ski de Vallter et de Núria et leurs voies d'accès. En France, seul le village de Mantet a été directement concerné dans le passé (1560, église touchée, détruite en 1703, 1830 2 morts, 1904, 1950) (Aguéra, 1985).

Le risque majeur sur la feuille est représenté par *les crues torrentielles*, apportées en général par les perturbations méditerranéennes d'automne. Elles ont été décrites plus haut et l'événement de référence en Vallespir est 1940, avec son double presque parfait de 1763, dont on possède une description contemporaine par l'ingénieur Lescure. Elles se manifestent à la fois par des

ravinements et laves torrentielles sur les versants et des sapements de berges et des remblaiements considérables sur les drains principaux. Tout le fond de la vallée du Tech et de ses affluents, où les enjeux sont nombreux, est concerné, voies de communications, aménagements hydrauliques, maisons et hameaux isolés et zones urbanisées comme Prats-de-Mollo et la station thermale de la Preste, où il y a eu des victimes en 1940. Le risque concerne aussi bien le fond alluvial des vallées elles-mêmes, que les versants et pieds de versant hors d'atteinte du cours d'eau principal mais menacés par les ravinements torrentiels locaux issus des versants eux-mêmes.

HYDROGÉOLOGIE

Eaux souterraines

Sur la feuille Prats-de-Mollo, notamment sur le secteur français, les ressources en eau souterraines sont peu connues, dans une contrée peu peuplée voire déserte dans les secteurs d'altitude de part et d'autre de la crête sommitale frontalière de la Zone axiale des Pyrénées. À notre connaissance, il n'y a pas été réalisé d'inventaire des ressources en eaux souterraines ou de recherches d'eau par des méthodes modernes et rationnelles. Sur le secteur espagnol, la feuille Prats-de-Mollo touche notamment « l'unité hydrogéologique » du haut bassin du Ter et du Freser (*Conca Alta del Ter i el Freser*), avec un aquifère d'altitude fissural et karstique, sous régime pluvionival, donnant des sources importantes.

Les terrains détritiques quaternaires et les altérites résiduelles néogènes

Les terrains détritiques colluviaux, alluviaux et glaciaires *s.l.* rapportés au Quaternaire, en raison de leur faible extension souvent limitée à des fonds de vallée ou à des versants, et de leurs faibles épaisseurs, ne vont pas contenir des ressources importantes. Les terrains alluviaux de fonds de vallées, et les terrains colluviaux et glaciaires, auxquels ils peuvent être connectés, peuvent être en relation avec les cours d'eau.

Sur le secteur français, on peut citer comme exemple, à Prats-de-Mollo, dans la vallée du Tech, la Source de Can Planère présentant un débit de 0,5 l/s à l'étiage, avec des eaux faiblement minéralisées. Autre exemple, la Source de N.-D. du Corral, à Prats-de-Mollo, émergerait d'éboulis de pente schisteux (à proximité de gneiss granulés) ; son débit d'étiage serait de l'ordre de 100 l/h, avec des eaux peu minéralisées. À Mantet, la Source du Ferradou émerge de terrains fluvioglaciaires, et est vraisemblablement en relation avec les eaux de surface du ravin éponyme ; son débit est de l'ordre de 20 m³/j et ses eaux sont faiblement minéralisées.

Sur le versant espagnol, dans le secteur de Camprodon (Ripollès), les terrains de l'unité alluviale du Ter (*Unitat Al·luvial del Ter*) sont exploités par des

captages, en général de moins de 10 m de profondeur, desquels sont extraits des débits de 2 à 7 l/s. Ponctuellement dans certains puits, les débits dépassent 50 l/s. Cette ressource est notamment exploitée, par un puits, pour l'alimentation en eau destinée à la consommation humaine publique de Villalonga de Ter.

Les altérites résiduelles néogènes, notamment celles situées sur des replats d'altitude, doivent contribuer à la formation de sources de versant et la recharge des aquifères fissuraux sous-jacents.

Formations du Crétacé terminal - Paléogène - Éocène inférieur *p.p.*

Ces séries sont représentées dans le secteur sud-est cartographié par des calcaires, argiles, marnes, grès, conglomérats, etc.

Sur le secteur français, nous ne disposons pas d'informations sur d'éventuelles ressources en eaux souterraines contenues dans ces terrains sur l'emprise de la carte.

Sur la municipalité de Camprodon, en Espagne, un aquifère fissural et karstique est identifié dans les calcaires garumniens (*Unitat Montgrony-Pontil*), ces terrains ayant, par leur déformation, acquis une structure permettant la formation d'un aquifère d'intérêt, avec une réserve estimée à 7 hm³/an. Les calcaires sus-jacents de l'Ilerdien (*Unitat Oix*) contiennent eux aussi un aquifère fissural et karstique (alors que, sur la partie sud-est cartographiée, l'Ilerdien est surtout représenté par les terrains marneux peu perméables de la Formation de Sagnari).

Les formations carbonatées protérozoïques et paléozoïques

D'une manière générale, les intercalations carbonatées (entre autres...) des terrains schisteux protérozoïques et paléozoïques, fissurées et karstifiées, peuvent localement favoriser le stockage et le drainage des eaux souterraines. Les karsts de surface sont réduits, les circulations se font le plus souvent verticalement et sont pérennes en altitude ; les cavités sont peu nombreuses, de dimensions modestes, le plus souvent verticales (Salvayre, 1979).

Sur la commune de Prats-de-Mollo, H. Salvayre (1979) inventorie trois cavités karstiques : la grotte de Can Brixot, l'aven du Costabonne et la grotte, avec ruisseau souterrain, dite Sainte-Marie (ancienne mine). La Font d'Aubio (Prats-de-Mollo) est une source issue de marbres au contact de micaschistes ; utilisée pour la production d'eau destinée à la consommation humaine, ses eaux sont peu minéralisées, son débit d'étiage est évalué à 5 l/s.

Sur le secteur espagnol, ces terrains sont identifiés comme contenant des ressources hydrogéologiques importantes : « *Unitat Querulbs* » (Setcases, Mollo, Villalonga de Ter ...) avec des réserves estimées à au moins 5 hm³/an. Il

a été défini une « unité hydrogéologique du haut bassin du Ter et du Freser » (*Conca Alta del Ter i el Freser*) dont les caractéristiques sont les suivantes (Informations de l'Agència Catalana de l'Aigua) :

Nom de la masse d'eau souterraine	Conca alta del Freser i el Ter
Lithologies principales	terrains carbonatés et autres, du Protérozoïque et du Paléozoïque
Superficie totale (km ²)	710
Superficie à l'affleurement (km ²)	710
Type de circulation dominant	karstique, en relation avec la topographie superficielle, en relation avec les cours d'eau
Perméabilités (m/d)	0,01 - 0,36 (Protérozoïque-Paléozoïque) ; 0,2 (calcaires) ; 1-1000 (alluvial)
Coefficients d'emmagasinement	0,1 (Protérozoïque-Paléozoïque) - 20 (calcaires et alluvions)
Faciès hydro-chimique	bicarbonaté calcique

Sur le secteur espagnol, de nombreuses sources ont été identifiées dans ces terrains présiluriens (inventaire non exhaustif établi à partir des informations du Consell Comarcal del Ripollès²) :

- Camprodon : 7 sources principales, issues des alluvions quaternaires, des terrains présiluriens et des carbonates dévonien ;
- Molló : 13 sources principales inventoriées, la plupart issues des terrains présiluriens ;
- Pardines : sources importantes de Noufonts et Font de la Baga ;
- Queralls : sources importantes de Fontnegra, de la Font Gran et Fontalba, issues des terrains préhercyniens ;
- Ribes de Freser : 29 sources principales dont 19 en milieu urbain ;
- Setcases : une dizaine de sources principales, jaillissant de différentes formations géologiques, notamment des formations carbonatées fissurées.

Au Nord et à l'Ouest de la carte, il existe dans ces terrains des systèmes karstiques d'altitude, dans les bancs de marbres et calcaires préhercyniens, sous régime pluvionival, décrits de part et d'autre de la ligne sommitale frontalière : karsts de Núria, du Puigmal, de la Font de Bordonera et de la Coma de l'Embut, de la Coma de Molleres et de Font Negre, de la Coma de la Font Alba et du Faytou (Salvayre, 2010).

Le domaine schisteux protérozoïque et paléozoïque

Les terrains du domaine schisteux protérozoïque et paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées donnent naissance à des sources dont les débits d'étiage sont

² Informations mises à disposition en ligne, issues des études réalisées pour le Consell Comarcal del Ripollès, données de l'Instituto Tecnológico GeoMinero de España (ITGE), et compilées par Costa *et al.* (1995), consultation janvier 2015.

généralement faibles, quelques dizaines à quelques centaines de litres par heure, et sensibles aux épisodes de sécheresse. Ces débits peuvent être suffisants pour des besoins limités d'habitations isolées ou de petits villages. Ces terrains, car peu perméables, présentent un moindre intérêt ; cependant leur partie superficielle fissurée et altérée peut contenir une ressource en eau en relation avec les eaux superficielles. La présence d'intercalations variées (marbres, gneiss granulés, etc.) ou de filons (quartz) peut améliorer leur perméabilité.

À Prats-de-Mollo, plusieurs captages exploitent cette ressource (pour des adductions d'eau privées), par exemple :

- la Source Carliba, exploitant des eaux très peu minéralisées, pouvant s'assécher en période d'étiage ;
- la Source de la Fromagerie Mechri, avec un débit d'étiage évalué à 10 litres par minute ;
- le forage « El Casal », profond de 60 m, avec des eaux peu minéralisées et un débit (estimé par soufflage à l'air comprimé) de 5 m³/h.

Sur le secteur espagnol, sur l'emprise de la carte, nous ne disposons pas d'informations spécifiques sur d'éventuels captages dans ces terrains (désignés comme « unités peu productives »).

Les eaux issues des terrains schisteux peuvent présenter des teneurs en arsenic élevées, liées à la présence de sulfures, parfois supérieures aux limites de qualité des eaux destinées à la consommation humaine (comme par exemple au Tech, immédiatement à l'Est de l'emprise de la carte).

Les formations gneissiques et granitiques protérozoïques et paléozoïques

Dans ce paragraphe, il est question des gneiss du Canigou (métagranites formés par métamorphisme de formations plutoniques ordoviciennes), des gneiss dits « granulés » (formations résultant du métamorphisme de formations volcanosédimentaires) et des granitoïdes hercyniens (massifs de Saint-Laurent-de-Cerdans et du Puig de las Coubines en limite sud-est de la carte, et du Costabonne entre la Preste et Mantet).

Dans les massifs gneissiques et granitiques, formés de roches dures facturées et altérées superficiellement, des ressources en eau existent au niveau des altérites superficielles (arènes *s.l.*) et de la zone superficielle fracturée et altérée. Ces terrains ne contiennent donc généralement que des ressources en eau limitées. On sait, par ailleurs, hors du périmètre de la carte (forages de Bolquère et des Angles dans le granite de Mont-Louis, par exemple), que des zones de failles peuvent donner des débits importants. Les sources hydrothermales de la Preste jaillissent de gneiss ceillés protérozoïques (*cf. infra*).

À Prats-de-Mollo, le forage destiné à alimenter le refuge des Conques, profond de 122 m, exploite les fissures du granite du Costabonne. Les eaux sont très peu minéralisées et le débit d'exploitation de ce forage a été fixé à environ 2 m³/h. Les Source du Faig, sur la commune de Lamanère, émergent du granite de Saint-Laurent-de-Cerdans et de ses altérites ; les eaux sont peu minéralisées, avec une production évaluée à 20-25 m³/j.

Eaux thermominérales

Sur la feuille Prats-de-Mollo, on n'en connaît qu'à la Preste. Les éléments bibliographiques anciens (Carrère, 1748 ; Anglada, 1818 ; *in* Salvayre, 2010), font état de 4 sources thermales. Ces sources présentant des températures comprises entre 21 et 44 °C, pour un débit cumulé de l'ordre de 1 800 à 2 000 m³/j. Les sources émergent de gneiss ocellés fracturés près de la limite avec les terrains schisteux de la Formation de Canaveilles, à proximité d'une barre de marbres (horizon M1) dans laquelle une circulation karstique pérenne est connue (grotte et mine Sainte-Marie). L'impluvium potentiel est essentiellement constitué de granites et de gneiss fracturés. Le gradient d'évolution des teneurs en ¹⁸O et ²H en fonction de l'altitude dans les Pyrénées a permis de déterminer une altitude moyenne de recharge des sources de 1 450 m, avec des temps de résidence, déterminés par datation au ¹⁴C, de 9 900 ans pour la Source Apollon 1, à 11 500 ans pour la Source Apollon 2 (Krimissa, 1995).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La banque des données du sous-sol (BSS) du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés en France. Elle rassemble les données concernant le sous-sol de la feuille Prats-de-Mollo, notamment les données hydrogéologiques et autres données pertinentes à la feuille. La BSS est consultable soit au Service géologique régional de Montpellier, soit au BRGM (Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris), soit sur le site internet Infoterre (<http://www.brgm.fr/infoterre> ou <http://infoterre.brgm.fr>).

Classement national	X (Lambert 3)	Y (Lambert 3)	Z (m)	Commune	Nom du gîte	Nature	Substance
10991X4001	590.900	18.000	1900	Fontpédrouse 66	Carança	Indice	Cu
10993X4001	601.300	12.300	2200	Prats-de-Mollo-la-Preste 66	Costabonne	Gîte	W, Zn, Bi, Mo
10993X4002	602.600	12.000	1430	Prats-de-Mollo-la-Preste 66	Peyrafeu	Indice	Cu, Bi, Pyrite
10993X4003	605.700	12.300	1200	Prats-de-Mollo-la-Preste 66	la Preste 3	Gîte	Cu
10993X4004	605.900	14.200	1340	Prats-de-Mollo-la-Preste 66	Paracoll	Indice	U
10993X4005	606.150	12.500	1300	Prats-de-Mollo-la-Preste 66	El Frigoule	Indice	F
10993X4006	605.850	12.350	1220	Prats-de-Mollo-la-Preste 66	la Preste 2	Gîte	Cu
10993X4007	605.950	12.050	1200	Prats-de-Mollo-la-Preste 66	la Preste 1	Gîte	Cu
10993X4008	604.500	25.700	1345	Prats-de-Mollo-la-Preste 66	Col de Siern - Plana Nera	Indice	W
10994X4001	614.700	12.900	990	Prats-de-Mollo-la-Preste 66	Puig Cabres (Puig Cabrera)	Gîte	Zn, Fe
10998X4002	611.550	6.900	1250	Prats-de-Mollo-la-Preste 66	Cal Poubil	Gîte	Cu, Ba
10998X4003	613.500	7.450	850	Lamanère 66	Bac de la Guille	Indice	Cu
10998X4004	614.650	7.300	820	Lamanère 66	Clot de las Taulas	Indice	Pb, Cu, Ba, Ag
10998X4005	614.250	6.700	950	Lamanère 66	Mas Soule	Indice	Ba
10998X4006	614.300	5.900	900	Lamanère 66	Gaffe Lloupe	Gîte	Zn, Pb

Tabl. I - Localisation des gîtes et indices minéraux de la feuille Prats-de-Mollo, d'après la BSS

Classement national	Substance	Type de gisement	Paragenèse	Gangue	Contexte géologique
10991X4001	Cu	Filon	Chalcopyrrite	Quartz, Calcite	Gneiss
10993X4001	W, Zn, Bi, Mo	Amas stratiforme	Chalcopyrrite, Blende, Bismuthinite, Molybdénite, Apatite, Magnétite, Borate, Arséniate, Silicate, Scheelite, Pyrite	Skarn	Série de Canavellies : calcaire, dolomie Granite de Costabonne
10993X4002	Cu, Bi, Pyrite	Amas stratiforme	Pyrrhotite, Bismuthinite, Pyrite, Chalcopyrrite	Quartz	Granodiorite
10993X4003	Cu	Champ filonien	Chalcopyrrite, Chrysocolle, Malachite, Cuivre gris, Malachite, Limonite	Quartz, Calcite	Micaschiste, Calcaire
10993X4004	U	Stratiforme, lenticulaire	Uranotile, Pyrite, Chalcopyrrite, Oxyde, Uranium, Chrysocolle, Malachite, Limonite	Brèche, Quartz	Brèche siliceuse, Granite de Costabonne, Gneiss de la Preste
10993X4005	F	Filonnet	Fluorine	Quartz	Contact série de Canavellies - orthogneiss du Canigou
10993X4006	Cu	Champ filonien	Chalcopyrrite, Chrysocolle, Malachite	Quartz	Micaschiste, calcaire
10993X4007	Cu	Champ filonien	Chalcopyrrite, Chrysocolle, Malachite	Quartz	Micaschiste, calcaire
10993X4008	W	Disséminé	Scheelite, Blende, Pyrite, Pyrrhotite, Chalcopyrrite, Molybdénite	Skarn	Granite de Costabonne, cornéennes, schistes
10994X4001	Zn, Fe	Filon	Blende, Pyrite, Pyrrhotite, Hydrozincite, Pyrolusite, Smithsonite, Limonite	Quartz, Sidérose	Série de Canavellies : micaschiste, calcaire
10998X4002	Cu, Ba	Filon	Barytine, Tétrahédrite, Chalcopyrrite, Bourmonite	Dolomie	Série de Canavellies : dolomie, schiste
10998X4003	Cu	Filon	Chalcopyrrite	Quartz	Granodiorite, contact avec calcaire et schistes siluriens
10998X4004	Pb, Cu, Ba, Ag	Filon	Galène, Chalcopyrrite, Sidérite, Pyrite	Quartz, Barytine, Calcite	Granodiorite, contact avec calcaire et schistes siluriens
10998X4005	Ba	Filon	Barytine		Granodiorite, contact avec couverture secondaire
10998X4006	Zn, Pb	Filon	Blende, Galène argentifère, Pyrite, Sidérite	Quartz	Série de Canavellies, micaschistes du Lias

Tabl. II - Données géologiques concernant les gîtes et indices minéraux de la feuille Prats-de-Mollo, d'après la BSS

BIBLIOGRAPHIE

- ABAD A. (1989) - El Cámbrico inferior de Terrades (Gerona). Estratigrafia, Facies y Paleontología. *Batalleria*, 2, p. 47-56.
- ABRIL HURTADO J. (1972) - Estudio geológico del Borde Axial pyrenaico entre Rocabrúna y el Riutort (Gerona). *Bol. Geol. Min.*, LXXXIII, p. 457-496.
- AGÈNCIA CATALANA DE L'AIGUA (2015) - Informations mises à disposition en ligne par l'Agència Catalana de l'Aigua de la Generalitat de Catalunya, janvier 2015.
- AGUÉRA J.-M. (1985) - *Les avalanches en Haute Alemany*. Les amis du Centre de Géographie Physique H. Elhaï édit., Univ. Paris 10 - Nanterre, 259 p.
- ALÍAS G., CASAS J.-M., CIRÉS J., LIESA M. (2000) - The large-scale structure of the Canigó massif (Eastern Pyrenees): Implications for the Hercynian tectonics. In: *Galicia 2000/Basement Tectonics 15 (Variscan-Appalachian dynamics: the building of the Upper Paleozoic basement)*. p. 189-191.
- ALLÉE P. (1980) - Dynamique des versants et prise en charge des débris. L'exemple du Haut-Vallespir. *Mém. Maîtrise*, Univ. Paris 1, 170 p.
- ALLÉE P. (1981) - Lithologie, pente, exposition et dynamique des versants en Haut-Vallespir. *Revue Géogr. Pyr. et S.O.*, 52, 2, p. 161-172.
- ALLÉE P. (1984a) - La dynamique des versants dans le Haut-Vallespir : processus, héritages, actions anthropiques. Thèse de 3^e cycle, Université de Paris 1, 353 p. ronéot.
- ALLÉE P. (1984b) - Environnement géomorphologique et éboulis de gélifraction hérités dans le Haut-Vallespir (Pyrénées orientales). *Actes du Colloque : « Éboulis et environnement géographique passé et actuel »*, Paris 8 janvier 1983, Université de Paris 10, p. 31-34.
- ÁLVARO J.-J., BAULUZ B., CLAUSEN S., DEVAERE L., GIL IMAZ A., MONCERET É., VIZCAÍNO D. (2014) - Stratigraphic review of the Cambrian - Lower Ordovician volcanosedimentary complexes from the northern Montagne noire, France. *Stratigraphy*, 11, p. 83-96.
- ARTHAUD F., MATTE P. (1977) - Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, p. 1305-1320.
- ASENSIO E., KHAZARADZE G., ECHEVERRIA A., KING R.-W., VILAJOSANA I. (2012) - GPS studies of active deformation in the Pyrenees, *Geophys. J. Int.*, 190, p. 913-921.
- AUTRAN A., CARRERAS J., DURAND-DELGA M., LAUMONIER B. (1996) - Le cycle hercynien dans les Pyrénées, réflexions géodynamiques finales. In : BARNOLAS A., CHIRON J.-C. *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Édition BRGM-ITGE, vol. 1 - Cycle Hercynien, p. 679-695.

- AUTRAN A., FONTEILLES M., GUITARD G. (1966) - Discordance du Paléozoïque inférieur métamorphique sur un socle gneissique anté-hercynien dans le massif des Albères (Pyrénées orientales). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 263, (D), p. 317-320.
- AUTRAN A., FONTEILLES M., GUITARD G. (1970) - Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional, considérées principalement du point de vue du rôle de l'eau : cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées orientales. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XII, p. 673-731.
- AUTRAN A., GUITARD G. (1968) - *Notice explicative, Carte géol. France (1/80 000)*, feuille Prades (257). BRGM., Orléans, 41 p.
- AYORA C. (1980) - Les concentrations métal•liques de la Vall de Ribes. *Tesi Doctoral*, Univ. Barcelona, 182 p.
- AYORA C., CARDELLACH E., PHILLIPS R. (1981) - Mineralisation from Vall de Ribes Area (Eastern Pyrenees, Spain). *Mineral. Deposita*, 16, p. 195-204.
- AYORA C., CASAS J.-M. (1983) - Estudi microtermomètric dels filons de quartz de les Esquerdes de Rojà, Massif del Canigó, Pirineu Oriental. *Acta Geol. Hisp.*, 18, p. 35-46.
- AYORA C., CASAS J.-M. (1986) - Strata-bound As-Au mineralization in pre-Caradocian rocks from the Vall de Ribes, Eastern Pyrenees, Spain. *Mineral Deposita*, 21, p. 278-287.
- AYORA C., RIBERA F., CARDELLACH E. (1992) - The Genesis of the Arsenopyrite Gold Veins from the Vall de Ribes District, Eastern Pyrenees, Spain. *Econ. Geol.*, 87, p. 1877-1896.
- AZAMBRE B., GUITARD G. (2001) - Disthène et staurotide reliques dans les métapélites du Canigou (Pyrénées orientales). Relations avec les épisodes hercyniens de basse et moyenne pressions. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 333, p. 601-609.
- BABAULT J., VAN DEN DRIESSCHE J., BONNET S. (2005) - Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain, *Tectonics*, 24, TC2010, 23 p.
- BAETENS E. (1989) - L'environnement géologique du gisement de tungstène de Costabonne. ENSM Paris, *Mém. Sci. Terre*, 8, 238 p.
- BALLÈVRE M. *et al.* (2014) - Correlation of the nappe stack in the Ibero-Armorican arc across the Bay of Biscay: a loint French-Spanish project. *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 405, p. 77-113.
- BARBEY P., CHEILLETZ A., LAUMONIER B. (2001) - The Canigou orthogneisses (Eastern Pyrenees, France, Spain): an Early Ordovician rapakivi granite laccolith and its contact aureole. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 332, II, p. 129-136.
- BARNOLAS A., CHIRON J.-C. (1996) - *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées. Volume 1 : Introduction. Géophysique. Cycle hercynien*. Édition BRGM-ITGE, 729 p., 25 pl. h.-t.

- BATEMAN P.-C., CHAPPELL B.-W. (1979) - Crystallisation, fractionation and solidification of the Tuolumne intrusive series, Yosemite National Park, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90, p. 465-482.
- BARRUOL G., GRANET M. (2002) - A Tertiary asthenospheric flow beneath the southern Massif Central indicated by upper mantle seismic anisotropy and related to the western Mediterranean extension. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 202, p. 31-47.
- BEAUMONT C., MUÑOZ J.-A., HAMILTON J., FULLSACK P. (2000) - Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. *J. Geophys. Res.* 105, p. 8121-8145.
- BÉNECH C. (1993) - Estimation des périodes de retour de « l'aiguat » d'octobre 1940 dans quelques vallées des Pyrénées-Orientales. In : *l'Aiguat del 40, actes du congrès de Vernet-les-Bains*, Generalitat de Catalunya édit., p. 297-313.
- BEN OTHMAN D., POLVÉ M., ALLÈGRE C.-J. (1984) - Nd-Sr isotopic composition of granulites and constraints on the evolution of the lower continental crust. *Nature*, 307, p. 510-515.
- BERNARD-ALLÉE P., DENÈFLE M. (1989) - La Coma del Tech : un exemple de ravinement protohistorique dans les Pyrénées orientales. *Bul. Assoc. Géogr. Français*, 1, p. 57-72.
- BERTRAND L., MENGEL O. (1925) - Feuille « Prades », n° 257, de la Carte géol. détaillée au 1/80 000.
- BIROT P. (1937) - *Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles*. Baillière édit., Paris, 318 p.
- BIXEL F., LUCAS C. (1987) - Approche géodynamique du Permien et du Trias des Pyrénées dans le cadre du sud-ouest européen. *Cuad. Geol. Ibér.*, 11, p. 57-81.
- BOURROUILH R. (2008) - L'Aquitaine et les Pyrénées : formation et évolution. In : CANÉROT J., COLIN J.-P., PLATEL J.-P., BILOTTE M. (eds.). *Pyrénées d'hier et d'aujourd'hui*, Pau, 20-21 septembre 2008. Éd. Atlantica, p. 55-80.
- BRGM (1982) - *Atlas des ressources du sous-sol des Pyrénées-Orientales*. BRGM, n.p.
- BRAUN-BLANQUET J. (1948) - *La végétation alpine des Pyrénées orientales. Étude de phyto-sociologie*. Monografía de la Estación española de Edafología, Ecología y Fisiología vegetal, Barcelona, 306 p.
- BRAIS A., ARMIJO R., WINTER T., TAPPONNIER P., HERBECQ A. (1990) - Morphological evidence for Quaternary normal faulting and seismic hazard in the Eastern Pyrenees. *Ann. Tectonicae*, IV, 1, p. 19-42.
- CALVET M. (1993) - Crues catastrophiques et vitesse de l'érosion dans les Pyrénées orientales. Montagnes fragiles : du mythe à la réalité. *Colloque sur « l'aiguat de 1940 »*, Vernet, oct. 1990. Generalitat de Catalunya édit., p. 93-101.

- CALVET M. (1996) - Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne : *les Pyrénées orientales*. Thèse Doct. État., *Doc. BRGM 255*, 3 t, 1177 p., 293 ph. h.-t., cartes h.-t.
- CALVET M. (1999a) - Régimes des contraintes et volumes de relief dans l'est des Pyrénées. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, p. 253-278.
- CALVET M. (1999b) - Rythmes et vitesses d'évolution morphogénétique dans un orogène alpin. Le cas des Pyrénées orientales franco-espagnoles. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementband 118, p. 91-105.
- CALVET M., DELMAS M., GUNNELL Y., BRAUCHER R., BOURLÈS D. (2011) - Recent advances in research on Quaternary glaciations in the Pyrenees. In: EHLERS J., GIBBARD P.-L. (Eds.), *Quaternary Glaciations, Extent and Chronology, a closer look, Part IV*, Elsevier édit, *Developments in Quaternary Science*, vol. 15, ch. 11, p. 127-139.
- CALVET M., GUNNELL Y. (2008) - Planar landforms as markers of denudation chronology: an inversion of East Pyrenean tectonics based on landscape and sedimentary basin analysis. In: GALLAGHER K., JONES S.-J., WAINWRIGHT J. (eds.), *Landscape Evolution: Denudation, Climate and Tectonics Over Different Time and Space Scales*, *Geol. Soc., London, Spec. Pub.*, 296, p. 147-166.
- CALVET M., GUNNELL Y., BRAUCHER R., HEZ G., BOURLES D., GUILLOU V., DELMAS M., ASTER Team (2015) - Cave levels as proxies for measuring post-orogenic uplift: evidence from cosmogenic dating of alluvium-filled-cave in the French Pyrenees. *Geomorphology* 246, p. 617-633.
- CANÉROT J. (2008) - *Les Pyrénées. Histoire géologique*. Atlantica - BRGM éditions, 516 p.
- CAPELLÀ I. (1991) - Variació de l'estil estructural a l'hercinià del Pirineu. Infraestructura - zona de transició - supraestructura. *Thèse Doct.*, Univ. autònoma, Barcelone.
- CAPELLÀ I. (1995) - El estilo estructural del hercínico en el sector suroccidental del Macizo del Canigó-Caraçà (Pirineos orientales). *Bol. Soc. Geol. España*, 8, p. 7-20.
- CARRERAS J. CAPELLÀ I. (1994) - Tectonic levels in the Paleozoic basement of the Pyrenees: a review and a new interpretation. *J. Struct. Geol.*, 16, p. 1509-1524.
- CARRERAS J., DEBAT P. (coords.) (1996) - Tectonique hercynienne. In : BARNOLAS A., CHIRON J.-C., *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Édition BRGM-ITGE, vol. 1 - Cycle Hercynien, p. 585-677.
- CARRERAS J. DRUGUET E. (2013) - *Illustrated field guide to the geology of Cap de Creus*. Univ. Autònoma Barcelona Pubs., 123 p.
- CARRERAS J., JULIVERT M., SANTANACH P. (1980) - Hercynian mylonite belts in the Eastern Pyrenees: an example of shear zone associated with late folding. *J. Struct. Geol.*, 2, p. 5-9.

- CASAS J.-M. (1982) - Pseudo-two-girdles c-axis fabric patterns in a quartz-feldspar mylonite (Costabona granodiorite, Canigó massif). *Acta Geol. Hisp.*, 17, p. 151-157.
- CASAS J.-M. (1984) - Estudi de la deformació en els gneiss del massís del Canigó. *Thèse Doct*, Univ. Barcelone, 284 p.
- CASAS J.-M. (2010) - Ordovician deformations in the Pyrenees: new insights into the significance of pre-Variscan ('sardic') tectonics. *Geol. Mag.*, 147, p. 674-689.
- CASAS J.-M., CASTIÑEIRAS P., NAVIDAD M., LIESA M., CARRERAS J. (2010) - New insights into the Late Ordovician magmatism in the Eastern Pyrenees: U-Pb SHRIMP zircon data from the Canigó massif. *Gondwana Res.*, 17, p. 317-324.
- CASAS J.-M., CIRÉS J., DOMINGO F., FERNÁNDEZ O., PICART J. (2004) - Evolución estructural paleozoica de los materiales de la Cerdanya y del Alt Urgell. *Geo-Temas*, 6, 3, p. 259-262.
- CASAS J.-M., DOMINGO F., POBLET J., SOLER A. (1989) - On the role of the Hercynian and Alpine thrusts in the Upper Paleozoic rocks of the Central and Eastern Pyrenees. *Geodinamica Acta*, 3, p. 135-147.
- CASAS J.-M., FERNÁNDEZ O. (2007) - On the Upper Ordovician unconformity in the Pyrenees: New evidence from La Cerdanya area. *Geologica Acta*, 5, p. 193-199.
- CASAS J.-M., MARTÍ J., AYORA C. (1986) - Importance du volcanisme dans la composition lithostratigraphique du Paléozoïque inférieur des Pyrénées catalanes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 302, II, p. 1193-1198.
- CASAS J.-M., MUÑOZ J.-A. (1987) - Sequences of mesostructures related to the development of Alpine thrusts in the Eastern Pyrenees. *Tectonophysics*, 135, p. 67-75.
- CASAS J.-M., NAVIDAD M., CASTIÑEIRAS P., LIESA M., AGUILAR C., CARRERAS J., HOFMANN M., GÄRTNER A., LINNEMANN U. (2015) - The Late Neoproterozoic magmatism in the Ediacaran series of the Eastern Pyrenees: new ages and isotope geochemistry. *Int. J. Earth Sci.*, 104, p. 909-925.
- CASAS J.-M., PALACIOS T. (2012)) - First biostratigraphical constraints on the pre-Upper Prdovician sequences of the Pyrenees based on organic-walled microfossils. *C. R. Geoscience*, 344, p. 50-56.
- CASTIÑEIRAS P., NAVIDAD M., LIESA M., CARRERAS J., CASAS J.-M. (2008) - U-Pb zircon ages (SHRIMP) for Cadomian and Early Ordovician magmatism in the Eastern Pyrenees: New insights into the pre-Variscan evolution of the northern Gondwana margin. *Tectonophysics*, 461, p. 228-239.
- CAVET P. (1957) - Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre (étude stratigraphique et paléontologique). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, LV, 254, p. 305-518.

- CHEILLETZ A., PELLETER E., MARTIN-IZARD A., TORNOS F. (2005) - World skarn deposits: Skarns of Western Europe. *Economic Geology, 100th Anniversary Volume 10*, Appendix 7, p. 1-10.
- CHEVROT S., SYLVANDER M., DELOUIS B. (2011) - A preliminary catalog of moment tensors for the Pyrenees. *Tectonophysics*, 510, p. 239-251.
- CHOUKROUNE P. (1992) - Tectonic evolution of the Pyrenees. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, 20, p. 143-158.
- CIRÉS J., CASAS J.-M., MUÑOZ J.-A., FLETA J. BARBERA M. (1994) - *Memoria explicativa, Mapa geol. España (1:50.000)*, hoja Molló (218), ITGE, Madrid, 53 p.
- CLAVELL E., MARTÍNEZ A., VERGÉS J. (1988) - Morfologia del basament del Pirineu oriental: evolució i relació amb els mantells de corriment. *Acta Geol. Hisp.*, 23, p. 129-140.
- COCHERIE A. (1984) - Interactions manteau-croûte : son rôle dans la genèse des associations plutoniques calco-alcalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène). Thèse Sci. Univ. Rennes I, 246 p. *Doc. BRGM*, 90 (1985).
- COCHERIE A., BAUDIN T., GUERROT C., AUTRAN A., FANNING M.-C., LAUMONIER B. (2005) - Evidence of the Lower Ordovician intrusion age for metagranites in the Late Proterozoic Canaveilles Group of Pyrénées and Montagne noire (France): new U-Pb datings. *Bull. Soc. géol. France*, 176, p. 269-282.
- CORTIJO I., MARTÍ MUS M., JENSEN S., PALACIOS T. (2010) - A new species of Cloudina from the terminal Ediacaran of Spain. *Precambrian Res.* 176, p. 1-10.
- DALLONI M. (1930) - *Étude géologique des Pyrénées catalanes*. Jules Carbonel, Alger, 373 p.
- DEBON F., ENRIQUE P., AUTRAN A. (1996) - Le plutonisme hercynien des Pyrénées. In : BARNOLAS A., CHIRON J.-C., *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Édition BRGM-ITGE, vol. 1 - Cycle Hercynien, p. 361-499.
- DEGARDIN J.-M. (coord.) (1996) - Ordovicien supérieur - Silurien. In : BARNOLAS A., CHIRON J.-C., *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Édition BRGM-ITGE, vol. 1 - Cycle Hercynien, p. 211-234.
- DELAPELLERIE E., RESPAUT J.-P. (1995) - Un âge ordovicien de l'orthogneiss de La Preste par la méthode d'évaporation directe du plomb sur monozircon remet en question l'existence d'un socle précambrien dans le Massif du Canigou (Pyrénées Orientales, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 320, IIa, p. 1179-1185.
- DELAPELLERIE E., SOLIVA J. (1992) - Détermination d'un âge Ordovicien supérieur - Silurien pour les gneiss de Casemi (massif du Canigou, Pyrénées orientales) par la méthode d'évaporation du plomb sur monozircon. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 314, II, p. 345-350.

- DELMAS M. (2009) - *Chronologie et impact chronologique des glaciations quaternaires dans l'Est des Pyrénées*. Thèse doctorat, université de Paris 1, 529 p.
- DELMAS M. (2015) - The last maximum ice extent and subsequent deglaciation of the Pyrenees: an overview of recent research. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 41, p. 109-137.
- DELMAS M., GUNNELL Y., BRAUCHER R., CALVET M., BOURLÈS D. (2008) - Exposure age chronology of the last glaciation in the eastern Pyrenees, *Quaternary Research*, 69, p. 231-241.
- DELMAS M., CALVET M., GUNNELL Y., BRAUCHER R., BOURLÈS D. (2011) - Palaeogeography and ^{10}Be exposure-age chronology of Middle and Late Pleistocene glacier systems in the northern Pyrenees: implications for reconstructing regional palaeoclimates, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 305, p. 109-122.
- DELMAS M., BRAUCHER R., GUNNELL Y., GUILLOU V., CALVET M., BOURLES D., ASTER Team (2015) - Constraints on Pleistocene glaciofluvial terrace age and related soil chronosequence features from vertical ^{10}Be profiles in the Ariège River catchment (Pyrenees, France). *Global and Planetary Change*, 132, p. 39-53.
- DELOULE É., ALEXANDROV P., CHEILLETZ A., LAUMONIER B., BARBEY P. (2002) - In-situ U-Pb zircon ages for Early Ordovician magmatism in the eastern Pyrenees, France: the Canigou orthogneisses. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 91, p. 398-405.
- DELVOLVÉ J.-J. (coord.) (1996) - Carbonifère à faciès Culm. In : BARNOLAS A., CHIRON J.-C., *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Édition BRGM-ITGE, vol. 1 - Cycle Hercynien, p. 303-338.
- DELVOLVÉ J.-J., VACHARD D., SOUQUET P. (1998) - Stratigraphic record of thrust propagation, Carboniferous foreland basin, Pyrenees, with emphasis on Pays-de-Sault (France/Spain). *Geol. Rundsch.*, 87, p. 363-372.
- DENÈLE Y., BARBEY P., DELOULE É., PELLETIER E., OLIVIER P., GLEIZES G. (2009) - Middle Ordovician U-Pb age of the Aston and Hospitalet orthogneissic laccoliths: their role in the Variscan evolution of the Pyrenees. *Bull. Soc. géol. France*, 180, p. 209-216.
- DENÈLE Y., LAUMONIER B., PAQUETTE J.-L., OLIVIER P., GLEIZES G., BARBEY P. (2014) - Timing of granite emplacement, crustal flow and gneiss dome formation in the Variscan segment of the Pyrenees. In: SCHULMANN K., MARTÍNEZ-CATALÁN J.-R., LARDEAUX J.-M., JANOUŠEK V., OGGIANO G. (eds), *The Variscan orogeny: Extent, Timescale and the Formation of the European Crust. Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 405, p. 265-287.

- DENÈLE Y., OLIVIER P., GLEIZES G., BARBEY P. (2009) - Decoupling between the middle and upper crust during transpression-related lateral flow: Variscan evolution of the Aston gneiss dome (Pyrenees, France). *Tectonophysics*, 477, p. 244-261.
- DEREMETZ C., GUITARD G. (1955) - Résultats des campagnes 1954-55 à Costabonne. *Rapport interne BRGM*.
- DEREMETZ C., GUITARD G. (1957) - Résultats des campagnes 1956-57 à Costabonne. *Rapport interne BRGM*.
- DESTOMBES J.-P., GUITARD G., LOUGNON J. (1951) - Présence de la scheelite dans les zones de contact des granites hercyniens des Pyrénées. *C. R. hebdomadaires Séances Acad. Sci., Paris*, 233, p. 1380-1381.
- DOMINGO F., MUÑOZ J.-A., SANTANACH P. (1988) - Estructures d'encavalcament en els materials del sócol hercinià del massís de la Tosa d'Alp (Pirineu oriental). *Acta Geol. Hisp.*, 23, p. 141-153.
- DRUGUET E., GLEIZES G., OLIVIER P., MIESA M., CASTAÑO L.-M., CARRERAS J. (2008) - Discriminating Variscan and Alpine deformation in the Eastern Pyrenees. Insight from AMS study in the Sant Llorenç-La Jonquera pluton. *Geogaceta*, 45, p. 7-10.
- DUBRU M. (1986) - Pétrologie et géochimie du marbre à brucite et des borates associés au gisement de tungstène de Costabonne (Pyrénées Orientales, France). *Thèse Doct.*, Univ. Catholique Louvain, 443 p.
- ENRIQUE P. (2004) - El domo gneísico del Freser (Pirineo Oriental); ¿zócalo precámbrico, intrusión ordovícica o granito herciniano? *Geogaceta*, 36, p. 35-38.
- ENRIQUE P. (2010) - Caracterización geoquímica de los leucogranitos de Núria y los gneises de Queralbs (Pirinos Orientales). *Geogaceta*, 49, p. 87-90.
- FAURE M., LARDEAUX J.-M., LEDRU P. (2009) - A review of the pre-Permian geology of the Variscan French Massif Central. *C. R. Geoscience*, 341, p. 202-213.
- FAURE M., LELOIX C., ROIG J.-Y. (1997) - L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bulletin de la Société géologique de France*, 168(6), p. 695-705.
- FONTBOTÉ J.-M. (1948) - Sobre la presencia de terrenos cámbricos en el Valle de Ribes (Pirineos Catalanes). *Estudios Geol.*, 8, p. 209-220.
- FONTBOTÉ J.-M. (1949a) - Nuevos datos geológicos sobre la cuenca alta del Ter. *Anales Instituto Estudios Gerundenses*, p. 1-57.
- FONTBOTÉ J.-M. (1949b) - Observations au sujet du métamorphisme dans le haut bassin du Ter (Pyrénées catalanes). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 76-78.
- FONTBOTÉ J.-M. (1952) - Sobre el estilo tectónico de la estructura herciniana en la cuenca alta del Ter (Pirineo Catalán). *Inst. Geol. Mem. y Comm.*, p. 9-13.

- FONTBOTÉ J.-M., GUITARD G. (1958) - Aperçus sur la tectonique cassante de la zone axiale des Pyrénées orientales entre les bassins de Cerdagne et de l'Ampurdan-Roussillon. *Bull. Soc. géol. France*, (6), VIII, p. 884-890.
- FONTBOTÉ J.-M., MUÑOZ J.-A., SANTANACH P. (1986) - On the consistency of proposed models for the Pyrenees with the structure of the Eastern parts of the belt. *Tectonophysics*, 129, p. 291-301.
- FONTEILLES M., GUITARD G. (1987) - Géochimie des éléments majeurs dans les métagranites fini-précambriens des Pyrénées. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305, II, p. 691-694.
- FONTEILLES M., GUITARD G. (1988) - Precambrian basement in the Variscan belt of the Pyrenees. In: ZOUBEK V. (ed.), *Precambrian in Younger Fold Belts*. Wiley, London, p. 553-573.
- FOURCADE S., ALLÈGRE C.-J. (1981) - Trace Elements Behavior in Granite Genesis: A Case Study. The Calc-Alkaline Plutonic Association from the Querigut Complex (Pyrénées, France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, p. 177-195.
- FROST B.-R., BARNES C.-G., COLLINS W.-J., ARCULUS R.-J., ELLIS D.-J., FROST C.-D. (2001) - A geochemical classification of granitic rocks. *J. Petrol.*, 42, p. 2033-2048.
- GEYSSANT J., GUITARD G., LAUMONIER B. (1980) - Analyse structurale des gneiss cœillés blastomylonitiques du versant nord du Canigou (Pyrénées orientales) ; présence de calcite dans ces roches. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 290, (D), p. 1103-1106.
- GIBSON R.-L. (1989) - The relationship between deformation and metamorphism in the Canigou massif, Pyrenees: a case study. *Geol. Mijnbouw*, 68, p. 345-356.
- GIBSON R.-L. (1991) - Hercynian low-pressure-high-temperature regional metamorphism and subhorizontal foliation development in the Canigou Massif, Pyrenees, France - Evidence for crustal extension. *Geology*, 19, p. 380-383.
- GIMÈNEZ-MONTSANT J., SALAS R. (1997) - Subsidence analysis in thrust tectonics. Application to the southeastern Pyrenean foreland. *Tectonophysics*, 282, p. 331-352.
- GLEIZES G., LEBLANC D., BOUCHEZ J.-L. (1998) - The main phase of the Hercynian orogeny in the Pyrenees is a dextral transpression. In: HOLDSWORTH R.-E., STRACHAN R.-A., DEWEY J.-F. (eds) 1998. Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 135, p. 267-273.
- GODARD A. (2008) - Versants à arènes. In : DEWOLFF Y., BOURRIÉ G., *Les formations superficielles, genèse, typologie, classification*, Ellipses édit., p. 192-201.

- GÓMEZ-ALBA J. (2007) - La cuenca carbonífera de Surroca-Ogassa (Ripollès, Cataluña, España). *Annals Centre Estudis Comarcal Ripollès*, 4, 263 p.
- GOUJOU J.-C. (1999) - Le massif de Costabonne, 2 464 m (Pyrénées-Orientales) : 1 - Un exemple de skarn minéralisé. *Le Règne Minéral*, 30, p. 4-17.
- GOUJOU J.-C. (2000) - Le massif de Costabonne, 2 464 m (Pyrénées-Orientales) : 2 - Un aperçu de la minéralogie du gisement. *Le Règne Minéral*, 32, p. 5-12.
- GOUJOU J.-C., GUITARD G., BERBAIN C. (2000) - Le massif de Costabonne, 2 464 m (Pyrénées-Orientales) : 3 - Les gisements satellites de skarns autour des massifs du Canigou-Carança, Quérigut et des Albères. *Le Règne Minéral*, 32, p. 13-30.
- GOUJOU J.-C., GUITARD G., BERBAIN C. (2000) - Le Massif de Costabonne, 2 464 m (Pyrénées-Orientales) : un aperçu de la minéralogie du gisement. *Le Règne Minéral*, 32, p. 5-12.
- GOULA X., OLIVERA C., FLETA J., GRELLET B., LINDO R., RIVERA L.-A., CISTERNAS A., CARBON D. (1999) - Present and recent stress regime in the eastern part of the Pyrenees. *Tectonophysics*, 308, p. 487-502.
- GUITARD G. (1954) - Carte géologiques des affleurements minéralisés sur le versant français du Pic de Costabona près La Preste (Pyrénées-Orientales). *Doc. BRGM*, A596, 23 p.
- GUITARD G. (1955) - Sur l'évolution des gneiss des Pyrénées. *Bull. Soc. géol. France*, (6), V, p. 441-469.
- GUITARD G. (1958) - Gneiss acides d'origine rhyolitique dans le massif du Canigou (Pyrénées-Orientales). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 23-27.
- GUITARD G. (1960) - Linéations, schistosités et phases de plissement durant l'orogénèse hercynienne dans les terrains anciens des Pyrénées orientales ; leurs relations avec le métamorphisme et la granitisation. *Bull. Soc. géol. France*, 7, II, p. 862-887.
- GUITARD G. (1963) - Sur l'importance des orthogneiss dérivant du métamorphisme d'anciens granites parmi les gneiss œillés du Canigou (Pyrénées orientales). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 130-132.
- GUITARD G. (1965) - Associations minérales, subfaciès et types de métamorphisme dans les micaschistes et les gneiss pélitiques du massif du Canigou (Pyrénées-Orientales). *Bull. Soc. géol. France*, 7, VII, p. 356-382.
- GUITARD G. (1970[1965]) - Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss œillés du massif du Canigou (Pyrénées orientales). *Mém. BRGM*, 63, 353 p.
- GUITARD G., AUTRAN A., FONTEILLES M. (1996) - Le substratum précambrien du Paléozoïque. In : BARNOLAS A., CHIRON J.-C., *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Édition BRGM-ITGE, vol. 1 - Cycle Hercynien, p. 137-155.

- GUITARD G., LAFFITTE P. (1958) - Les calcaires métamorphiques et les skarns du Pic de Costabonne (Pyrénées-Orientales). *Sci. Terre*, VI, p. 57-137.
- GUITARD G., GEYSSANT J., LAUMONIER B., AUTRAN A., FONTEILLES M., DALMAYRAC M., VIDAL J.-C., BANDET Y. (1992) - *Carte géol. France (1/50 000)*, feuille Prades (1095). BRGM, Orléans.
- GUITARD G., LAUMONIER B., AUTRAN A., BANDET Y., BERGER G.-M. (1998) - *Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000)*, feuille Prades (1095). BRGM, Orléans, 198 p.
- GUITARD G., VIELZEUF D., MARTÍNEZ F. (coords.). (1996) - Métamorphisme hercynien. In : BARNOLAS A., CHIRON J.-C., *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Édition BRGM-ITGE, vol. 1 - Cycle Hercynien, p. 501-584.
- GUNNELL Y., CALVET M. (2006) - Comment on "Origin of the highly elevated Pyrenean penepplain", by J. Babault *et al.*, *Tectonics*, vol. 24, TC2010. *Tectonics*, vol. 25, TC 3003, 2 p.
- GUNNELL Y., CALVET M., BRICHAU S., CARTER A., AGUILAR J.-P., ZEYEN H. (2009) - Low long-term erosion rates in high-energy mountain belts: insights from thermo- and biochronology in the Eastern Pyrenees. *Earth Planet. Sci. Let.*, 278, p. 208-218.
- GUNNELL Y., ZEYEN H., CALVET M. (2008) - Geophysical evidence of a missing lithospheric root beneath the Eastern Pyrenees: consequences for post-orogenic uplift and associated geomorphic signatures. *Earth Planet. Sci. Let.*, 276, p. 302-313.
- GUTIÉRREZ-ALONSO G., FERNÁNDEZ-SUÁREZ J., JEFFRIES T.-E., JENNER G.-A., TUBRETT M.-N., COX R., JACKSON S.-E. (2003) - Terrane accretion and dispersal in the northern Gondwana margin. An Early Paleozoic analogue of a long-lived active margin. *Tectonophysics*, 365, p. 221-232.
- GUTIÉRREZ-ALONSO G., FERNÁNDEZ-SUÁREZ J., JEFFRIES T.-E., JOHNSTON S.-T., PASTOR-GALÁN D., MURPHY J.-B., FRANCO M.-P., GONZALO J.-C. (2011) - Diachronous post-orogenic magmatism within a developing orocline in Iberia, European Variscides. *Tectonics*, 30, 17 p.
- GUTIÉRREZ-ALONSO G., JOHNSTON S.-T., WEIL A.-B., PASTOR-GALÁN D., FERNÁNDEZ-SUÁREZ J. (2012) - Buckling an orogen: The Cantabrian orocline. *GSA Today*, 22, p. 4-9.
- GUY B. (1979) - Pétrologie et géochimie isotopique (SCO) des skarns à scheelite de Costabonne. *Thèse Doct. Ing.*, École Nationale Supérieure des Mines, Paris, 238 p.
- GUY B. (1980) - Étude géologique et pétrologique du gisement de Costabonne. *Mém. BRGM*, Orléans, Minéralisations liées aux granitoïdes (26° CGI), 99, p. 236-250.

- GUY B. (1988) - Contribution à l'étude des skarns de Costabonne (Pyrénées Orientales, France) et à la théorie de la zonation métasomatique. *Thèse Doct. Sci.*, Université Pierre et Marie Curie (Paris 6), 3 tomes, 928 p.
- GUY B., FAURE N., LE LOC'H G., VARENNE J.-L. (1988) - Étude microthermométrique des inclusions fluides des skarns à tungstène de Costabonne (Pyrénées, France) : quelques résultats. *C. R. Acad. Sci., Paris, Série 2*, 307, p. 33-38.
- HANDY M.-R., SCHMID S.-M., BOUSQUET R., KISSLING E., BERNOUILLI D. (2010) - Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth Sci. Rev.*, 102, p. 121-158.
- HARTEVELT J.-J.-A. (1970) - Geology of the Upper Segre and Valira valleys, Central Pyrenees, Andorra/Spain. *Leidse Geol. Med.*, 45, p. 167-236.
- HUC S. (2008) - Mobilité des éboulis supraforestiers des Pyrénées orientales (France) : marqueurs biologiques et géodynamique. *Géomorphologie, relief, processus, environnement*, 2, p. 99-112.
- HUC S. (2010) - *Éboulis mobiles et marqueurs biogéographiques : le cas de la haute montagne des Pyrénées orientales*, Thèse doctorat, Université de Perpignan, 2 t., 481 et 155 p. (annexes).
- JALUT G. (1977) - Végétation et climat des Pyrénées méditerranéennes depuis quinze mille ans. *Archives d'Écologie Préhistorique*, 2 t., 141 p. et 32 pl.
- JOLIVET L., FRIZON DE LAMOTTE D., MASCLE A., SÉRANNE M. (1999) - The Mediterranean basins: Tertiary Extension within the Alpine orogen-an introduction. In: DURAND B., JOLIVET L., HORVATH F., SÉRANNE M. (eds), *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen*, *Geol. Soc., London, Spec. Pub.*, 156, p. 1-14.
- KONZALOVÁ M., CASAS J.-M., FONTBOTÉ J.-M., SANTANACH P. (1982) - Nouvelles données micropaléontologiques sur le Paléozoïque inférieur de la zone axiale des Pyrénées catalanes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 294, II, p. 869-874.
- KRIMISSA M. (1995) - Application des méthodes isotopiques à l'étude des eaux thermales en milieu granitique (Pyrénées, France). Thèse, Univ. Paris XI.
- LACOMBE O., JOLIVET L. (2005) - Structural and kinematic relationships between Corsica and Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. *Tectonics*, 24, TC1003, 20 p.
- LAGARDE J.-L. (1978) - La déformation des roches dans les domaines à schistosité subhorizontale. Application à la nappe du Canigou - Roc de France (Pyrénées Orientales) et au complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Massif Armoricain). *Thèse 3^e cycle*, Univ. Rennes, 164 p.
- LAUMONIER B. (1987) - Les structures tangentielles alpines de la partie orientale de la chaîne pyrénéenne, en particulier du Vallespir. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 304, II, p. 1081-1086.

- LAUMONIER B. (1988) - Les Groupes de Canaveilles et de Jujols (« Paléozoïque inférieur ») des Pyrénées orientales. Arguments en faveur de l'âge essentiellement cambrien de ces séries. *Hercynica*, IV, p. 25-38.
- LAUMONIER B. (coord.) (1996) - Cambro-Ordovicien. In : BARNOLAS A., CHIRON J.-C., *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Édition BRGM-ITGE, vol. 1 - Cycle Hercynien, p. 157-210.
- LAUMONIER B. (1998) - Les Pyrénées centrales et orientales au début du Paléozoïque (Cambrien *s.l.*) : évolution paléogéographique et géodynamique. *Geodinamica Acta*, 11, p. 1-11.
- LAUMONIER B., AUTRAN A. (2001) - Un chevauchement hercynien majeur dans les Pyrénées orientales : le chevauchement du Puigmal. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 332, II, p. 585-594.
- LAUMONIER B., AUTRAN A., BARBEY P., CHEILLETZ A., BAUDIN T., COCHERIE A., GUERROT C. (2004) - Conséquences de l'absence de socle cadomien sur l'âge et la signification des séries pré-varisques (anté-Ordovicien supérieur) du sud de la France (Pyrénées, Montagne noire). *Bull. Soc. géol. France*, 175, p. 105-117.
- LAUMONIER B., BAETENS E. (1986) - Tectonique tangentielle alpine dans le Paléozoïque inférieur de la région de Prats-de-Molló (Pyrénées orientales, frontière franco-espagnole). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 302, II, p. 363-366.
- LAUMONIER B., GEYSSANT J., GUITARD G. (1984) - Les plissements hercyniens tardifs dans le Paléozoïque inférieur du versant nord du Canigou. 2^e partie : essai de restitution rétrotectonique et cartographique des mégasstructures. *Géol. France*, p. 127-147.
- LAUMONIER B., GUITARD G. (1978) - Contribution à l'étude de la tectonique superposée hercynienne des Pyrénées orientales : le problème des plissements précoces dans le Paléozoïque inférieur épizonal (série de Jujols) du synclinal de Villefranche de Conflent. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 2, XX, p. 177-212.
- LAUMONIER B., GUITARD G. (1986) - Le Paléozoïque inférieur de la moitié orientale de la zone axiale des Pyrénées. Essai de synthèse. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 302, II, p. 473-478.
- LAUMONIER B., MARIGNAC C., KISTER P. (2010) - Polymétamorphisme et évolution crustale dans les Pyrénées orientales pendant l'orogénèse varisque au Carbonifère supérieur. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 181, p. 411-428.
- LAUMONIER B., BARBEY P., DENÈLE Y., OLIVIER P., PAQUETTE J.-L. (2014) - Réconcilier les données stratigraphiques, radiométriques, plutoniques, volcaniques et structurales au Pennsylvanien supérieur (Stéphanien - Autunien *p.p.*) dans l'Est des Pyrénées hercyniennes (France, Espagne). *Rev. Géol. pyrén.*, 1, 2, 10 p. <http://www.geologie-des-pyrenees.com/>
- LAUMONIER B. (2015) - Les Pyrénées alpines sud-orientales (France, Espagne) - essai de synthèse. *Rev. Géol. pyrén.*, 2, 1, 44 p. <http://www.geologie-des-pyrenees.com/>

- LE GUYADER R. (1982) - Éléments-traces dans les skarns à scheelite et les roches associées à Costabonne (Pyrénées-Orientales - France). *Thèse Doct.*, Univ. P. et M. Marie Curie (Paris 6), 179 p., annexes.
- LE MENN J., MELÉANDEZ B. (1988) - Nouvelle interprétation des échinodermes de Collado de Tosas (Gerona, Espagne). *Est. Geol.*, 44, p. 473-476.
- LESCUYER J.-L., COCHERIE A. (1992) - Datation sur monozyrcons des métadacites de Sériès : arguments pour un âge protérozoïque terminal des « schistes X » de la Montagne noire (Massif central français). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 314, II, p. 1071-1077.
- LETERRIER J. (1972) - Étude pétrographique et géochimique du Massif granitique de Quérigut (Ariège). *Thèse Doct.*, Univ. Nancy I, 292 p.
- LIESA M. (1988) - El metamorfisme del vessant sud del Massís del Roc de Frausa (Pirineu Oriental). *Tesi Doct.*, Univ. Barcelona, 233 p.
- LIESA M. (1994) - Relations of Hercynian metamorphism with magmatism and deformation in the Eastern Pyrenees. Implications for Hercynian evolution. *Geol. Mijnbouw*, 72, p. 295-304.
- LIESA M., CARRERAS J., CASTIÑEIRAS P., CASAS J.-M., NAVIDAD M., VILÀ M. (2011) - U-Pb zircon age of Ordovician magmatism in the Albera Massif (Eastern Pyrenees). *Geologica Acta*, 9, p. 93-101.
- LIESA M., VERGÈS J., MARTÍNEZ A., ESCUER J., PUJADAS J., MUÑOZ J.-A., TOSQUELLA J., SAMSÓ J.-M., BARBERÀ M. (1994) - *Memoria explicativa, Mapa geol. España (1:50.000)*, hoja Maçanet de Cabrenys (219), ITGE, Madrid, 67 p.
- LINNEMANN U., GERDES A., HOFMANN M., MARKO L. (2014) - The Cadomian Orogen: Neoproterozoic to Early Cambrian crustal growth and orogenic zoning along the periphery of the West African Craton - Constraints from the U-Pb zircon ages and Hf isotopes (Schwarzburg Antiform, Germany). *Precambrian Res.* 244, p. 236-278.
- LLAC F. (1973) - Tectoniques superposées dans le Paléozoïque inférieur du massif du Puigmal (P.-O.). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 89-90.
- LLAC F. (1977) - Mesures d'orientation structurales dans le Paléozoïque de Cerdagne (Pyrénées orientales françaises) : superposition des tectoniques souples et cassantes. *Mém. BRGM*, 91, p. 439-446.
- LLAC F. (1979) - Les nappes tardi-hercyniennes entre Cerdagne et Llobregat (versant sud des Pyrénées catalanes). *Bull. Soc. géol. France*, (7), XXI, p. 467-473.
- LLAC F. (1989) - *Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000)*, feuille Saillagouse (1098). BRGM, Orléans, 75 p.
- LUCAS C., GISBERT J. (1996) - Carbonifère supérieur - Permien. In : BARNOLAS A., CHIRON J.-C., *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Édition BRGM-ITGE, vol. 1 - Cycle Hercynien, p. 339-359.

- MAJESTÉ-MENJOUAS C., RÍOS L.-M. (coords.) (1996) - Dévonien - Carbonifère inférieur. In : BARNOLAS A., CHIRON J.-C., *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Édition BRGM-ITGE, vol. 1 - Cycle Hercynien, p. 235-302.
- MARGALEF A., CASAS J.-M., CASTIÑEIRAS P, NAVIDAD M., LIESA M. (2014) - Detrital zircons from the Pre-Silurian rocks of the Pyrenees: geochronological constraints and provenance. *Gondwana 15. North meets South. Madrid, 14-18 July 2014, Abstracts Book*, 103.
- MARTÍ J. (1986) - El vulcanisme explosiu tardihercinià del Pirineu català. *Tesi. Doct.*, Univ. Barcelona, 304 p.
- MARTÍ J., BARRACHINA A. (1986-1987) - Las ignimbritas de Castellar de N'Hug (Pirineo Catalán). *Acta Geol. Hisp.*, 21-22, p. 561-568.
- MARTÍ J., CASAS J.-M., GUILLÉN N., MUÑOZ J.-A., AGUIRRE G. (2014) - Structural and geodynamic constraints of Upper Ordovician volcanism of the Catalan Pyrenees. *Gondwana 15. North meets South. Madrid, 14-18 July 2014, Abstracts Book*, 104.
- MARTÍNEZ A., RIVERO L., CASAS A. (1996) - Interpretación de subsuelo en la zona del Ripollés (Pirineo oriental) y su aplicación en la prospección petrolífera. *Geogaceta*, 20, p. 157-160.
- MARTÍNEZ A., RIVERO L., CASAS A. (1997) - Integrated gravity and seismic interpretation of duplex structures and imbricate thrust systems in the southeastern Pyrenees (NE Spain). *Tectonophysics*, 282, p. 303-329.
- MARTÍNEZ A., VERGÉS J., FLETA J., ESCUER J., PUJADAS J., TOSQUELLA J., SAMSÓ J.-M., BERBERÀ M., MUÑOZ J.-A., MALLARACH J.-M., CLAVELL E. (1994) - *Memoria explicativa, Mapa geol. España (1:50.000)*, hoja Olot (257), ITGE, Madrid, 88 p.
- MARTÍNEZ A., VERGÉS J., CLAVELL E., KENNEDY J. (1989) - Stratigraphic framework of the geometry and structural inversion in the southeastern Pyrenees: La Garrotxa area. *Geodinamica Acta*, 3, p. 185-194.
- MARTÍNEZ F.-J., IRIONDO A., DIETSCH C, ALEINIKOFF J.-N., PEUCAT J.-J., CIRÈS J., CAPDEVILA R. (2011) - U-Pb SHRIMP zircon ages and Nd signature of lower Paleozoic rifting-related magmatism in the Variscan basement Eastern Pyrenees. *Lithos.*, 127, p. 10-23.
- MARTÍNEZ-CATALÁN J.-R. (2012) - The Central Iberian arc, an orocline centered in the Iberian Massif and some implications for the Variscan belt. *Int. J. Earth Sci.*, 101, p. 1299-1314.
- MARTÍNEZ-GARCÍA E. (2013) - An Alleghanian orocline: the Asturian Arc, northwestern Spain. *Int. Geol. Rev.*, 55, p. 367-381.
- MATTE P. (1969) - Le problème du passage de la schistosité horizontale à la schistosité verticale dans le dôme de la Garonne (Paléozoïque des Pyrénées Centrales). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 268, (D), p. 1841-1844.

- MATTE P. (2001) - The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorican microplate: a review. *Terra Nova*, 13, p. 122-128.
- MAUREL O. (2003) - L'exhumation de la Zone Axiale des Pyrénées orientales : une approche thermo-chronologique multi-méthodes du rôle des failles. *Thèse Doct.*, Univ. Montpellier II, 218 p.
- MAUREL O., BRUNEL M., MONIE P. (2002) - Exhumation cénozoïque des massifs du Canigou et de Mont-Louis (Pyrénées orientales, France). *C. R. Geosciences*, 334, p. 941-948.
- MAUREL O., MONIÉ P., PIK R., ARNAUD R., BRUNEL M., JOLIVET M. (2008) - The Meso-Cenozoic thermotectonic evolution of the eastern Pyrenees: an $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fission track and (U-Th)/He thermochronological study of the Canigou and Mont-Louis massifs. *Int. J. Earth Sci.*, 97, p. 565-584.
- MOYROUD B., SALPETEUR I. (1993) - Synthèse régionale des Pyrénées orientales. *Rap. BRGM R 37780 DMM-93*, 94 p.
- MUÑOZ J.-A. (1985) - Estructura alpina i hercyniana a la vora sud de la zona axia del Pirineu oriental. *Tesis Doct.*, Barcelona, 305 p.
- MUÑOZ J.-A. (2002) - The Pyrenees. In: GIBBONS W., MORENO T. (eds), *The Geology of Spain*, Geol. Soc., London, p. 370-385.
- MUÑOZ J.-A., MARTÍNEZ A., VERGÉS J. (1986) - Thrust sequences in the Eastern Spanish Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 8, p. 399-405.
- MUÑOZ J.-A., SÀBAT F. (1981/82) - El Paleozoic prehercynià de la Serra Caballera (Ripollès). *Rev. Inst. Inv. Geol.*, 35, p. 43-59.
- MUÑOZ J.-A., SÀBAT F., SANTANACH P. (1983) - Cisaillements alpins et hercyniens dans le versant méridional de la zone axiale des Pyrénées entre le Freser et le Ter (Pyrénées catalanes). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 296, II, p. 1453-1458.
- MUÑOZ J.-A., VERGÉS J., MARTÍNEZ A., FLETA J., PUJASAS J., TOSQUELLE J., SAMSÓ J.-M., SANZ J., SAULA E., MATÓ E., BARBERÀ M. (1994) - *Memoria explicativa del mapa geològic de Espanya a escala 1:50.000*, hoja Ripoll (n° 256), ITGE, Madrid, 103 p.
- MURPHY J.-B., PISAREVSKY S., NANCE R.-D., KEPPIE J.-D. (2004) - Neoproterozoic-Early Paleozoic evolution of peri-Gondwanan terranes: implications for Laurentia-Gondwana connections. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 93, p. 659-682.
- MUSSOT R. (1993) - Crue d'octobre 1940 et lits fluviaux. In : *l'Aiguat del 40*, Actes du colloque de Vernet, oct. 1990, Generalitat de Catalunya édit., p. 103-114.
- NANCE R.-D., LINNEMANN U. (2008) - The Rheic Ocean: Origin, Evolution, and Significance. *GSA Today*, 18, p. 4-12.

- NAVIDAD M., CARRERAS J. (2002) - El volcanismo de la base del Paleozoico Inferior del macizo del Canigó (Pirineos Orientales). Evidencias geoquímicas de la apertura de una cuenca continental. *Geogaceta*, 32, p. 91-94.
- NARBONNE G.-M., XIAO S., SHIELDS G.-A. (2012) - The Ediacaran Period. In: GRADSTEIN F.-M., OGG J.-G., SCHMIDTZ M., OGG G. (eds). *The Geologic Time Scale 2012*, Elsevier, p. 413-435.
- NAVIDAD M., CASTIÑEIRAS P., CASAS J.-M., LIESA M., FERNÁNDEZ SUÁREZ J., BARNOLAS A., CARRERAS J., GIL-PEÑA I. (2010) - Geochemical characterization and isotopic age of Caradocian magmatism in the northeastern Iberian Peninsula: Insights into the Late Ordovician evolution of the northern Gondwana margin. *Gondwana Research*, 17, p. 325-337.
- NEUBAUER F. (2014) - Gondwana-Land goes Europe. *Austrian J. Earth Sci.*, 107, p. 147-155.
- OLIVERA C., REDONDO E., LAMBERT J., RIERA MELIS A., ROCA A. (2006) - *Els terratrèmols dels segles XIV i XV a Catalunya*, Generalitat de Catalunya, Institut Cartogràfic de Catalunya edit., 404 p.
- OLIVET J.-L. (1996) - La cinématique de la plaque ibérique. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 20, p. 131-195.
- PALACIOS D., GÓMEZ-ORTIZ A., ANDRÉS N., VÁZQUEZ-SELEM L., SALVADOR-FRANCH F., OLIVA M. (2015) - Maximum extent of Late Pleistocene glaciers and last deglaciation of La Cerdanya mountains, southeastern Pyrenees. *Geomorphology*, 231, p. 116-129.
- PALLÀS R., RODÈS A., BRAUCHER R., BOURLÈS D., DELMAS M., CALVET M., GUNNELL Y. (2010) - Small, isolated glacial catchment as priority targets for cosmogenic surface exposure dating of Pleistocene climate fluctuations, southeastern Pyrenees. *Geology*, vol. 38, n° 10, p. 891-894
- PARDÉ M. (1941) - La formidable crue d'octobre 1940 dans les Pyrénées-Orientales. *Revue géogr. Pyr. et S.O.*, t. XII, 3, p. 237-279.
- PASTOR-GALÁN D., GUTIÉRREZ-ALONSO G., FERNÁNDEZ-SUÁREZ J., MURPHY J.-B., NIETO F. (2013) - Tectonic evolution of NW Iberia during the Paleozoic inferred from the geochemical record of detrital rocks in the Cantabrian Zone. *Lithos*, 182-183, p. 211-228.
- PEREIRA M.-F., CASTRO A., CHICHORRO M., FERNÁNDEZ C., DÍAZ-ALVARADO J., MARTÍ J., RODRÍGUEZ C. (2014) - Chronological link between deep-seated processes in magma chambers and eruptions: Permo-Carboniferous magmatism in the core of the Pangaea (Southern Pyrenees). *Gondwana Res.*, 25, p. 290-308.
- PERRIN M., GUY B. (1985) - Lithostratigraphie et structure de la partie inférieure de la série de Canaveilles dans le secteur de Costabonne (Sud du Canigou, Pyrénées Orientales franco-espagnoles). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 301, II, p. 109-114.

- PHILIP H., BOUSQUET J.-C., ESCUER J., FLETA J., GOULA X., GRELLET B. (1992) - Présence de failles inverses d'âge quaternaire dans l'est des Pyrénées : implications sismotectoniques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, II, 314, p. 1239-1245.
- PIO LUCENTE F., MARGHERITI L., PIROMALLO C., BARRUOL G. (2006) - Seismic anisotropy reveals the long route of the slab through the western-central Mediterranean mantle. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 241, p. 517-529.
- POBLET J. (1991) - Estructura herciniana i alpina del vessant sud de la zona axial del Pirineu central. *Thèse Doct.*, Univ. Barcelona, 604 p.
- RAVIER J., THIÉBAUT J., CHENEVOY M. (1975) - Sur l'importance des événements calédoniens dans l'histoire de la chaîne pyrénéenne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 280, (D), p. 2521-2523.
- RAYMOND D. (1986) - Tectonique tangentielle varisque dans le Paléozoïque supérieur de l'Est des Pyrénées françaises : l'exemple du Pays de Sault (Nord du granite de Quérigut, Aude et Ariège) et des régions voisines. *Bull. Soc. géol. France*, (8), II, p. 479-485.
- ROBERT J.-F. (1980) - Étude géologique et métallogénique du val de Ribas sur le versant espagnol des Pyrénées catalanes. *Thèse Doct.*, Univ. Franche-Comté, 294 p.
- ROBERT J.-F., THIÉBAUT J. (1976) - Découverte d'un volcanisme acide dans le Caradoc de la région de Ribas de Freser (Province de Gerone). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 282, (D), p. 2049-2050.
- ROSSI P., OGGIANO G., COCHERIE A. (2009) - A restored section of the "southern Variscan realm" across the Corsica-Sardinia microcontinent. *C. R. Geoscience*, 341, p. 224-238.
- SALVAYRE H. (1977) - Inventaire descriptif des cavités des Pyrénées-Orientales, *Revue Conflent*, 87, p. 105-175 ; 90, p. 251-347.
- SALVAYRE H. (1979) - Spéléologie et Hydrogéologie des massifs calcaires des Pyrénées-Orientales. *Revue Conflent*.
- SALVAYRE H. (2010) - *Le livre des eaux souterraines des Pyrénées catalanes*, Éd. Trabucayre, 240 p.
- SANTANACH P.-F. (1972a) - Estudio tectónico del Paleozoico inferior del Pirineo entre Cerdaña y Riu Ter. *Tesis*, 238 p.
- SANTANACH P. (1972b) - Sobre una discordancia en el Paleozoico inferior de los Pirineos orientales. *Acta Geol. Hisp.*, VII, p. 129-132.
- SANTANACH P. (1974) - Estudi tectonic del Paleozoic inferior del Pirineu entre la Cerdanya i el Riu Ter. *Fund. Salvador Vives Casajuana*, Barcelona, 133 p.
- SANTARELLI F., ALDERTON D., GUY B. (1988) - Étude des fluides de skarns à tungstène de Costabonne (Pyrénées) ; analyses chimiques, minéraux fils : quelques résultats. *C. R. Acad. Sci., Paris*, Série 2, 307(10), p. 1231-1236.

- SANZ-LÓPEZ J. (2002) - Devonian and Lower Carboniferous rocks from the Cadí nappe (eastern Pyrenees). *In: GARCÍA-LÓPEZ S., BASTIDA F. (eds), Palaeozoic conodonts from northern Spain. Cuad. Museo Geominero, 1, p. 419-438.*
- SANZ-LÓPEZ J., PERRET M.-F., VACHARD D. (2006) - Silurian to Mississippian series of the eastern Pyrenees (Spain), updated by conodonts, foraminifers and algae. *Geobios, 39, p. 709-725.*
- SANZ-LÓPEZ J., SARMIENTO G.-N. (2002) - Asociaciones de conodontos del Ashgill y del Llandovery en horizontes carbonatados del valle del Freser (Girona). *XI Jornadas de Paleontología, Tremp, p. 157-160.*
- SANZ-LÓPEZ J., VACHARD D., PERRET M.-F. (2005) - Foraminifers and Algae from the reworked Late Viséan limestones of the Bellver Formation, Eastern Pyrenees, Spain. *Ann. Soc. Géol. Nord, p. 47-61.*
- SCHROEDER R. (1973) - Carpoideen aus dem Mitteltkambrium Nordspaniens. *Palaeont. Abt. A., 141, p. 119-142.*
- SEBASTIAN A., MARTÍNEZ F.-J., GIL IBARGUCHI I.-J. (1982) - Petrología y geoquímica de los gneises de Querolbs-Nuria (Provincia de Gerona). *Bol. Geol. Min., XCIII-VI, p. 508-523.*
- SÉGURET M. (1972) - Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité. *Pub. USTELA, Montpellier, Série Géol. Struct., 2, 162 p.*
- SÉGURET M., VERGELY P. (1969) - Sur le style en tête plongeante des structures pyrénéennes entre le Llobregat et le Ter. *C. R. Acad. Sci. Paris, 268, II, p. 1702-1705.*
- SÉRANNE M. (1999) - The gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. *In: DURAND B., JOLIVET L., HORVATH F., SÉRANNE M. (eds), The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen, Geol. Soc., London, Spec. Pub., 156, p. 15-36.*
- SERRAT D. (1977) - *Estudio geomorfológico del Pirineo oriental (Puigmal, Costabona)*. Thèse, Université de Barcelona, 222 p.
- SERVAIS T., SINTUBIN M. (2009) - Avalonia, Armorica, Perunica: terranes, microcontinents, microplates or palaeobiogeographical provinces? *In: BASSETT M.-G. (ed.), Early Palaeozoic Peri-Gondana Terranes: New Insights from Tectonics and Biogeography, Geol. Soc. London, Spec. Pub., 325, p. 103-115.*
- SIMIEN F. (1998) - Croissance crustale et contraintes paléogéographiques apportées par les isotopes du Nd dans les sédiments. *Thèse Doct., IPG, Paris, 302 p.*
- SINCLAIR H.-D., GIBSON M., NAYLOR M., MORRIS R. (2005) - Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modelling of orogenic fluxes. *Am. J. Sci. 305, p. 369-406.*

- SOLER A., AYORA C. (1985) - La mineralització kàrstica (Ba, Cu, Pb, Zn, Sb) de Rocabruna i de Can Pubill, Pirineu Oriental: geologia, morfologia i gènesi. *Acta Geol. Hisp.*, 20, p. 104-122.
- SOLIVA J. (1992) - Les déformations ductiles dans la zone axiale des Pyrénées orientales : la convergence varisque, la mise en place des granites tardihercyniens, la convergence pyrénéenne. *Thèse Doct.*, Univ. Montpellier II, 186 p.
- SOLIVA J., SALEL J.-F., BRUNEL M. (1989) - Shear deformation and emplacement of the gneissic Canigou thrust nappe (Eastern Pyrenees). *Geol. Mijnbouw*, 68, p. 357-366.
- SOULA J.-C. (1982) - Characteristics and mode of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in central-eastern Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 4, p. 313-342.
- SOURIAU A., PAUCHET H. (1998) - A new synthesis of the Pyrenean seismicity and its tectonic implications. *Tectonophysics*, 290, p. 221-224.
- SOURIAU A., SYLVANDER M., RIGO A., FELS J.-F., DOUCHAIN J.-M., PONSOLLES C. (2001) - Sismotectonique des Pyrénées : principales contraintes sismologiques. *Bull. Soc. Géol. France*, 172, p. 25-39.
- SOURIAU A., SYLVANDER M. (2004) - *Les séismes dans les Pyrénées*. Loubatières édit., 163 p.
- SOUTADÉ G. (1969) - Un milieu subalpin de glyptogénèse : les ravins de Comall Escur, versant sud du massif du Canigou. *Revue Géogr. Pyr. et S.O.*, 40, 4, p. 353-370.
- SOUTADÉ G. (1980) - *Modelés et dynamiques actuelles des versants supraforestiers des Pyrénées orientales*. Thèse Doct. État, Univ. Bordeaux III (1978), Imp. Coop. du S.O., Albi, 452 p.
- SOUTADÉ G. (2010) - *Quand la terre s'est ouverte en Roussillon, l'Aiguat - octobre 1940*. Publ. de l'Olivier, Perpignan, 171 p.
- SOUTADÉ G. (1993) - *Les inondations d'octobre 1940 dans les Pyrénées-Orientales*. C. G., Direction des Archives départementales, Perpignan, 351 p.
- STAMPFLI G.-M., BOREL G.-D. (2002) - A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 196, p. 17-33.
- STAMPFLI G.-M., HOCHARD C., VÉRARD C., WILHEM C., VOL RAUMER J. (2013) - The formation of Pangea. *Tectonophysics*, 593, p. 1-19.
- SUN S.-S., McDONOUGH W.-F. (1989) - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D., Norry M.J. (eds), *Magmatism in the Ocean Basins*, *Geol. Soc. London, Special Pub.*, 42, p. 313-345.

- TURU V., CALVET M., BORDONAU J., GUNNELL Y., DELMAS M., VILAPLANA J.-M., JALUT G. (2015) - Did Pyrenean glaciers dance to the beat of global climatic events? Evidence from the Würmian sequence stratigraphy of an ice-dammed palaeolake depocentre in Andorra. *In: HUGHES P.-D., WOODWARD J.-C. (eds), Quaternary Glaciation in the Mediterranean*, Geol. Soc. London, Spec. Publ., 433 p.
- VAN DEN EECKHOUT B. (1986) - A case study of a mantled gneiss antiform: the Hospitalet massif, Pyrenees (Andorra, France). *Geologica Ultraiectina*, 45, 192 p.
- VANDERHAEGE O., GRABKOWIAK A. (2014) - Tectonic accretion and recycling of the continental lithosphere during the Alpine orogeny along the Pyrenees. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 185, p. 143-155.
- VAN MARCKE DE LUMMEN G. (1983) - Pétrologie et géochimie des skarnoïdes du site tungstifère de Costabonne (Pyrénées orientales). *PhD Thesis*, Univ. catholique Louvain, 293 p.
- VAN MARCKE DE LUMMEN G. (1985) - An Fe-Ti oxides-apatite-biotite (nelsonite) deposit related to the Costabonne granite, eastern Pyrenees, France. *Bull. Minéral.*, 108(3-4), p. 353-365.
- VAN MARCKE DE LUMMEN G., VERKAEREN J. (1986) - Physicochemical study of skarn formation in pelitic rock, Costabonne peak area, eastern Pyrenees, France. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93, p. 77-88.
- VERGÉS J. (1993) - Estudi geològic del vessant sud del Pirineu oriental i central. Evolució cinemàtica en 3D. *Tesi Doct.*, Univ. Barcelona, 203 p.
- VERGÉS J., FERNÁNDEZ M., MARTÍNEZ A. (2002) - The Pyrenean orogen: pre-, syn- and post-collisional evolution. *J. Virtual. Explorer*, 8, p. 57-76.
- VERGÉS J., MILLÁN H., ROCA E., MUÑOZ J.-A., MARZO M., CIRÉS J., DEN BEMEZER T., ZOETEMEIJER R., CLOETINGH S. (1995) - Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn-, and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Mar. Petrol. Geol.*, 12, p. 893-915.
- VERGÉS J., MUÑOZ J.-A., MARTÍNEZ A. (1992) - South Pyrenean fold and thrust belt: the role of foreland evaporitic level in thrust geometry. *In: McCLAY K.-R. (ed.), Thrust Tectonics*, Chapman & Hall Pub., p. 255-264.
- VIDAL G., PALACIOS T., GÁMEZ-VINTANED J.-A., DÍEZ BALDA M.-A., GRANT S.-W.-F. (1994) - Neoproterozoic-early Cambrian geology and paleontology of Iberia. *Geol. Mag.*, 131, p. 729-765.
- VIERS G. (1966) - La glaciation quaternaire dans le massif du Canigou (Pyrénées orientales, France). *Pirineos*, p. 87-92, Jaca (Espagne).
- VIERS G. (1971a) - L'englacement quaternaire des Pyrénées orientales et ses problèmes climatiques. *Colloque « Les milieux naturels supraforestiers des montagnes du bassin occidental de la Méditerranée »*, Perpignan, p. 57-64.

- VIERS G. (1971b) - Modelé glaciaire de type méditerranéen dans le massif granitique de la Carança. *Photo-interprétation*, 3, p. 27-32.
- VILÀ M., PIN C., LIESA M., ENRIQUE P. (2007) - LPHT metamorphism in a late orogenic compressional setting, Albera Massif, NE Iberia: implications for the geodynamic evolution of the Variscan Pyrenees. *J. metamorphic Geol.*, 25, p. 321-347.
- VIGNEAU J.-P. (1986) - *Climat et climats des Pyrénées orientales*. Thèse doct. État, Univ. Dijon (1985). Chez l'auteur, 618 p.
- VISSERS R.-L.-M. (1992) - Variscan extension in the Pyrenees. *Tectonics*, 11, p. 1369-1384.
- VITRAC-MICHARD A., ALLÈGRE C. (1975) - ^{238}U - ^{206}Pb , ^{235}U - ^{207}Pb systematics on Pyrenean basement. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 51, p. 205-212.
- VON RAUMER J.-F., BUSSY F., SCHALTEGGER U., SCHULZ B., STAMPFLI G.-M. (2013) - Pre-Mesozoic Alpine basements - Their place in the European Paleozoic framework. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 125, p. 89-108.
- VON RAUMER J.-F., STAMPFLI G.-M. (2008) - The birth of the Rheic Ocean - Early Palaeozoic subsidence patterns and subsequent plate scenarios. *Tectonophysics*, 461, p. 9-20.
- VON RAUMER J.-F., STAMPFLI G.-M., ARENAS R., SÁNCHEZ MARTÍNEZ S. (2015) - Ediacarian to Cambrian oceanic rocks of the Gondwana margin and their tectonic interpretation. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 104, p. 1107-1121.
- VON RAUMER J.-F., STAMPFLI G.-M., BOREL G., BUSSY F. (2002) - Organization of pre-Variscan basement areas at the north-Gondwanan margin. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 91, p. 35-52.
- WAGNER R.-H., ÁLVAREZ-VÁZQUEZ C. (2010) - The Carboniferous floras of the Iberian Peninsula: A synthesis with geological connotations. *Rev. Palaeobot. Palyn.*, 162, p. 239-324.
- WEIL A., GUTIÉRREZ-ALONSO G., CONAN J. (2010) - New time constraints on lithospheric-scale oroclinal bending of the Ibero-Armorican Arc: a palaeomagnetic study of earliest Permian rocks from Iberia. *J. Geol. Soc., London*, 167, p. 127-143.
- ZWART H.-J. (1963) - Some examples of the relations between deformation and metamorphism from the Central Pyrenees. *Geol. Mijnbouw*, 42, p. 143-154.
- ZWART H.-J. (1979) - The geology of the Central Pyrenees. *Leidse Geol. Med.*, 50, p. 1-74.

ANNEXE GÉOCHRONOLOGIE

Le tableau I récapitule l'ensemble des datations radiométriques effectuées pour les massifs du Canigou-Carança et du Freser sur les feuilles Prats-de-Mollo, Prades et Arles-sur-Tech (localisation sur la fig. 1). Seules les deux datations nouvelles effectuées sur la feuille Prats-de-Mollo, inédites, sont détaillées dans cette annexe.

	lithologie	localisation	âge (Ma)		référence
VOLCANISME PRÉHERCYNINIEN (CADOMIEN)					
1	granulés VS1	Sitges (Arles-sur-T.)	581±10	3	Cocherie <i>et al.</i> , 2005
2		Queralbs	≥ 540 ou 600 ?	3	Castiñeiras <i>et al.</i> , 2008
3	granulés VS2	Tregurà	575±4	4	Casas <i>et al.</i> , 2015
4			568±6		
5			570±5		
6	granulés VS2	Fabert	559±9	3	cette notice
PLUTONISME PRÉHERCYNINIEN (ORDOVICIEN)					
Massif du Canigou					
	G2	Canigou	~580	1	Vitrac-Michard et Allègre, 1975
7	G2	Collade Grande, 3500 m N la Preste	451±14	2	Autran <i>et al.</i> , 1996
8		Serre de Garret, SW Mantet	499-435	3	Deloule <i>et al.</i> , 2002
9	G2 (enclave dans G1)	Serre Gallinière, N Pic de la Dona	471±8	1	Cocherie <i>et al.</i> , 2005
10	G2 (Cady)	Cady (Prades)	456.1±4.8	3	Casas <i>et al.</i> , 2010
11	G1 la Preste	Caga Llops, 1000 m N la Preste	446±20	2	Autran <i>et al.</i> , 1996
12		SW Costabonne	472±6	3	Cocherie <i>et al.</i> , 2005
13	G1 Carança (sill)	Bassibès	467±7	1	Cocherie <i>et al.</i> , 2005
14	G1 Carança	Graus de Canaveilles	476-463	3	Deloule <i>et al.</i> , 2002
15		Llar	473-450		
16		Mariailles	425±18		
17	gneiss Casemi	Mariailles	451.6±4.8	3	Casas <i>et al.</i> , 2010
18		Pic du Canigou	445.9±4.6	3	
19	amphibolite / métadiorite	Mariailles	453.4±3	3	Casas <i>et al.</i> , 2010
Massif du Freser					
20	gneiss Núria	1200 m NNE Queralbs	461.7	2	Autran <i>et al.</i> , 1996
21			457.1±4.8	3	Martínez <i>et al.</i> , 2011
22	gneiss Queralbs	900 m NNE Queralbs	456.5±5	3	Martínez <i>et al.</i> , 2011
Autres					
23	granophyre	Ribes de Freser	458.3	3	Martínez <i>et al.</i> , 2011
24	rhyolite	Ribes de Freser	~455	4	Martí <i>et al.</i> , 2014
PLUTONISME HERCYNINIEN					
25	granite (Costabonne)	1000 m W la Preste	302±4	3	cette notice
26	monzogranite	gorges de Carança	304.7±1.1	3	Denèle <i>et al.</i> , 2014
27	granite profond (Canigou)		295±12	6	Gibson, 1989
			~305	2	Vitrac-Michard, 1975
			~298	5	
			~300	2	Delaperrière, 1990
28	pegmatite	Py	305±6,5	5	Cheilletz, 1995 <i>in</i> Guitard <i>et al.</i> , 1998

Tabl. I - Âges radiométriques, la plupart sur zircons, disponibles pour les massifs du Canigou-Carança et du Freser

Méthodes. 1 : U-Pb sur lots de zircons (dilution isotopique ID-TIMS). 2 : évaporation du plomb sur monozircons. 3 : U-Pb *in-situ* sur monozircons (sonde ionique - SHRIMP). 4 : U-Pb *in-situ* sur monozircons (LA-ICP-MS). 5 : K-Ar sur muscovite. 6 : Rb-Sr roche totale.

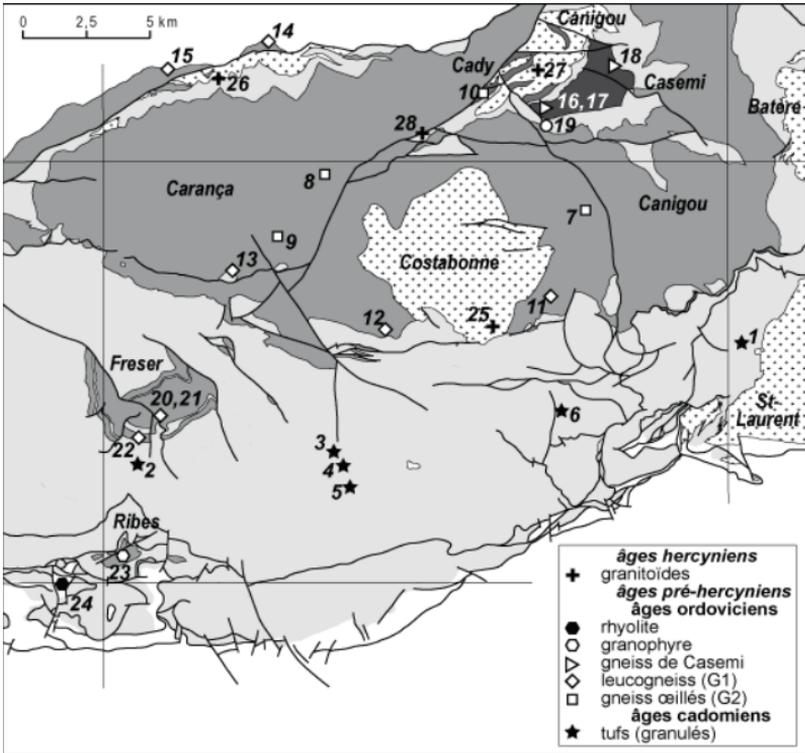


Fig. 1 - Carte de localisation des datations radiométriques sur la feuille Prats-de-Mollo et à proximité sur les feuilles voisines (Prades, Arles-sur-Tech)

VOLCANISME PRÉHERCYNIEN

Granulés (VS2) de Fabert, Formation de Cabrils (Cocherie, 2010, rapport BRGM)

Méthode : datation U-Pb *in situ* sur monozircons par couplage laser-ICPMS-MC, BRGM, Orléans, avec utilisation du diagramme Concordia de Tera et Wasserburg (1972) modifié par Compston *et al.* (1992) ; calculs d'âges effectués à 95 % de confiance en prenant des erreurs à 2σ et calcul du MSWD.

Pétrographie : zircons assez nombreux et de petite taille (80-200 μm), parfois limpides. Les grains (34) qui ont pu être indexés traduisent une origine diverse.

Environ 60 grains ont été montés en section polie (fig. 1). 18 analyses ont été effectuées sur 17 grains (tabl. II). Plusieurs grains sont hérités (âges de $\sim 2\,500$, $\sim 2\,100-2\,000$ et ~ 850 Ma). Si l'on admet une légère perte de plomb pour beaucoup de grains d'âge plus jeune, 4 grains concordants seulement conduisent à un âge $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ relativement imprécis de 555 ± 9 Ma (MSWD 2.5). La teneur plutôt élevée en U des zircons autorise à

corriger le Pb commun grâce à la mesure du ^{204}Pb (tabl. II). Alors, 5 analyses fournissent, par intercepte supérieur sur diagramme Concordia, un âge de 559 ± 9 Ma (MSWD 0.31).

Conclusion : l'âge de 559 ± 9 Ma est considéré comme l'âge du volcanisme à l'origine des Granulés de Fabert.

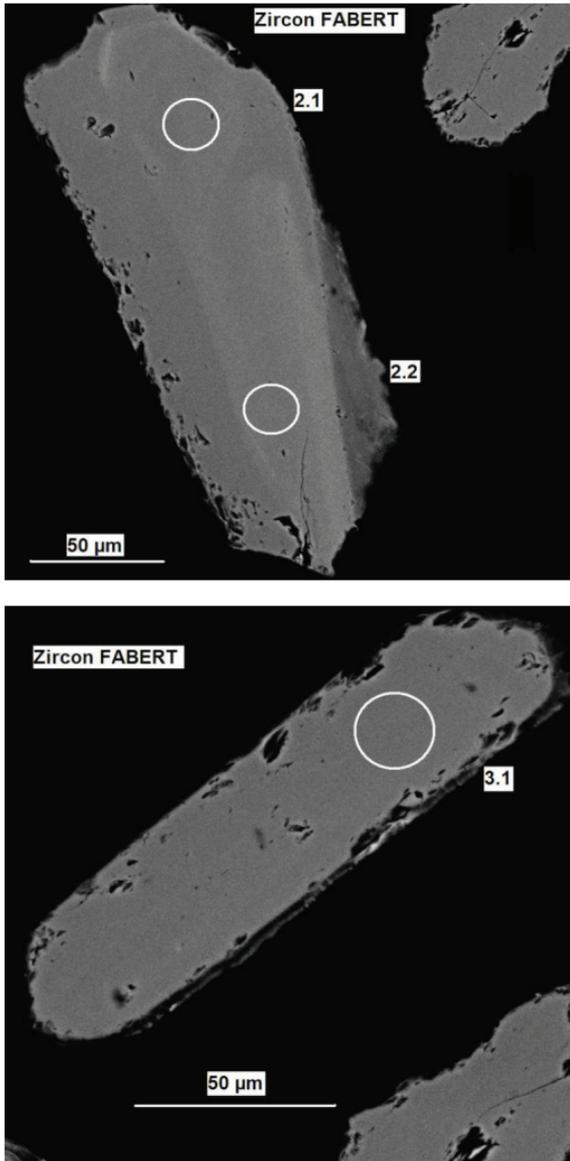


Fig. 2 - Exemples de zircons édiacariens des Granulés (VS2) de Fabert, Formation de Cabrils. Images en électrons rétrodiffusés

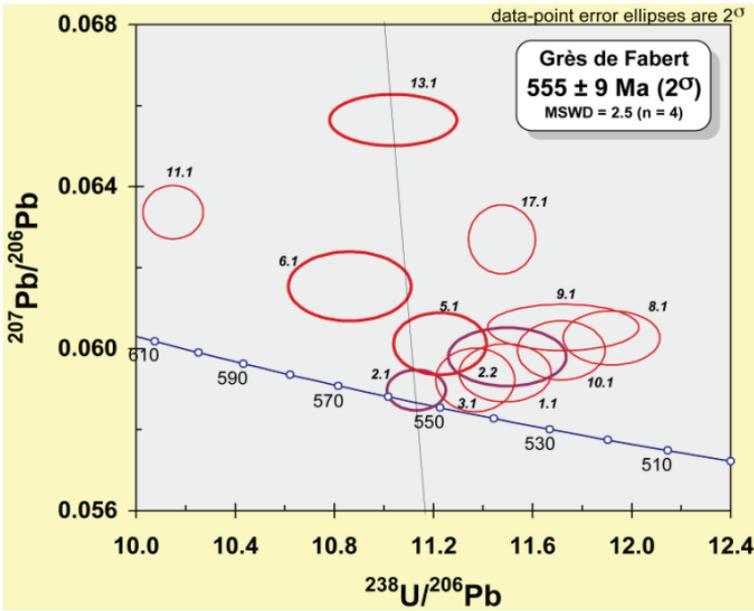


Fig. 3 - Analyses des zircons les plus jeunes des Granulés (Grès) de Fabert (VS2), non corrigées du Pb commun, portées dans le diagramme Concordia conventionnel

Grain point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	f ₂₀₆ %	Rapports radiogéniques					Age (Ma)				%	Disc			
							²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±	ρ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±							
1.1	224.9	108.8	0.48	16.8	-	-	0.0870	0.0006	0.7128	0.0059	0.06940	0.00029	0.802	538	3	546	3	582	11	92
2.1	170.2	65.9	0.39	13.2	-	-	0.0898	0.0004	0.7305	0.0041	0.05897	0.00020	0.783	555	2	557	2	596	8	98
2.2	356.4	40.9	0.11	26.7	-	-	0.0870	0.0007	0.7171	0.0070	0.05980	0.00029	0.864	538	4	549	4	596	11	90
3.1	129.6	53.8	0.42	9.8	-	-	0.0880	0.0005	0.7183	0.0056	0.05923	0.00032	0.728	543	3	550	3	575	12	94
4.1	117.5	126.9	1.08	13.7	34 469	0.050	0.1362	0.0006	1.2555	0.0103	0.06684	0.00045	0.565	823	4	826	5	833	14	99
5.1	256.2	139.3	0.54	19.6	-	-	0.0891	0.0006	0.7384	0.0063	0.06012	0.00031	0.797	550	4	561	4	608	11	90
6.1	79.2	31.5	0.40	6.2	5 639	0.317	0.0918	0.0009	0.7460	0.0179	0.05896	0.00130	0.390	566	5	566	10	565	47	100
7.1	8.3	2.8	0.33	2.6	847	1.786	0.3577	0.0056	5.6664	0.2362	0.11488	0.00448	0.375	1971	27	1926	36	1878	69	105
8.1	94.7	32.9	0.35	6.8	2 630	0.682	0.0833	0.0006	0.8284	0.0242	0.05470	0.00207	0.174	516	3	495	15	400	83	129
9.1	122.8	42.3	0.34	9.0	-	-	0.0853	0.0009	0.7118	0.0081	0.06052	0.00023	0.940	528	5	546	5	622	8	85
10.1	73.2	25.2	0.34	5.4	1 815	0.988	0.0845	0.0005	0.6043	0.0325	0.05186	0.00277	0.115	523	3	480	20	279	118	187
11.1	128.5	77.0	0.60	10.9	7 461	0.238	0.0983	0.0005	0.8325	0.0132	0.06142	0.00093	0.309	604	3	615	7	654	32	92
12.1	21.1	11.7	0.55	2.6	-	-	0.1459	0.0023	1.4601	0.0240	0.07259	0.00040	0.943	878	13	914	10	1003	11	88
13.1	508.9	263.9	0.52	39.3	4 395	0.407	0.0902	0.0009	0.7756	0.0247	0.06234	0.00189	0.299	557	5	583	14	686	64	81
14.1	169.5	39.6	0.23	9.3	2 051	0.885	0.0641	0.0011	0.5390	0.0260	0.06061	0.00275	0.355	401	7	436	17	626	95	64
15.1	40.5	24.8	0.61	4.0	1 162	1.513	0.1174	0.0019	1.0084	0.0741	0.06229	0.00446	0.225	716	11	708	37	684	148	105
16.1	83.8	121.4	1.45	28.4	4 633	0.320	0.4053	0.0188	9.0153	0.4347	0.16134	0.00208	0.964	2193	86	2340	43	2470	22	89
17.1	86.1	33.6	0.39	6.3	1 094	1.636	0.0857	0.0004	0.5818	0.0322	0.04923	0.00271	0.087	530	2	466	20	159	124	334

- Notes :
1. Incertitudes données à 1 σ .
 2. f₂₀₆ % correspond au pourcentage de ²⁰⁶Pb issu du Pb commun.
 3. La correction du Pb commun utilise le rapport ²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb.
 4. Pour le % de concordance, 100% désigne une analyse concordante.

Tabl. II - Analyses U-Pb des zircons des Granulés de Fabert (VS2)

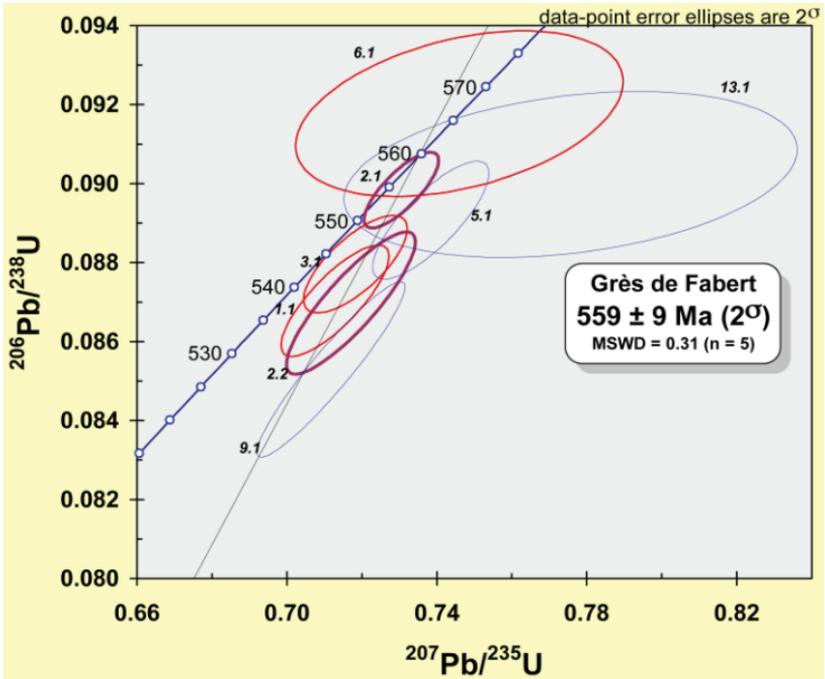


Fig. 4 - Analyses des zircons les plus jeunes des Granulés (Grès) de Fabert (VS2), portées dans le diagramme de Tera et Wasserburg

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}\text{Pb}^*$ (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	f_{206} %	Total			Radiogénique		Age (Ma)		
							$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	\pm	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	\pm	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	\pm	
1.1	225	109	0.48	18.8	-	0.146	11.490	0.078	0.05940	0.00029	0.08691	0.00057	537	3
2.1	170	66	0.39	13.2	-	0.038	11.131	0.048	0.05897	0.00020	0.08980	0.00039	554	2
2.2	356	41	0.11	26.7	-	0.195	11.498	0.097	0.05980	0.00029	0.08680	0.00073	537	4
3.1	130	54	0.42	9.8	-	0.105	11.369	0.065	0.05923	0.00032	0.08787	0.00050	543	3
4.1	118	127	1.08	13.7	34 469	0.086	7.336	0.034	0.06725	0.00031	0.13620	0.00063	823	4
5.1	256	139	0.54	19.6	-	0.195	11.227	0.077	0.06012	0.00031	0.08890	0.00061	549	4
6.1	79	32	0.40	6.2	5 639	0.312	10.862	0.101	0.06154	0.00035	0.09177	0.00086	566	5
7.1	8	3	0.33	2.6	847	0.885	2.745	0.043	0.13081	0.00060	0.36102	0.00569	1987	27
8.1	95	33	0.35	6.8	2 630	0.315	11.919	0.080	0.06026	0.00027	0.08364	0.00056	518	3
9.1	123	42	0.34	9.0	-	0.320	11.724	0.125	0.06052	0.00023	0.08502	0.00090	526	5
10.1	73	25	0.34	5.4	1 815	0.248	11.716	0.072	0.05996	0.00030	0.08514	0.00052	527	3
11.1	129	77	0.60	10.9	7 461	0.414	10.149	0.050	0.06337	0.00027	0.09812	0.00048	603	3
12.1	21	12	0.55	2.6	-	0.528	6.855	0.106	0.07259	0.00040	0.14511	0.00225	873	13
13.1	509	284	0.52	39.3	4 395	0.856	11.037	0.105	0.06564	0.00026	0.08983	0.00085	555	5
14.1	170	40	0.23	9.3	2 051	1.617	15.455	0.266	0.06770	0.00088	0.06366	0.00110	398	7
15.1	40	25	0.61	4.0	1 162	1.395	8.368	0.139	0.07477	0.00063	0.11756	0.00194	717	11
16.1	84	121	1.45	28.4	4 633	3.442	2.460	0.114	0.16410	0.00132	0.39256	0.01824	2135	84
17.1	86	34	0.39	6.3	1 094	0.554	11.477	0.055	0.06270	0.00035	0.08665	0.00042	536	2

- Notes :
1. Incertitudes données à 1σ .
 2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus.
 3. f_{206} % correspond au pourcentage de ^{206}Pb issu du Pb commun.
 4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

Tabl. III - Analyses U-Pb des zircons des Granulés de Fabert (VS2) avec correction du Pb par la méthode du ^{204}Pb

PLUTONISME HERCYNIEN

**Granite de Costabonne (Cocherie, 2011, rapport BRGM,
et J. Melleton, inédit)**

Méthode : datation U-Pb *in situ* sur monozircons par couplage laser-ICPMS-MC, BRGM, Orléans, avec utilisation du diagramme Concordia de Tera et Wasserburg (1972) modifié par Compston *et al.* (1992) ; calculs d'âges effectués à 95 % de confiance en prenant des erreurs à 2σ et calcul du MSWD.

Échantillon COS1 : zircons de taille moyenne (150-300 μm), parfois allongés ; quelques uns sont limpides (fig. 5).

56 grains ont été montés en section polie. 19 analyses ont été réalisées sur 16 grains différents (tabl. IV). Toutes les analyses sauf une sont concordantes. Un tiers des grains sont hérités, avec des âges cambriens (~ 520 Ma) et ordoviciens (~ 460 Ma). Les âges hercyniens ne sont pas parfaitement regroupés et se dispersent entre 300 et 270 Ma. Une analyse (12.1) pourrait traduire une légère perte de plomb, trois analyses (2.1, 9.1 et 16.1) seraient des anomalies statistiques. Dans ce cas, les huit analyses restantes deviennent très cohérentes (MSWD 0.59) et fournissent un âge $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $285,4 \pm 2,2$ Ma, qui serait l'âge de mise en place du granite de Costabonne.

Toutefois (fig. 7, selon J. Melleton, BRGM), si l'on considère que seuls les deux plus vieux des zircons récents (9.1 et 16.1) sont exempts de perte de plomb, ils fournissent un âge de 302 ± 4 Ma (MSWD 0.16) ; cet âge est géologiquement plus satisfaisant (discussion dans le chap. *Description des terrains*).

Conclusion : l'âge de **302 ± 4 Ma** (plutôt que ~ 285 Ma) est considéré comme l'âge de mise en place du granite de Costabonne. Néanmoins, d'autres datations seraient nécessaires pour confirmer ce résultat.

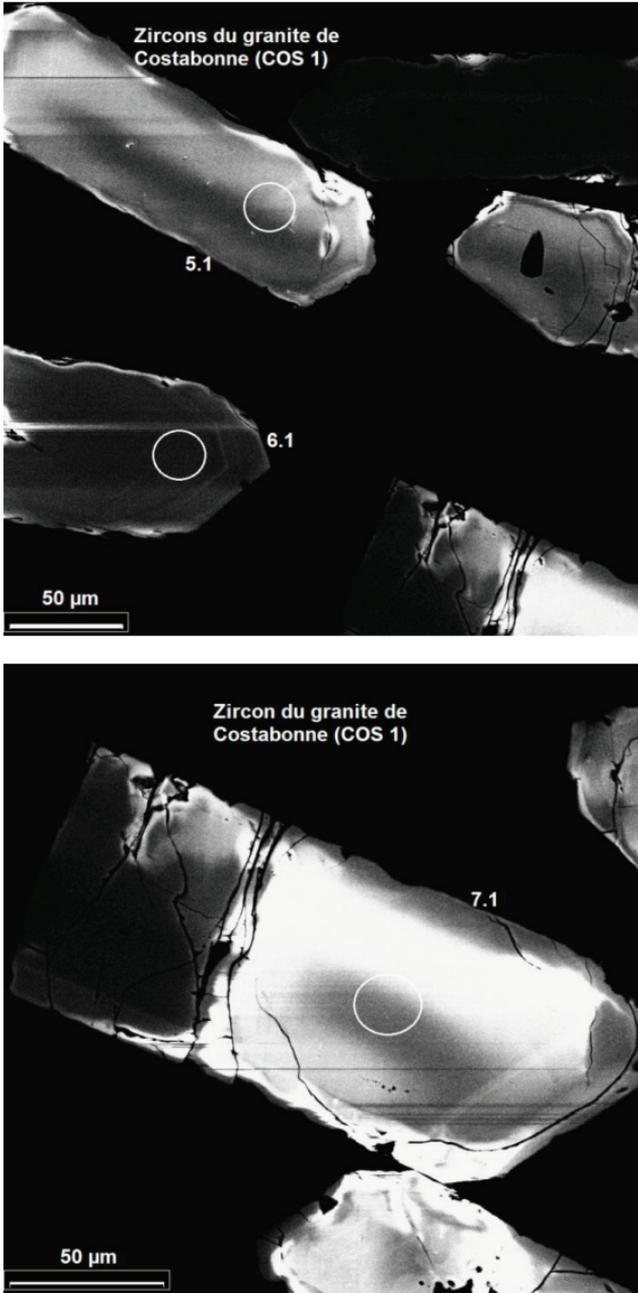


Fig. 5 - Exemples de zircons concordants ordoviciens du granite de Costabonne. 2 zircons hercyniens (5.1 et 7.1) et 1 zircon cambrien (6.1). Images MEB en électrons rétrodiffusés ; le lieu de l'analyse par ablation laser a un diamètre de 20 µm

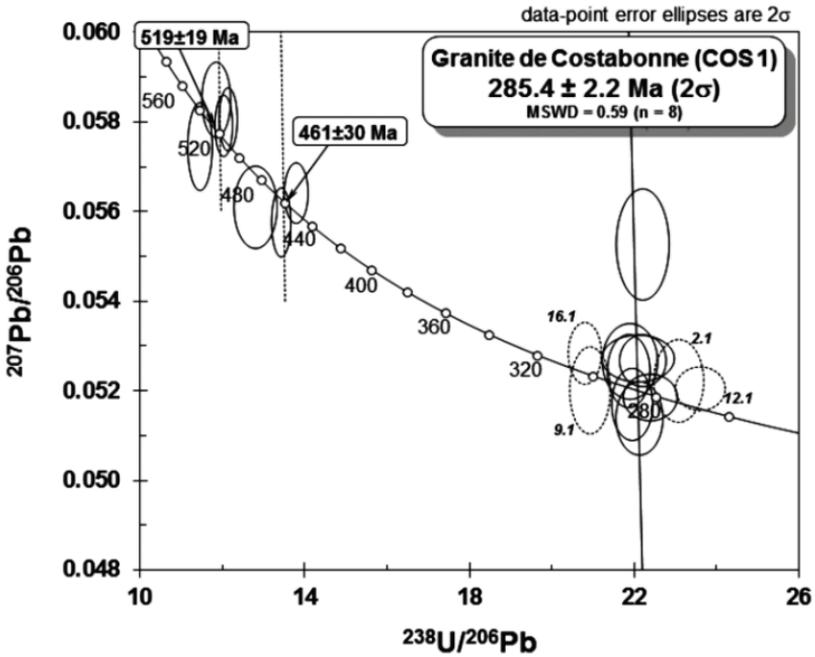


Fig. 6 - Ensemble des analyses sur zircons du granite de Costabonne portées dans le diagramme de Tera et Wasserburg (Cocherie, 2011)

Grain point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁸ Pb	f ₂₀₆ %	Total		Radiogénique		Age (Ma)			
							²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²³⁸ U	²³⁸ U		
<i>Granite de Costabonne (COS 1)</i>														
1.1	353	53	0.15	14.0	8685	0.047	21.866	0.212	0.05244	0.00033	0.0457	0.0004	288.1	2.7
2.1	856	270	0.31	32.1	9904	0.061	23.081	0.248	0.05222	0.00038	0.0433	0.0005	273.2	2.9
4.1	274	16	0.06	18.5	3308	-	12.802	0.214	0.05610	0.00038	0.0781	0.0013	484.9	7.8
4.2	117	27	0.23	8.8	1708	-	11.453	0.122	0.05745	0.00040	0.0873	0.0009	536.6	5.5
5.1	114	77	0.67	4.5	-	0.074	21.897	0.274	0.05266	0.00035	0.0456	0.0006	287.7	3.5
6.1	218	17	0.08	15.9	2542	-	11.846	0.143	0.05850	0.00034	0.0844	0.0010	522.4	6.0
7.1	305	330	1.08	11.9	-	-	22.127	0.233	0.05138	0.00033	0.0452	0.0005	284.9	2.9
8.1	421	425	1.01	16.6	101212	-	21.952	0.203	0.05170	0.00033	0.0456	0.0004	287.2	2.6
9.1	160	109	0.68	6.6	2110	-	20.927	0.202	0.05201	0.00040	0.0478	0.0005	300.9	2.8
10.1	454	586	1.29	29.2	5044	-	13.425	0.095	0.05576	0.00031	0.0745	0.0005	463.2	3.2
11.1	787	172	0.22	49.4	7412	0.053	13.789	0.118	0.05641	0.00028	0.0725	0.0006	451.1	3.7
12.1	1489	1096	0.74	54.6	17288	0.056	23.605	0.248	0.05205	0.00020	0.0423	0.0004	267.3	2.7
13.1	347	74	0.21	24.7	-	0.070	12.136	0.091	0.05806	0.00029	0.0823	0.0006	510.1	3.7
14.1	1187	813	0.68	45.9	7857	-	22.392	0.268	0.05185	0.00021	0.0447	0.0005	281.7	3.3
14.2	1208	868	0.72	47.3	6296	0.090	22.095	0.360	0.05272	0.00021	0.0452	0.0007	285.1	4.5
15.1	2269	533	0.24	88.4	80004	0.087	22.211	0.231	0.05267	0.00024	0.0450	0.0005	283.7	2.9
15.2	1694	1463	0.86	65.8	6836	0.413	22.208	0.262	0.05527	0.00051	0.0448	0.0005	282.8	3.3
16.1	496	193	0.39	20.6	-	0.054	20.800	0.164	0.05284	0.00028	0.0481	0.0004	302.5	2.3
17.1	970	67	0.07	69.7	-	0.039	12.029	0.087	0.05791	0.00028	0.0831	0.0006	514.6	3.6

- Notes :
1. Incertitudes données à 1 σ .
 2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus.
 3. f₂₀₆ % correspond au pourcentage de ²⁰⁶Pb issu du Pb commun.
 4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports ²³⁸U/²⁰⁶Pb et ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

Tabl. IV - Analyses des zircons du granite de Costabonne. Les analyses en italique ne sont pas retenues pour le calcul des âges moyens

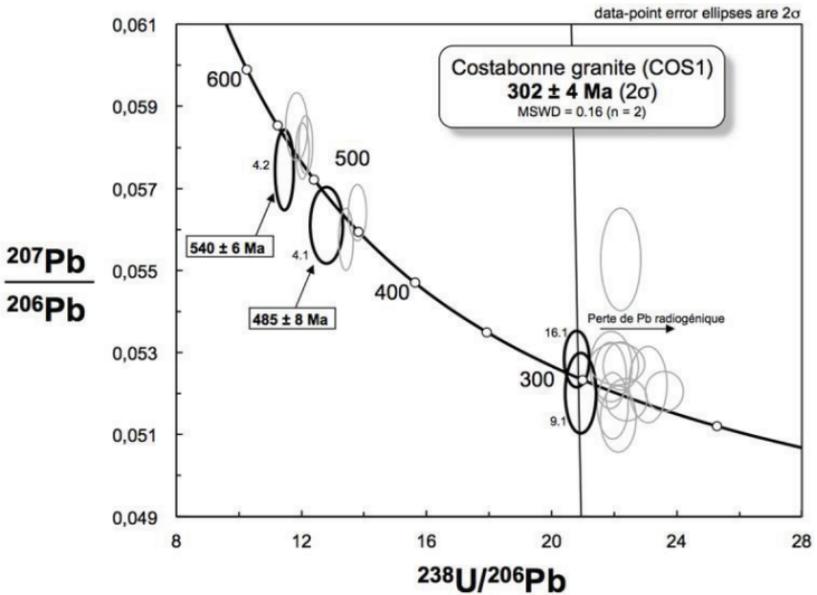


Fig. 7 - Autre interprétation possible pour le calcul de l'âge du granite de Costabonne (J. Melleton, 2014)

AUTEURS

La rédaction de la notice a été coordonnée par B. Laumonier, la part revenant aux différents auteurs se répartissant comme suit :

Introduction : B. Laumonier

Description des terrains :

- série préhercynienne et hercynienne : B. Laumonier ;
- magmatisme préhercynien et hercynien : B. Le Bayon, P. Barbey et B. Laumonier ;
- Crétacé terminal - Paléogène : B. Laumonier ;
- Néogène et Quaternaire : M. Calvet.

Évolutions géologiques et Synthèse géodynamique régionale :

- pré-Hercynien : B. Laumonier ;
- Hercynien : B. Laumonier et B. Le Bayon ;
- Alpin : B. Laumonier ;
- post-Alpin : M. Calvet.

Ressources minérales : P. Barbey et B. Laumonier

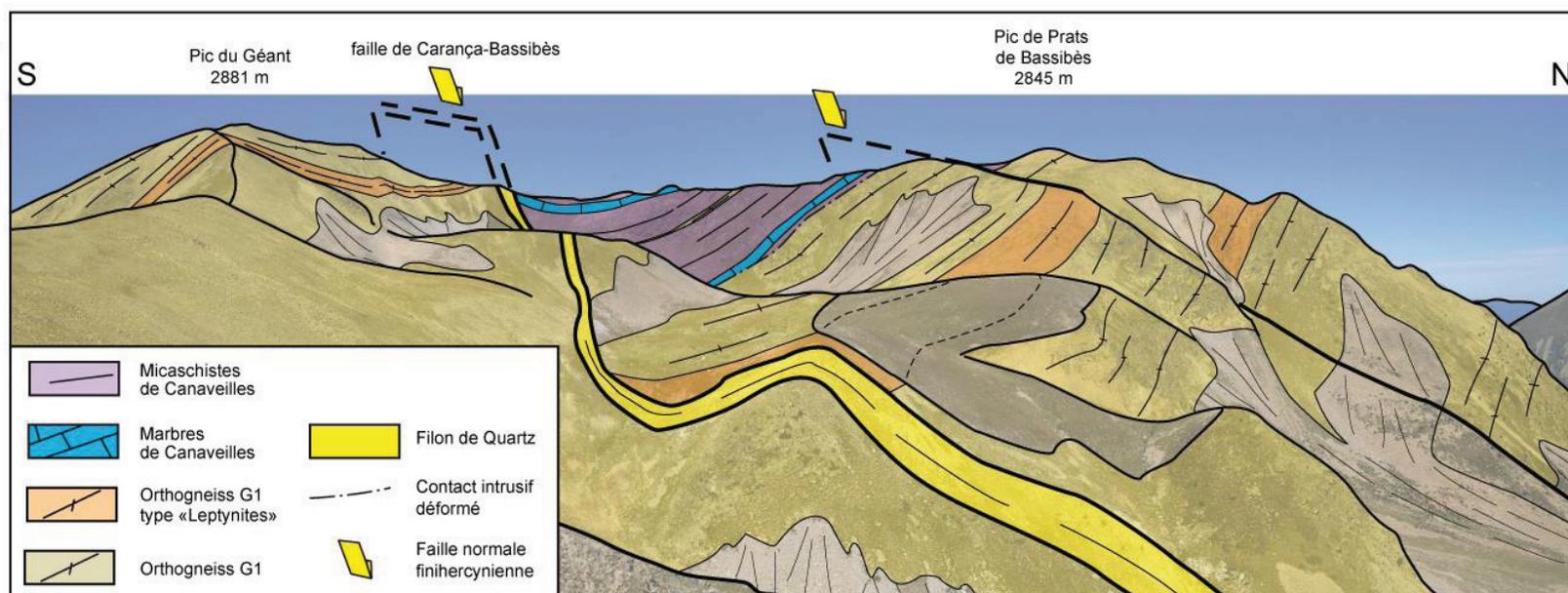
Géologie de l'environnement :

- climat et végétation, risques naturels : M. Calvet ;
- hydrogéologie : J.-L. Lenoble.

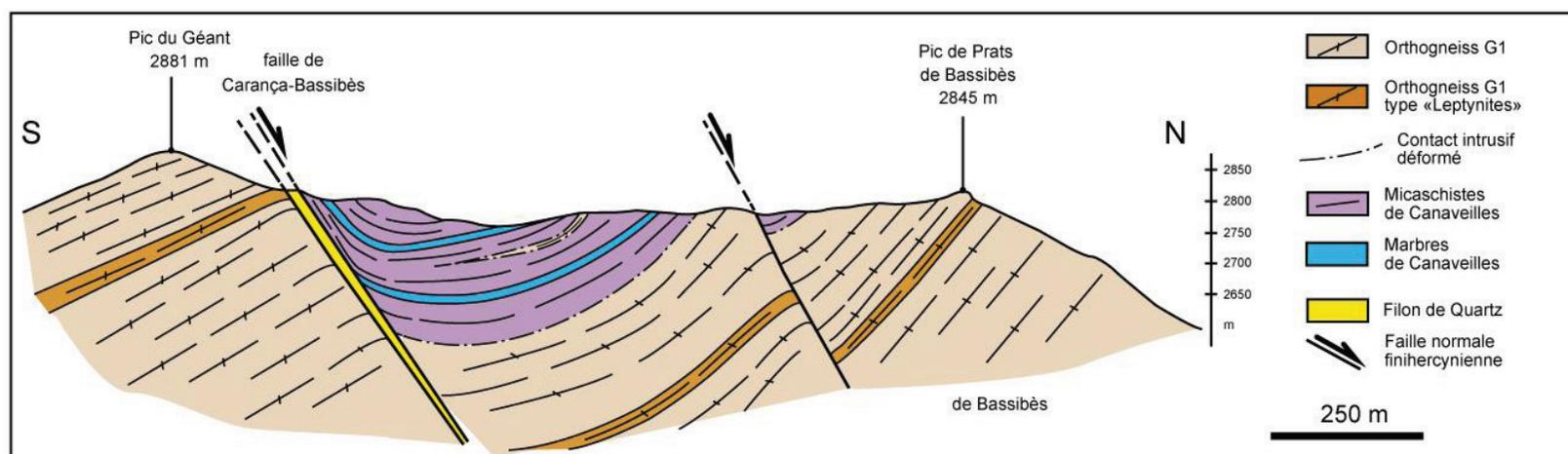
Géochronologie : A. Cocherie, P. Barbey et B. Laumonier, avec la collaboration de J. Melleton.

Remerciements : BL remercie tout particulièrement G. Guitard († 2009), A. Autran, É. Baetens et T. Baudin pour les moments partagés sur le terrain et les nombreuses discussions sur la géologie pratéenne.

Haut. Panorama géologique depuis le col du Géant en direction de l'arête Pic du Géant – Pic de Prats de Bassibès. Cette figure permet de voir la déformation extensive affectant le massif du Canigou. Ici les micaschistes (et les marbres) de la formation de Canaveilles du toit des gneiss se trouvent rabaisés au Nord des accidents.



Bas. Coupe S-N le long de l'arête Pic du Géant – Pic de Prats de Bassibès. Ces faïilles normales sont d'orientation EW, avec un pendage assez fort vers le Nord. La faïille normale de gauche est marquée par un filon de quartz, très bien visible dans le paysage, ce qui n'est pas le cas de la faïille normale la plus à droite. Le rejet des faïilles peut être estimé grâce au décalage des niveaux de « leptynites ». Il semblerait que la faïille de gauche soit la plus importante avec un rejet supérieur à 300 mètres alors que la faïille de droite aurait un rejet d'environ une centaine de mètres.



PI. 1. — FILON DE QUARTZ, FAÏILLE NORMALE ET SYNCLINAL DE BASSIBÈS

