



Excursion des 9 et 10 Juin 2012

# DES BRÈCHES AUX LHERZOLITES

LA MISE EN PLACE DU MANTEAU SOUS-CONTINENTAL  
DANS LES FOSSÉS DU FLYSCH NOIR ALBO-CÉNOMANIEN  
DE LA BALLONGUE ET D'AULUS  
(ZONE NORD-PYRÉNÉENNE, ARIÈGE, FRANCE)

Elie-Jean Debroas et Bernard Azambre





**Débrite albiennne**  
**(Brèches de Castel Nérou, Fossé de la Ballongue).**

*Cette brèche du Flysch noir remanie des débris de marnes noires de l'Albien inférieur et de calcaires blancs de l'Aptien supérieur dans une matrice pélitique sombre. Elle correspond à l'une des innombrables coulées boueuses de débris ou « débrites » qui au début du rifting (Albien moyen) se sont localement accumulées sur quelques centaines de mètres d'épaisseur au-dessus du sommet peu érodé de la série anté-rift. Son tectofaciès de « brèche oeuillée » résulte des effets combinés de sa déformation par la première schistosité pyrénéenne, S1 de flux, et de la transformation par le métamorphisme pyrénéen cénomano-turonien de sa matrice pélitique en schiste à biotite sous des températures de l'ordre de 450°C.*



## **Association des Géologues du Sud-Ouest**

**Excursion des Samedi 9 et Dimanche 10 Juin 2012**

# **DES BRÈCHES AUX LHERZOLITES**

## **LA MISE EN PLACE DES LHERZOLITES DANS LES FOSSÉS DU FLYSCH NOIR ALBO-CÉNOMANIEN DE LA BALLONGUE ET D'AULUS (ZONE NORD-PYRÉNÉENNE, ARIÈGE)**

**Elie-Jean Debroas\* et Bernard Azambre\*\***

---

*\*Université Paul-Sabatier, Observatoire Midi-Pyrénées, Géosciences Environnement Toulouse, 14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, [elie-jean.debroas@get.obs-mip.fr](mailto:elie-jean.debroas@get.obs-mip.fr)*

*\*\*Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, [b.azambre@free.fr](mailto:b.azambre@free.fr)*



### Liste des participants :

Abadie Agnès  
Augère Bernard  
Azambre Bernard  
Balan Bernard  
Baudalet Jean-Pierre  
Bichot Francis  
Bilotte Michel  
Bonzom Geneviève  
Canérot Joseph  
Cariou Maryse  
Chantepie Guy  
Clavaud Michèle  
Corbières Isabelle  
Debroas Elie-Jean  
Desreumaux Christian  
Estrade Guillaume  
Fasentieux Bertrand  
Golossof Jean-Michel  
Guttierrez Thomas  
Hamon Anne-Christine  
Juteau Thierry  
Larnadonne Christine  
Malcuit Eline  
Mangin Alain  
Médiavilla Francis  
Odonne Francis  
Prud'homme Robert  
Rey Jacques  
Soubiès François  
Tordjman Patrick  
Veyssière Frédéric  
Viala Patrick



## Sommaire

Remerciements	6
Le sujet et l'objectif de l'excursion	7

<b>1- LES CARACTÈRES GÉNÉRAUX DU FLYSCH NOIR ET DU RIFT NORD-PYRÉNÉEN</b>	<b>11</b>
---	-----------

1.1 - Le Flysch noir albo-cénomaniens des Pyrénées	13
1.1.1 - Le cadre paléogéographique régional	13
1.1.2 - L'extension et la position structurale du Flysch noir des Pyrénées centrales	13
1.1.3 - La composition des sédiments	14
1.1.4 - Les faciès et les processus de sédimentation	15
1.1.5 - La lithostratigraphie	15
1.1.6 - Les éléments de datation	16
1.2 - Le rift nord-pyrénéen	19
1.2.1 - L'ouverture en rifting oblique	19
1.2.2 - Le magmatisme alcalin	23
1.2.3 - Le métamorphisme pyrénéen	25
1.2.4 - L'amincissement crustal et l'ascension du manteau lherzolitique	28
1.2.5 - La dérive de l'Ibérie responsable du rifting	29
1.2.6 - L'inversion structurale du rift	29

<b>2 - PREMIÈRE JOURNÉE : LE FOSSÉ DE LA BALLONGUE</b>	<b>31</b>
--	-----------

Les caractères généraux du fossé de la Ballongue	32
J1.1 - Le panorama sur la la Ballongue	41
J1.2a-b - Les « Brèches de Castel Nérou » et les calcaires aptiens	42
J1.3 - Les « Schistes de la Ballongue » et les brèches du Pic de Gespy	47
Repas à Audressein	51
J1.4 - Les « Brèches d'Alos »	53
J1.5 - L'ophite d'Auazein	57
J1.6 - Les ultramafites alcalines d'Argein	59
J1.7 - La lherzolite et les hornblendites de Coumes	61

<b>3 - SECONDE JOURNÉE : LE FOSSÉ D'AULUS</b>	<b>63</b>
---	-----------

Les caractères généraux du fossé d'Aulus	64
J2.1 - Les schistes noirs à biotite de l' « Albo-Cénomaniens »	72
J2.2 - Les marbres noirs à biotite de l' « Albo-Aptien »	73
J2.3 - Le panorama sur le fossé et sa transversale « Col d'Agnes - étang de Lherz »	77
J2.4a-e - Les diverses brèches au contact du diapir du col d'Agnes	79
Repas au col d'Agnes	85
J2.5a-g - Les Brèches de Lherz et des Coumettes au contact sud de la lherzolite	87
J2.6 - Les roches à saphirine au contact nord de la lherzolite	105
J2.7 - Les gneiss granulitiques du port de Lherz	107

Quelle mise en place pour la lherzolite dans sa localité-type ?	109
---	-----

Bibliographie	111
---------------	-----



## Remerciements

Pour leurs interventions variées aux divers stades de l'évolution qui a abouti à la réalisation de cette excursion, les auteurs tiennent à remercier :

La Direction du Programme Carte géologique de France du Bureau de Recherches Géologiques et Minières qui a soutenu nos recherches de terrain au cours de la préparation des cartes géologiques à 1/50 000 d'Aulus-les-Bains (1974 à 1991) et d'Aspet (1999 à 2009) ;

Les Présidents de l'Association des Géologues du Sud-Ouest, Francis Bichot et Joseph Canérot, ainsi que Membres du Conseil d'Administration, qui ont accepté sa programmation et contribué activement à sa préparation ;

Monsieur Oscar Giroto, Maire d'Audressein, qui a autorisé le repas du premier jour sur les pelouses aux pieds de Notre-Dame-de-Tramesaygues, un monument historique classé au Patrimoine mondial ;

Madame Christiane Vignaux, maire d'Arrou, et Monsieur Georges Garrié, son prédécesseur, pour leur invitation à se réfugier dans la salle des fêtes d'Arrou en cas de mauvais temps le premier jour ;

Monsieur Pascal Lapine, Agent de l'ONF, qui nous a permis de circuler sur la route forestière de la Ballongue-sud ;

Madame Christiane Cavaré-Hester qui a dessiné plusieurs des figures de ce livret-guide au GET ;

Messieurs Jean-François Ména et Ludovic Menjot pour la réalisation de lames minces et de sections polies au GET ;

Messieurs Michel Bilotte, Joseph Canérot, Jean-Pierre Lorand, Alain Mangin, Pierre Monchoux, Michel de Saint-Blanquat pour les nombreux et fructueux échanges de ces dernières années au sujet du Flysch noir, de son substratum, des brèches...et des Iherzolites !



## Le sujet et l'objectif de l'excursion

Une quarantaine de petits massifs de lherzolite, de taille décamétrique à kilométrique, s'aligne tout au long de la zone nord-pyrénéenne entre l'Aude (Salvezines) et le Pays basque espagnol (Ciga) en passant par les massifs de Prades et de Lherz (Ariège), du Tuc Desse et de Moncaup-Arguenos (Haute-Garonne), du Moncaut, du Turon de la Técoùère, du Saraillé et du col d'Urdach (Pyrénées-Atlantiques) pour ne citer que les plus remarquables (Fig. 1). Ils constituent l'un des grands traits originaux de la chaîne des Pyrénées car ils sont des témoins exceptionnels de son manteau supérieur. Un manteau sous-continental dont ils sont également une des rares occurrences mondiales. Les modalités d'association de ces massifs avec les sédiments anté et syn-rift à la faveur de la déchirure crustale apparue au cours du rifting albo-cénomaniens sont l'un des grands sujets de recherche pyrénéens actuels. L'association lherzolite/sédiments s'est initialement effectuée au niveau d'un Trias supérieur plus ou moins métamorphique et selon les quatre types suivants :

- (1) sans métamorphisme des sédiments anté et syn-rift, ni exhumation sous-marine ;
- (2) sans métamorphisme des sédiments anté et syn-rift mais avec exhumation sous-marine et remaniement de débris de lherzolite dans des brèches sédimentaires syn-rift ;
- (3) avec métamorphisme des sédiments anté et syn-rift et sans exhumation ;
- (4) avec métamorphisme des sédiments anté et syn-rift, sans exhumation et avec une extrusion tectonique dans le Trias et le Jurassique métamorphiques, bréchifiés à son contact.

Mais, alors que les trois premiers types sont unanimement admis, le type 4 est remplacé depuis 2008 par une association d'un nouveau type (4') : sous le Trias, avec métamorphisme notable des sédiments anté-rift, exhumation sous-marine puis remaniement de la lherzolite et des métasédiments anté-rift dans des brèches sédimentaires syn-rift. Les massifs de lherzolite de ce type 4/4' constituent près de la moitié des massifs pyrénéens. Ils sont situés en Ariège au sud des massifs primaires nord-pyrénéens des Trois-Seigneurs et du Saint-Barthélémy et parmi eux figure la célèbre localité-type de la lherzolite le **massif de l'étang de Lherz**.

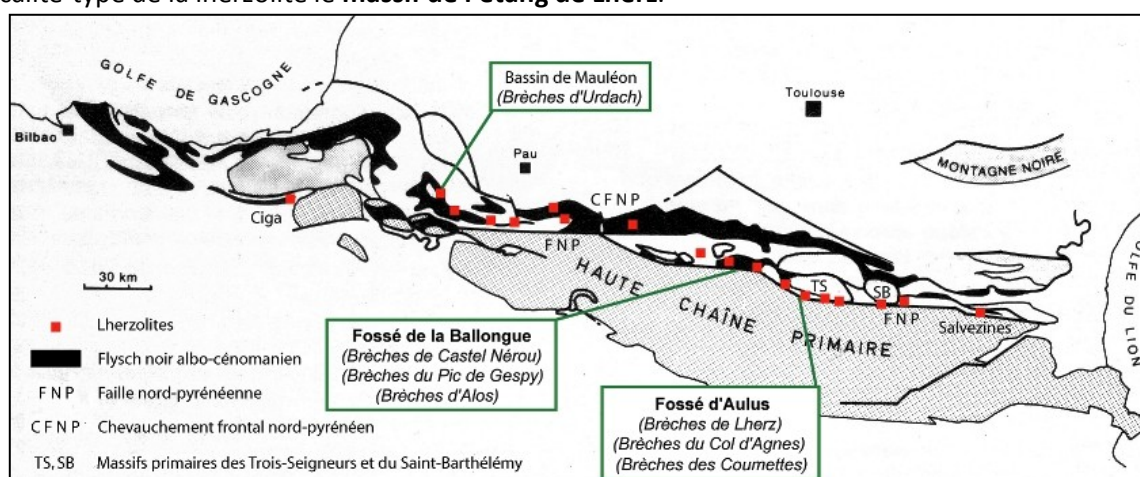


Figure 1 - L'association des lherzolites et du Flysch noir albo-cénomaniens dans la zone nord-pyrénéenne.

Dans le cadre des excursions de l'AGSO, les modalités de l'association lherzolite/sédiments des deux premiers types ont été récemment examinées dans la zone nord-pyrénéenne des Pyrénées-Atlantiques en Juin 2011 (Bassin de Mauléon, Canérot & al., 2011) : - le type 1, avec les massifs du Turon de la Técoùère et du Saraillé (J1.4 et J2.1) ; - le type 2, avec le massif du col d'Urdach (J1.6).

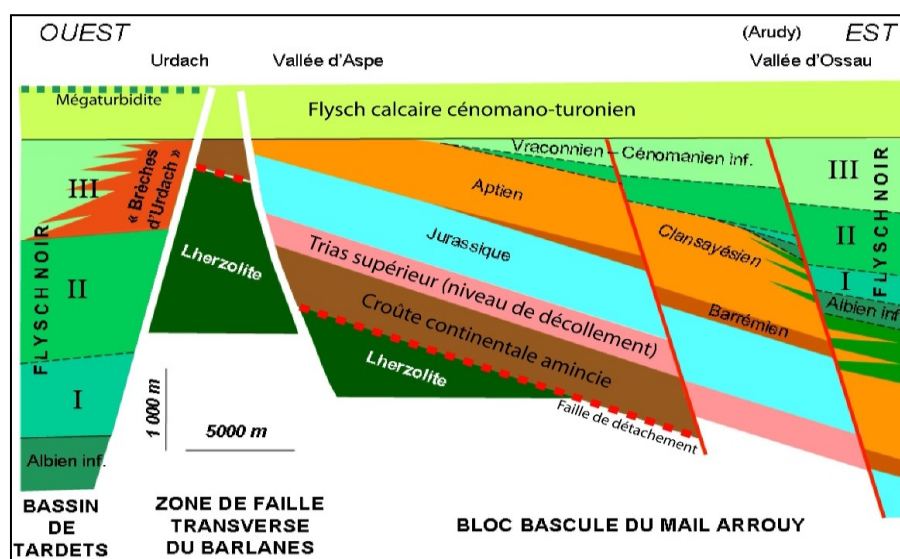
Particulièrement démonstratif (Fig. 2), le site de ce dernier massif a permis de préciser les modalités de l'association du manteau avec les « Brèches d'Urdach » :

- pendant le Vraconien-Cénomanién inférieur, soit approximativement en 5 Ma (de -101 à -96 Ma, d'après Gradstein & al., 2004), conformément à l'âge des turbidites pélito-gréseuses et des débris de la mégaséquence III du Flysch noir dans lesquelles ces 1000 m de brèches s'interstratifient;

- en milieu marin profond et au pied de reliefs notables, conformément aux fossiles du Flysch noir (ammonites, coccolites...) et à ses faciès sédimentaires témoins d'écroulements, de coulées boueuses de débris, de courants de turbidité ;

- au pied d'escarpements de failles synsédimentaires conformément à la position structurale des brèches au sommet du Flysch noir du sous-bassin subsident de Tardets, et à l'extrémité occidentale soulevée du bloc basculé du Mail Arrouy à la base duquel apparaît la lherzolite.

L'exhumation sous-marine de la lherzolite d'Urdach s'est donc produite localement, au pied d'un accident tardif recoupant la faille de détachement responsable de l'amincissement crustal et seulement vers la fin du rifting albo-cénomanién responsable de l'ouverture du bassin composite du Flysch noir (Debroas & al., 2010a). Ce rifting, triphasé, a débuté 8 à 10 Ma plus tôt, vers 112Ma, vers la limite Albién inférieur/moyen, et ses structures ont enregistré une transtension senestre d'amplitude déca-kilométrique dont la composante extensive décroît vers l'est (Debroas, 2003). Il est donc bien contemporain de l'essentiel de l'amincissement crustal du bassin de Mauléon même si ce dernier est déjà envisageable dès la fin du Jurassique et qu'il subisse une nette accélération à partir du début de l'Aptien, soit vers 125Ma (Jammes & al., 2010).



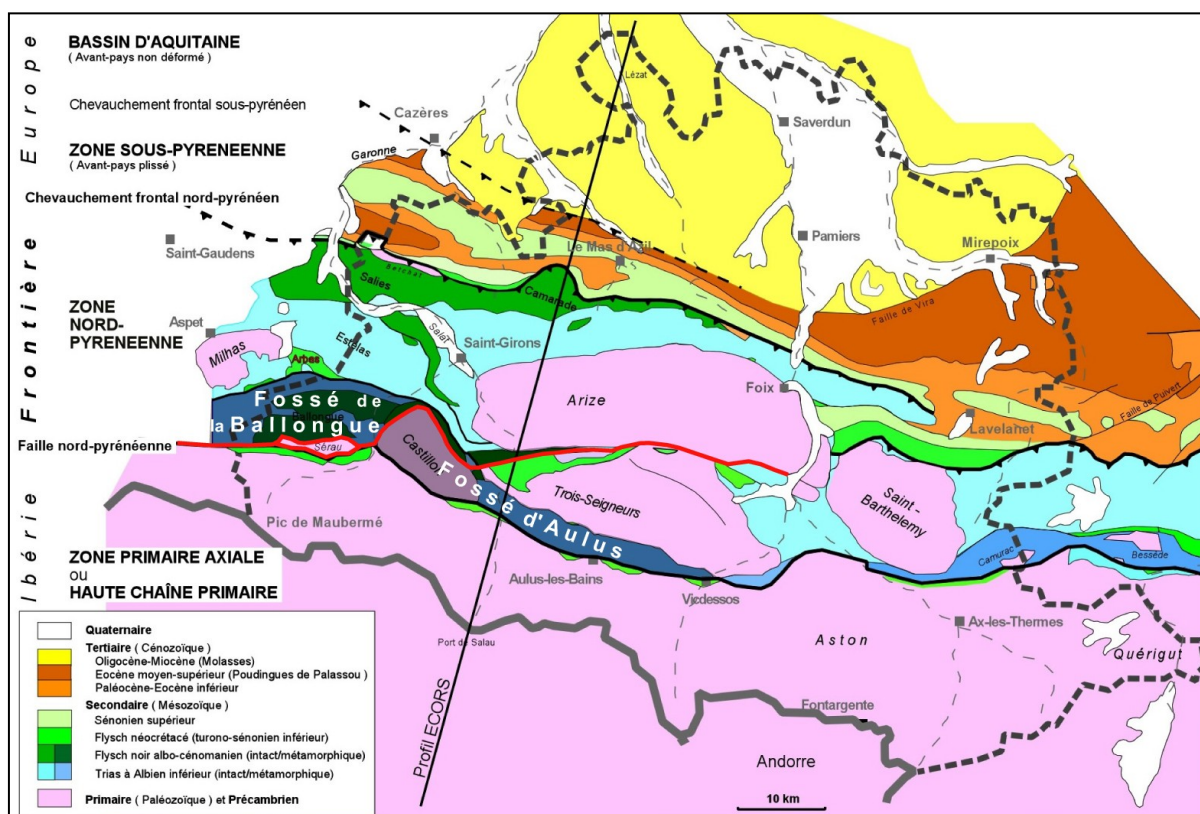
**Figure 2 - Position structurale de la lherzolite et des Brèches d'Urdach avant l'inversion structurale du bassin de Mauléon (D'après Debroas & al., 2010a).**

L'objectif de cette excursion dans la zone nord-pyrénéenne de l'Ariège est de présenter et de discuter les données qui ont enregistré les deux derniers types d'association lherzolite/sédiments (3 et 4/4') dans deux sous-bassins contigus du rift albo-cénomanién : les fossés du Flysch noir de la Ballongue et d'Aulus (Fig. 3). Parmi ces données, les caractères des brèches sédimentaires et cataclastiques de chacun de ces fossés occupent une place essentielle soulignée par le nombre d'arrêts que l'excursion leur consacre (6/14), et par le début de son intitulé « Des brèches aux lherzolites ».

Le premier jour, la visite de sept affleurements du fossé de la Ballongue permettra d'examiner les âges, les faciès sédimentologiques, les transformations métamorphiques et les déformations tectoniques des brèches sédimentaires et sous-marines du Flysch noir albo-cénomanién (Br. de Castel Nérout, du Pic de Gespy, d'Alos) et de présenter les caractères locaux du magmatisme alcalin, du métamorphisme pyrénéen. Cet ensemble de données a permis d'admettre une mise place albo-cénomaniénne des lherzolites locales à la base des sédiments anté et syn-rift soumis au métamorphisme suivie, au cours l'inversion structurale fini-crétacée du bassin, de leur extrusion à travers



les métasédiments anté, syn et post-rift sous la forme d'écaillés tectoniques. Autrement dit, de s'être mises en place sous le Trias, comme celles du Turon de la Técoûre et du Saraillé dans le bassin de Mauléon (type 2), mais accompagnées ici du métamorphisme notable des sédiments anté et syn-rift sus-jacent caractéristique du type 3.



**Figure 3 - Localisation des fossés de la Ballongue et d'Aulus dans la partie méridionale ou interne de la zone nord-pyrénéenne d'Ariège.** Ces deux fossés albo-cénomaniens contigus sont séparés par la Faille nord-pyrénéenne du Couserans (en rouge).

Le second jour, les sept affleurements visités dans le fossé d'Aulus, en particulier les cinq de l'incontournable coupe transversale col d'Agnes-étang de Lherz (Fig. 4), conduiront à présenter les arguments de chacune des deux interprétations actuellement avancées sur la nature et l'âge des « Brèches de Lherz » qui enveloppent le massif de Lherz, puis leurs conséquences sur le type d'association de cette Lherzolite avec les sédiments. Pour l'interprétation « ancienne » (type 4), les Brèches de Lherz seraient des cataclasites d'âge cénomano-turonien qui se seraient formées au cours de l'extrusion tectonique d'écaillés de Lherzolite dans les marbres jurassiques soumis au métamorphisme pyrénéen ou en cours de refroidissement puis qui auraient été exhumées avec les Lherzolites à la suite de l'inversion structurale fini-crétacée (Ravier, 1959 ; Avé Lallemant, 1967 ; Conquéré, 1978 ; Vielzeuf & Kornprobst, 1984 ; Fabriès & al., 1992 ; Debroas & Azambre *in* Ternet & al., 1997 ; Debroas & al., 2010b). Pour l'interprétation « moderne » (type 4'), les Brèches de Lherz seraient au contraire des coulées boueuses de débris sous-marines d'âge albien qui remanient les débris des marbres à minéraux produits par le métamorphisme pyrénéen et ceux de la Lherzolite déjà exhumée sur le plancher du fossé d'Aulus (Lagabrielle & Bodinier, 2008 ; Lagabrielle & al., 2010 ; Clerc & al., 2012).

Les caractères généraux du Flysch noir albo-cénomaniens et du rift nord-pyrénéen qui sont rappelés en introduction du livret-guide, les observations effectuées sur les diverses brèches et Lherzolites des fossés de la Ballongue puis d'Aulus et les discussions consécutives à la confrontation des deux interprétations concurrentes de l'association Lherzolite/Brèches de Lherz dans le fossé d'Aulus, conduiront à nous interroger sur celle qui paraît la mieux adaptée au site de Lherz.



**Figure 4 - La transversale du fossé d'Aulus « col d'Agnes-étang de Lherz » vue depuis la crête du massif des Trois-Seigneurs.** Au premier plan, la route départementale 18 venant de Massat serpente sur le granite et les micaschistes paléozoïques du massif des Trois-Seigneurs. A partir de l'étang de Lherz, c'est la RD 8f qui serpente sur la lherzolite puis sur les Brèches de Lherz et du col d'Agnes avant de disparaître derrière le Tuc de la Cahude qui cache le col d'Agnes et, en partie, le Trias de son diapir. A l'arrière plan, les sommets de la Haute chaîne primaire (Pic de Certescans, 2840m) et leurs cirques glaciaires sont entaillés dans le granite de Bassiès qui domine les schistes paléozoïques de la vallée du Garbet.



# 1

## LES CARACTÈRES GÉNÉRAUX DU FLYSCH NOIR ET DU RIFT NORD-PYRÉNÉEN



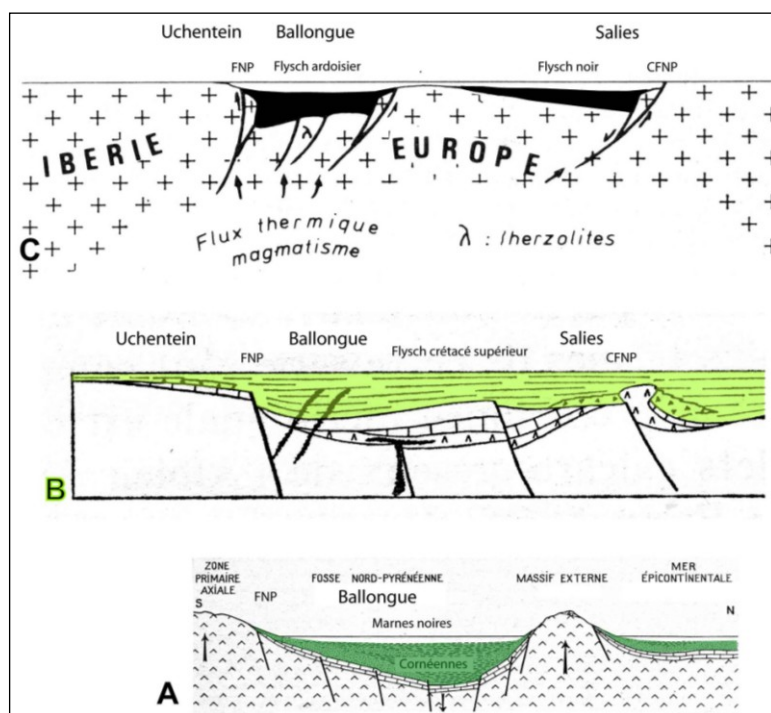
**Figure 5 - Un exemple classique du faciès le plus démonstratif du contexte syn-rift du Flysch noir albo-cénomannien des Pyrénées: les « brèches chaotiques ».** Les Conglomérats de Camarade furent longtemps assimilés au « conglomérat de base du (flysch) cénomannien » (Magnan, 1868 ; Casteras, 1957). Ils sont constitués par des blocs hétérométriques jointifs de schistes et de quartzites du Paléozoïque inférieur qui se sont accumulés sur plus de 2000m d'épaisseur et entre les escarpements des failles synsédimentaires normales et décrochantes du futur chevauchement frontal nord-pyrénéen et les turbidites du Flysch noir du fossé de Camarade (Debroas, 1987c ; Bilotte & al., 1987).



Le nom de « flysch noir albien » est semble-t-il apparu dans le bassin de Mauléon dès le début du XX<sup>ème</sup> siècle (Fournier, 1905). Cependant, ce flysch est longtemps resté attribué à diverses formations marneuses ou schisteuses paléozoïques à albiennes et au flysch cénomanien discordant avant que le Flysch noir albo-cénomaniens des Pyrénées soit formellement défini (Souquet & al., 1985).

Le Flysch noir ardoisier du fossé de la Ballongue, visité le premier jour est particulièrement démonstratif de cette longue et laborieuse identification. C'est l'un des derniers à avoir été identifié, après que ses affleurements avaient été attribués à l'Ordovicien, au Silurien, au Carbonifère, au Lias, à l'Albien et au Cénomaniens. Sa lithologie péliro-gréseuse et conglomératique et ses transformations en « Schistes métamorphiques de la Ballongue » (Casteras, 1933) ou en « Cornéennes du Castillon-nais » moins fissiles (Ravier, 1959) ont conduit à envisager, pour la première fois et simultanément, la possibilité d'une continuité de sédimentation entre l'Albien et le Cénomaniens et celle d'un métamorphisme pyrénéen non plus strictement anté-cénomaniens mais pouvant être soit cénomaniens inférieur, soit fini-crétacé (Mattauer & al., 1964). Cette hypothèse féconde, fondée sur les observations détaillées de Jean Ravier dans le « synclinal des schistes métamorphiques de la Ballongue » (ou d'Audressein), a rapidement conduit à identifier dans la Ballongue et à ses abords de nouveaux affleurements de « flysch cénomaniens » (Casteras & Souquet, 1968 ; Ravier & al., 1968) puis un « flysch ardoisier » albo-cénomaniens (Souquet, 1969 ; 1971 ; Debroas & Souquet, 1972) et à remplacer la « fosse albiennne » de Jean Ravier par une « fosse du flysch ardoisier albien » (Debroas & Souquet, 1976 ; Debroas, 1978) avant que soit défini le « fossé albo-cénomaniens de la Ballongue » (Debroas, 1985 ; 1987a). Ce fossé a également permis d'illustrer trois grandes interprétations des relations sédimentation-tectonique-métamorphisme au cours du Crétacé (Fig. 6).

**Figure 6 - Des « schistes métamorphiques de la Ballongue » au « Flysch ardoisier » : trois conceptions des relations sédimentation-tectonique-métamorphisme crétacés dans les Pyrénées.**



**A - La fosse anté-flysch de la Ballongue à la fin de l'Albien.** A la suite du métamorphisme et des plissements anté-cénomaniens, le flysch cénomaniens sera discordant sur les cornéennes de la Ballongue (Casteras, 1933 ; Ravier, 1959).

**B - Le bassin nord-pyrénéen à la fin du Crétacé.** Le dépôt du flysch « crétacé supérieur », cénomaniens à sénoniens supérieur, précède le métamorphisme et les plissements fini-crétacés (Mattauer & al., 1964 ; Choukroune, 1976).

**C - Les fossés du Flysch noir et du Flysch ardoisier à la fin de l'Albien.** Le Flysch ardoisier est contemporain du début du métamorphisme et des plissements méso-crétacés (Mattauer & al., 1964 ; Souquet & al., 1977 ; Souquet & Debroas, 1980).

Grâce à son Flysch noir ardoisier, le fossé de la Ballongue est ainsi devenu un secteur-clé pour illustrer l'évolution crétacée des Pyrénées et un secteur complémentaire du fossé d'Aulus voisin, plus classique grâce au site de Lherz mais pratiquement dépourvu du Flysch noir témoin de son individualisation albo-cénomaniens et de son évolution cénomano-turonienne.





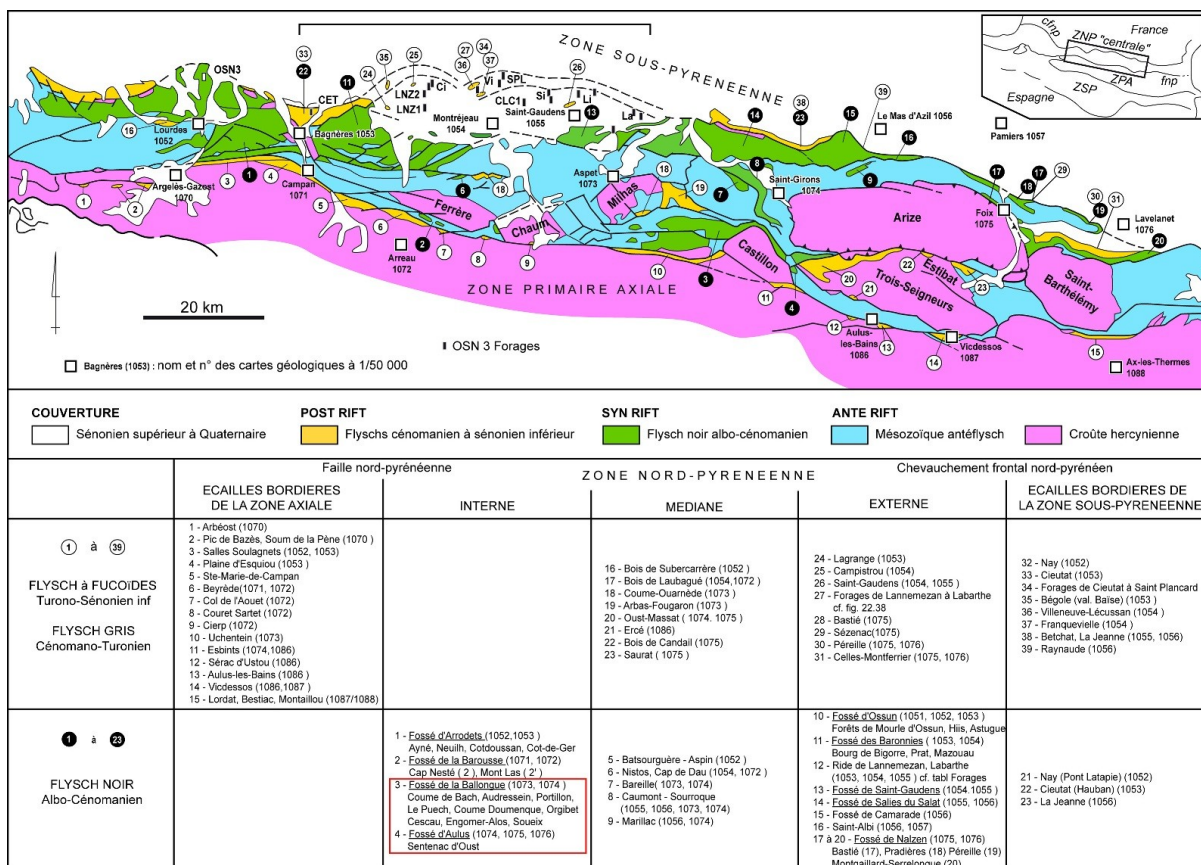


Figure 8 - Extension et position structurale du Flysch noir dans la zone nord-pyrénéenne centrale (D'après Debroas, 1992b.).

### 1.1.3 - La composition des sédiments

Les sédiments du Flysch noir sont immatures et d'origine locale pour les brèches ou plus lointaine pour les poudingues, les grès (Fig. 9) et les omniprésentes pélites sombres. Les plus grossiers proviennent de l'érosion locale des séries mésozoïques anté-rift (calcaires, dolomies, marnes ; J1.2) et de celle de la croûte continentale hercynienne (gneiss, micaschistes, quartzites, calcaires, granites ; J1.4), ou bien des sédiments pénécotemporains des plate-formes voisines (foraminifères, algues, lithoclastes calcaires, voire même blocs ; J1.4).

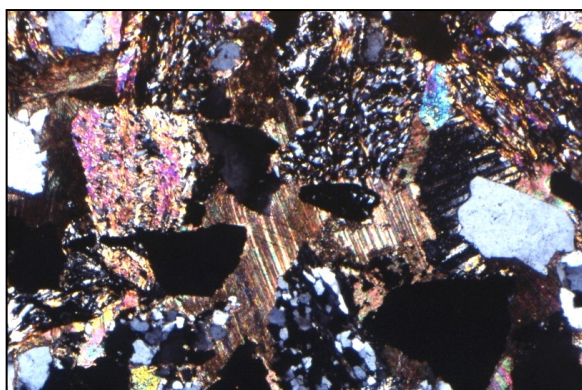


Figure 9 - Litharénite à ciment calcitique et grains de micaschistes et de quartzite (Baronnies)

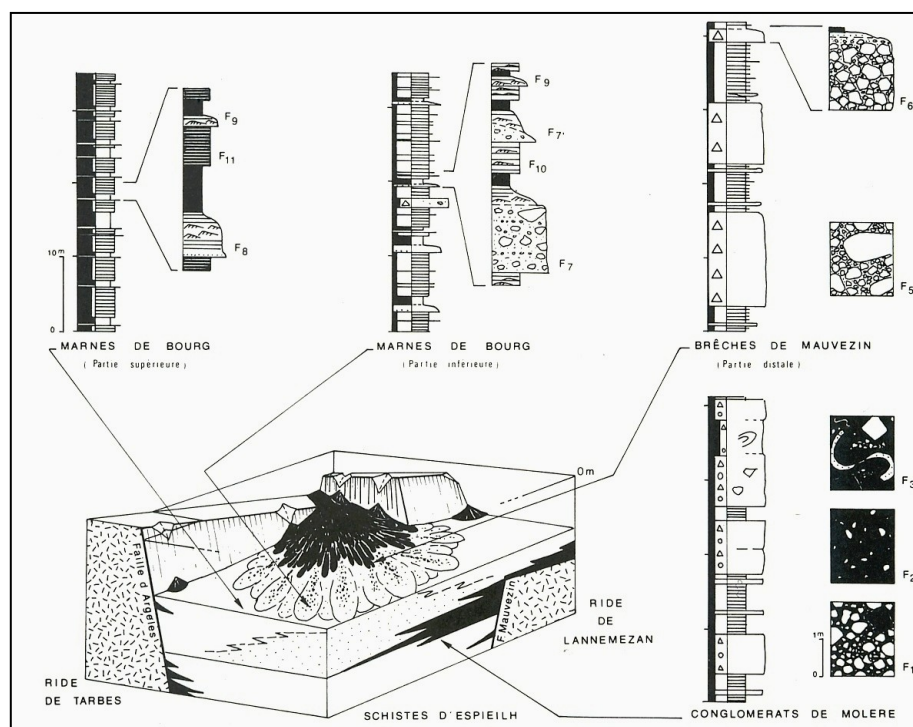


Figure 10 - Menus débris végétaux brunâtres à plat dans les lamines d'un silt (Baronnies)

Les plus fins, des pélites à illite et chlorite ou silts quartzeux, proviennent de l'altération des continents voisins. De menus débris végétaux les accompagnent fréquemment (Fig. 10).

#### 1.1.4 - Les faciès et les processus de sédimentation

Traditionnellement tenu pour particulièrement monotone, le Flysch noir présente en réalité d'assez nombreux faciès sédimentologiques qui s'associent très diversement (Debroas, 1977 ; Souquet & al., 1985). Le faciès le plus démonstratif de l'activité tectonique synsédimentaire correspond aux fréquents et puissants prismes de brèches chaotiques qui sont constituées de blocs grossiers et parfois même d'olistolites, accumulés par écoulement au pied des escarpements constamment rajeunis de failles actives (Fig. 5, 11 et 12 ; J1.2 et 4). Les autres faciès ont été transportés et déposés par des glissements (slumps, F3) et des coulées boueuses de débris (débrites, F1, F2, F5 ; J1.2 et 4), par des courants de turbidité concentrés à dilués (turbidites, F6, F7, F8, F9 ; J1.3), par des courants de traction et décantation (F10, F11) et par la décantation de minces lits de boues carbonatées (hémipélagites, F12 non illustré). Des événements hydrothermaux carbonatés parfois fossilifères (lamellibranches, stromatholites, éponges, coelentérés) sont localement associés au Flysch noir basco-cantabrique (Agirrezabala, 2009).



**Figure 11 - Faciès et organisation des dépôts du Flysch noir dans le cône de Mauvezin (Fossé des Baronnie, d'après Debroas in Souquet & al., 1985).**

Dans les meilleurs cas, ces faciès s'associent dans de petits cônes de faible rayon (quelques kilomètres d'après les paléocourants), plus ou moins coalescents et d'organisation très rudimentaire avec une partie apicale conglomératique qui s'accumule au pied des escarpements de failles et une frange grésopélique qui se fond rapidement dans les turbidites pélito-gréseuses déposées au centre du fossé (Fig. 11). Ainsi disposés et épais de plusieurs centaines de mètres, de tels dépôts rendent compte d'une sédimentation par accréation verticale qui s'effectue essentiellement sous contrôle morphotectonique (Fig. 12) et en milieu sous-marin relativement profond.

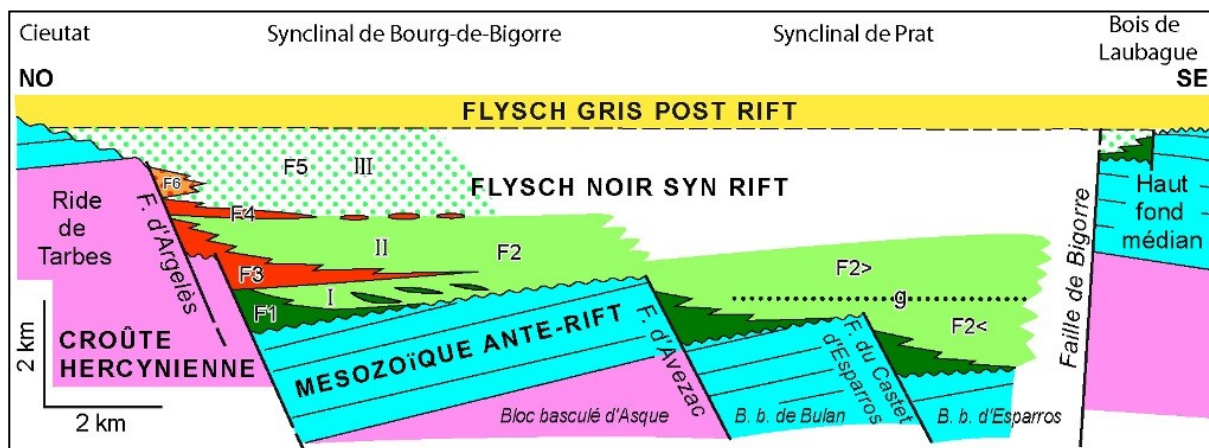
#### 1.1.5 - La lithostratigraphie

La cartographie détaillée des brèches et des turbidites qui étaient traditionnellement tenues pour uniquement superposées (notion traditionnelle des "brèches de base"), a permis de préciser la lithostratigraphie du Flysch noir. Elle a mis en évidence : - leur remplacement latéral et/ou leur superposition normale ou discontinue sur toute l'épaisseur du flysch ; - leur discordance sur la série anté-rift mésozoïque morcelée qui constitue leur substratum (J1.2) ; - leur juxtaposition en



“uplap” contre cette série anté-rift et la croûte continentale hercynienne à la faveur d’anciens escarpements de failles synsédimentaires (J1.4). De **nombreux membres locaux** ont ainsi pu être distingués et désignés selon leur lithologie prédominante et leur localité type (Fig. 12).

Elle a également montré que ces membres s’associaient dans **trois mégaséquences globalement granodécroissantes**. Leur superposition, leur extension régionale et leurs relations discordantes avec la série mésozoïque syn rift et avec la croûte continentale paléozoïque montrent leur origine tectonique liée à l’ouverture du bassin. Ces mégaséquences I, II et III sont aussi caractérisées par leur épaisseur remarquable (de plusieurs centaines à 2000m) et par la composition ordonnée de leurs brèches, à éléments mésozoïques pour I puis à éléments paléozoïques ou mixtes pour II et III, ainsi que de leurs pélites plus carbonatées pour la base de I et le sommet de III.



**Figure 12 - Exemple des six membres et des trois mégaséquences du Flysch noir dans le Fossé des Baronnies (D’après Debroas 1982, 1990).** F1 : Brèches de Batsère ; F2 : Schistes d’Espieilh inférieurs et supérieurs que sépare g un niveau de litharénite feldspathique ; F3 : Brèches d’Esconnets ; F4 : Conglomérats de Molère ; F5 : Marnes de Bourg ; F6 : Brèches de Mauvezin ; I, II, III : Mégaséquences successives qui enregistrent les trois stades d’ouverture du fossé (cf Fig. 18). Dans la mégaséquence I qui enregistre le premier stade d’ouverture du fossé (semi-grabens sur blocs basculés), les Brèches de Batsère sont exclusivement formées d’éléments qui proviennent de l’érosion de la série mésozoïque anté-rift (calcaires, marnes).

#### 1.1.6 - Les éléments de datation

La datation du Flysch noir a été rendue possible grâce aux ammonites (Fig. 13, 14 et 15), aux foraminifères et au nannoplancton (coccolithes) livrés par quelques gisements nouveaux ou déjà connus (Peybernès, 1976 ; Collignon & al., 1977 ; Thieuloy, Bonnemaïson, Manivit & Peybernès in Souquet & al., 1985 ; Kennedy & al. 1997).

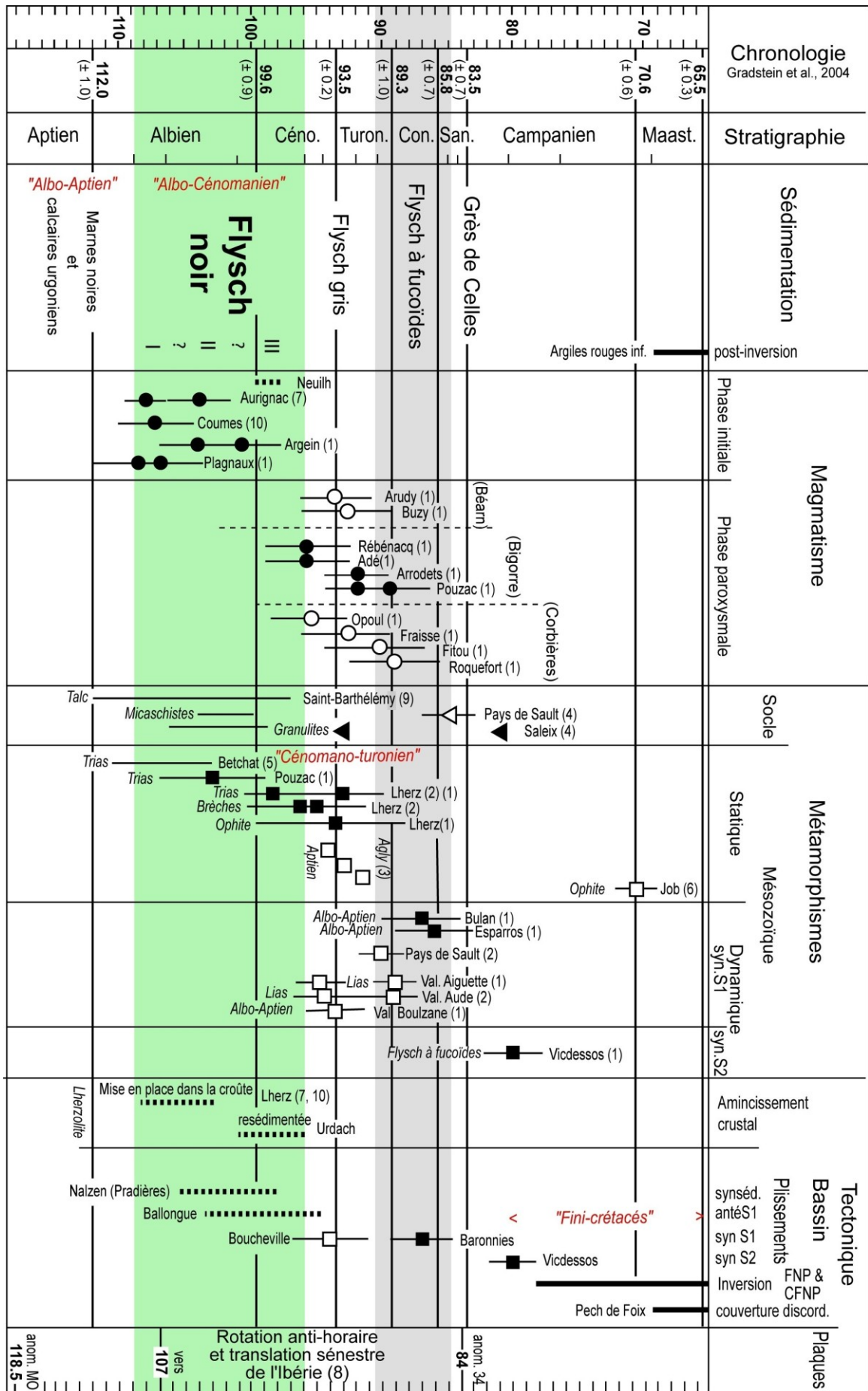


**Fig. 13 - Ostlingoceras (Ostlingoceras) puzozianum** (d’ORBIGNY, 1842) du Vraconnien  
(Longueur 7cm, Mauléon, coll. G. Fixari)



**Figure 14 - Hamites aff. gardneri** (SPATH, 1941)  
de l’Albien supérieur basal  
(Longueur.12 cm, Baronnies, coll. A. Bouvier)

Malgré leur rareté et leur plus ou moins bon état de conservation, ces fossiles ont permis de fixer les âges de la base et du sommet du Flysch noir (Fig. 16).



Sa base est sans doute proche de la limite Albien inférieur - moyen équivalent à un âge voisin de -109 Ma d'après la charte stratigraphique (Gradstein & al., 2004). Dans le bassin de Mauléon, à la base des Poudingues de Mendibelza les Schistes du Laurhibar ont livré des ammonites de l'Albien inférieur sommital et de l'Albien moyen (*Douvilleiceras mamillatum* (SCHLOTHEIM, 1813) de la Zone à *Raulinianus*, Thieuloy in Souquet & al., 1985). Dans le fossé des Baronnies, le premier fossile significatif, qui a été trouvé à quelques 800 à 1000 mètres au-dessus de la base du Flysch noir, est caractéristique de l'Albien supérieur basal (Fig. 14 ; *Hamites* aff. *gardneri* SPATH, 1941 de la Sous Zone à *Cristatum* et *Orbigny* ; Thieuloy in Souquet & al., 1985). Dans le fossé de Nalzen, la découverte de la riche faune d'ammonites de la Quère de Panefabe, 16 espèces, à la base du Flysch noir de Pradières a permis de la dater du début de l'Albien moyen (sous zone à *Hoplites spathi* de la zone à *H. dentatus* ; Kennedy & al., 1997).

Son sommet est vraisemblablement proche de la limite Cénomanién inférieur/moyen équivalent à un âge voisin de - 95 Ma d'après la charte stratigraphique (Gradstein & al., 2004). Dans le bassin de Mauléon et le fossé des Baronnies où il passe progressivement au flysch calcaire du Cénomanién moyen, les termes les plus élevés du Flysch noir livrent déjà l'association de nannoplancton de la Zone à *Lithraphidites acutum* qui couvre le Cénomanién moyen et du début du Cénomanién supérieur (Bonnemaison & Manivit in Souquet & al., 1985).

Les mêmes âges sont admis pour la base et le sommet du Flysch noir du fossé Basque (Martin-Chivelet & al., 2002).

Cependant, entre ces deux limites, la trop grande dispersion locale et régionale des gisements fossilifères significatifs n'a pas permis de préciser l'âge exact des limites entre chacune des mégaséquences. Il est néanmoins possible d'attribuer approximativement :

- la mégaséquence I à l'Albien moyen - supérieur ;
- la mégaséquence II à l'Albien supérieur - Vraconnien ;
- la mégaséquence III au Vraconnien - Cénomanién moyen.



**Figure 15 - *Pervinquieria* gr. *inflata* (SOWERBY, 1818)  
de l'Albien supérieur s.s.  
(Longueur 7cm, Baronnies, coll. E.-J. Debroas)**

---

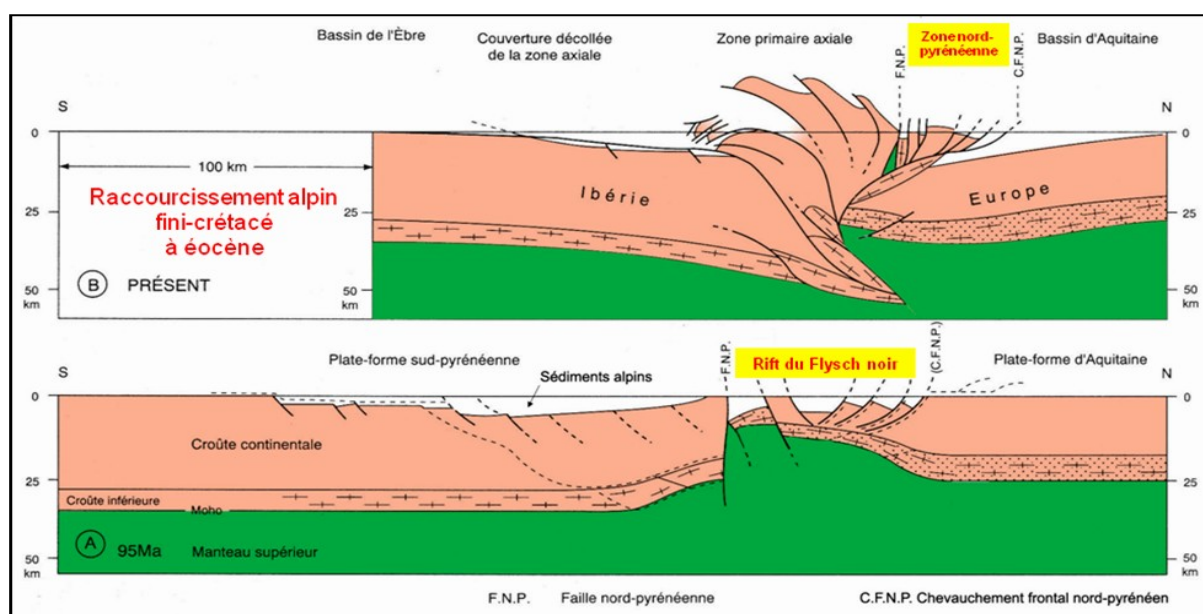
**<< Figure 16 - Corrélation des événements sédimentaires, magmatiques, métamorphiques et tectoniques survenus dans le rift albo-cénomanién du Flysch noir des Pyrénées (D'après Debroas, 1992b).**

- 1 - Montigny & al., 1986 ; 2 - Golberg & Maluski, 1988 ; 3 - Albarède & Michard-Vitrac, 1978 ; 4 - Vielzeuf, 1984 ; 5 - Bandet & Gourinard in Thiébaud & al., 1988 ; 6 - Bandet & Gourinard in Hervouet & al., 1987 ; 7 - Montigny & al., 1992 ; 8 - Olivet & al., 1984 ; 1996 ; 9 - Schärer & al., 1999 ; 10 - Henry & al., 1998.



## 1.2 - Le rift nord-pyrénéen du Flysch noir albo-cénomanien

Le rift du Flysch noir albo-cénomanien est incontestablement le plus original des anciens bassins sédimentaires pyrénéens : de l'Albien moyen au Cénomanien inférieur, c'est lui qui à l'est du golfe de Gascogne en cours d'ouverture, représentait l'expression morpho-tectonique superficielle de la frontière lithosphérique séparant les plaques européenne et ibérique au cours de leur déplacement relatif (la « dérive » de l'Ibérie). Ainsi, pendant le morcellement et l'amincissement de sa croûte continentale localement traversée par des fragments de manteau supérieur lherzolitique, il fut le lieu privilégié non seulement de la sédimentation du puissant Flysch noir mais également d'un magmatisme alcalin intrusif et effusif, d'un métamorphisme thermique dit "pyrénéen" et des premiers plissements alpins de la chaîne. Ultérieurement, du Sénonien supérieur à l'Éocène, le rapprochement des plaques a entraîné son inversion structurale et son charriage sur le bord de la plaque européenne occupé par le bassin d'avant-pays sous-pyrénéen qui l'ont transformé en l'étroite et complexe zone nord-pyrénéenne actuelle (Fig. 17).



**Figure 17 - La position structurale schématique du rift du Flysch noir.** A : à la fin de son ouverture, il y a 95 Ma ; B : de nos jours après son inversion structurale fini-crétacée à Eocène (D'après Roure & al., 1990).

### 1.2.1 - L'ouverture en rifting oblique

Mais compte tenu des déformations qu'il a subies au cours de l'inversion structurale et des conditions d'observation le plus souvent médiocres du versant nord de la chaîne, les modalités de son ouverture sont assez difficiles à reconstituer. Elles ont ainsi fait l'objet d'interprétations extrêmement diverses. Certaines ont privilégié le contexte géodynamique régional (déplacement de l'Ibérie) et invoqué successivement : - un bassin de marge océanique (Boillot & Capdevilla, 1978) ; une zone transformante (Choukroune & Mattauer, 1978 ; Choukroune, 1992) ; - un simple rift en extension (Souquet & Médiavilla, 1976 ; Johnson & Hall, 1989) ; - un bassin d'avant-pays (Souquet & Peybernès, 1991) ; - un bassin d'arrière arc en extension (Sibuet & al., 2004) ; - un bassin supradécollement post-rift en extension (Jammes & al., 2010 ; Masini, 2011) ; - un bassin de zone de subduction (Vissers & Meijer, 2012). Une autre interprétation s'est au contraire fondée sur l'analyse du contexte géologique local (géométrie détaillée du Flysch noir, de son substratum et de sa couverture) pour tenter de reconstituer les structures contemporaines de la sédimentation albo-cénomanienne. La répartition et l'évolution des structures ainsi reconstituées ont montré que le bassin du Flysch noir est **un rift composite dont l'ouverture triphasée résulte d'une transtension senestre d'extension décroissante vers l'Est et d'amplitude pluridécakilométrique** (Debroas, 2003). Ce sont les nombreuses structures de la zone nord-pyrénéenne centrale (200 km de long à travers les Hautes-



Pyrénées, la Haute-Garonne et l'Ariège ; Fig. 8) qui illustrent le mieux cette interprétation (Debroas & Souquet, 1976 ; Debroas, 1985 ; 1992a et b ; 1995 ; 2003). Elle est également confortée par un bon accord avec les structures contemporaines des domaines voisins du rift, la nature et l'âge du magmatisme et du métamorphisme qui s'y développent et son contexte géodynamique.

### 1.2.1.1 - L'ouverture dans les Pyrénées centrales

L'ouverture triphasée et sur place du rift composite s'est effectuée par la coalescence de fossés de moins en moins nombreux mais de plus en plus grands au détriment des horsts intermédiaires ou de la partie occidentale de sa marge nord (Fig. 12 et 18) :

- au stade I (Mégaséquence I, Albien moyen à supérieur), d'étroits *semi-grabens* sur blocs basculés entre des failles normales SO-NE (Asque, Bulan, Marillac) ou NO-SE mais seulement à l'Ouest (Espèche, Labassère, Sère-Lanso) ;
- au stade II (Mégaséquence II, Albien supérieur à Vraconien), des *fossés décakilométriques* soit *quadrangulaires* et en échelon entre des failles NO-SE en relais à droite et des failles NE-SO intermédiaires (Ossun, Baronnies, Saint-Gaudens, Salies, Camarade), soit *triangulaires* entre failles de même direction et O-E (Ballongue, Nalzen) ;
- au stade III (Mégaséquence III, Vraconien à Cénomaniens inférieur à moyen) les *longs fossés externe et interne* qui avaient été initialement distingués de part et d'autre du haut-fond médian (Debroas & Souquet, 1976).

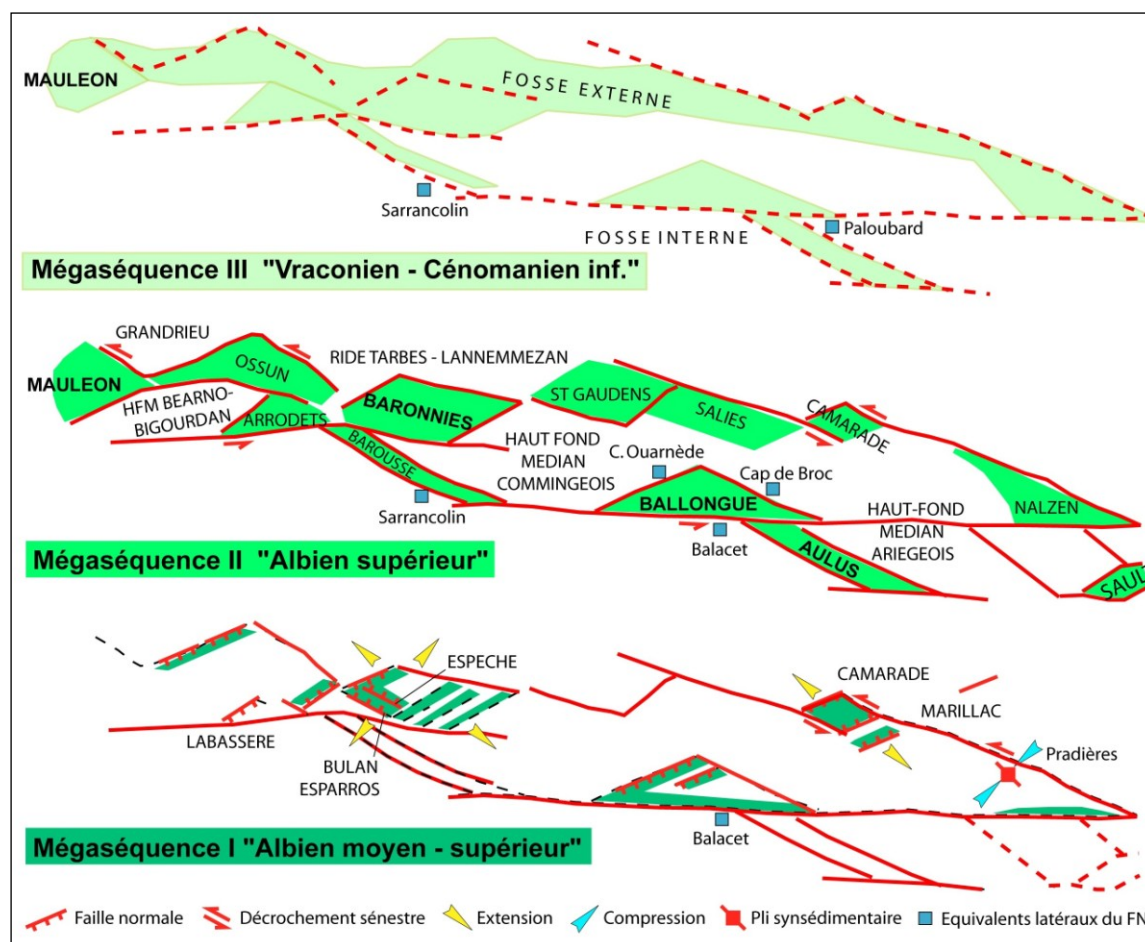


Figure 18 - Les trois générations de fossés élémentaires qui se sont succédées sur place au cours de l'ouverture en transtension du bassin composite du Flysch noir (D'après Debroas, 1985 ; 1992b).

La migration de l'ouverture vers l'E au cours du stade I, initialement adoptée (Debroas, 1992b ; 1995) sur la foi de l'âge albien supérieur de la base du Flysch noir en Ariège (Peyber-nès, 1976) n'est plus envisageable depuis l'attribution à l'Albien moyen de la base du Flysch noir du

fossé de Nalzen (Kennedy & al., 1997).

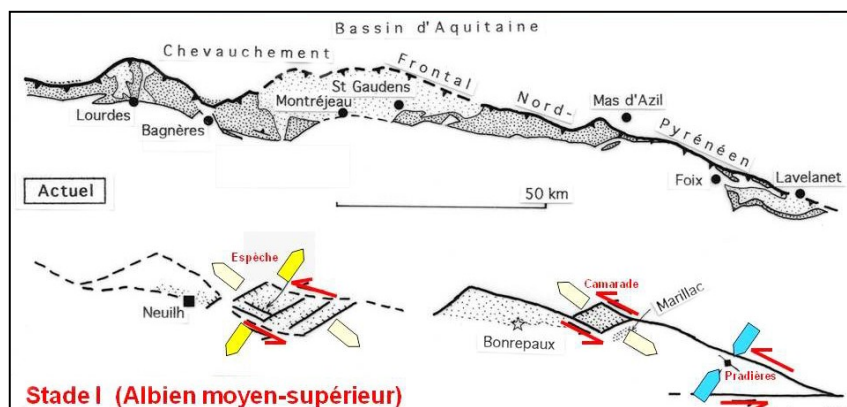
**La faible amplitude des décrochements senestres.** Ces décrochements interviennent sur les accidents NO-SE et O-E.

Leur **jeu sénestre** est déduit de leur association avec les failles normales SO-NE et les blocs basculés de même allongement ou de leur échelonnement en relais ou encore des plis synsédimentaires en échelon qui les accompagnent (Debroas, 1985 ; 1987a, 1987c ; 1995 ; *in* Bilotte & al., 1987 ; 1990).

Leur **amplitude faible** s'observe de part et d'autre du segment O-E de la FNP qui passe au S du fossé de la Ballongue puis entre les massifs de l'Arize et des Trois-Seigneurs (Fig. 3). Il décale d'une vingtaine de kilomètres au maximum le granite des Trois-Seigneurs (Ercé) émergé et érodé et les premières brèches albo-cénomaniennes qu'il alimentait dans le fossé (Debroas, 1987a ; J1.4) ainsi que, un peu plus à l'est, les isogrades du métamorphisme hercynien de chacun des deux massifs (Soula, 1982). Une amplitude sénestre d'un ordre de grandeur voisin paraît donc acceptable sur un segment O-E plus occidental de la FNP qui passe au S du fossé d'Arrodets sans décaler de manière significative des paléostructures jurassiques de même échelle (Canérot, 1987) ainsi que plus à l'E, sur le futur chevauchement nord-pyrénéen qui au N du fossé de Nalzen passe entre les conglomérats albo-cénomaniens à éléments granitiques des Monges et le massif de granite pourvoyeur de Lavelanet actuellement distants d'à peine 5 km (Baby & al. *in* Bilotte & al., 1987 ; Debroas, 1995). Des amplitudes sénestres encore plus faibles, de 1 et 8 km, vraisemblablement alpines mais non datées, sont également envisagées dans le Primaire du massif de Ferrère (Soula & al., 1986).

**La diminution de l'extension vers l'Est**, voire sa disparition, est déduite des structures distinctes qui se remplacent d'O en E le long du futur chevauchement frontal (Fig. 19). A l'O, dans les fossés d'Arrodets et des Baronnies, l'extension se manifeste par la présence de failles normales NO-SE à regard NE (actuellement inversées, bloc basculé d'Espèche ; Debroas, 1990). Au centre, au niveau des fossés quadrangulaires de Salies, de Camarade et du semi-graben de Marillac, les failles normales NO-SE disparaissent. A l'E, dans le fossé triangulaire de Nalzen, les failles et les blocs basculés SO-NE disparaissent à leur tour et laissent place à des plis en échelon très ouverts de même direction et de même âge albién supérieur dont au moins un est recouvert en discordance progressive par le Flysch noir (ébauche de l'anticlinal du Pech de Lherm-Pradières ; Debroas *in* Bilotte & al., 1987).

**Figure 19 - Le remplacement, le long du décrochement senestre en baïonnette albién, de la composante extensive SO-NE par celle compressive de même direction (D'après Debroas, 1995).**



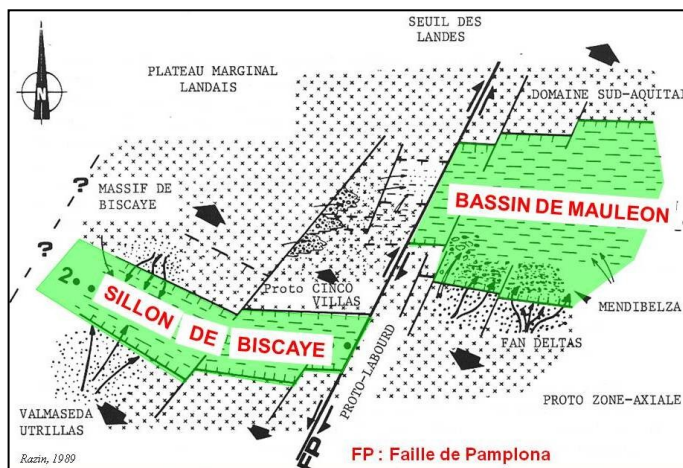
Plus au S, d'autres plis également à grand rayon de courbure et antéschisteux sont aussi entrevus dans la ZNP. A l'E, l'ébauche du synclinal de Saurat est cachetée par les calcaires du Cénomanién supérieur. Au centre, ce sont, soit l'ondulation du Flysch noir de la Ballongue responsable de la perturbation ultérieure des relations S0-S1 au S d'Augirein (Debroas, 1987a), soit son onlap sur l'Aptien au niveau de la faille d'Alas (Debroas, 2002 ; 2009). A l'O, c'est enfin le bombement du Bois de Laubagué érodé jusqu'au Barrémien et recouvert par le Flysch gris cénomano-turonien (Delfaud, 1969). Des plis qui sont toujours très ouverts et placés soit en échelon le long de décrochements NO-SE (Pradières) et O-E soit à l'extrémité d'un décrochement O-E (B. de Laubagué) et qui paraissent donc

résulter davantage d'un simple jeu sénestre des accidents voisins subverticaux que d'une inversion par raccourcissement généralisé ou à plus forte raison d'un chevauchement sur les mêmes accidents. Au Crétacé supérieur ces structures seront d'ailleurs enfouies sous les flyschs post-rift.

### 1.2.1.2 - L'ouverture dans les domaines voisins

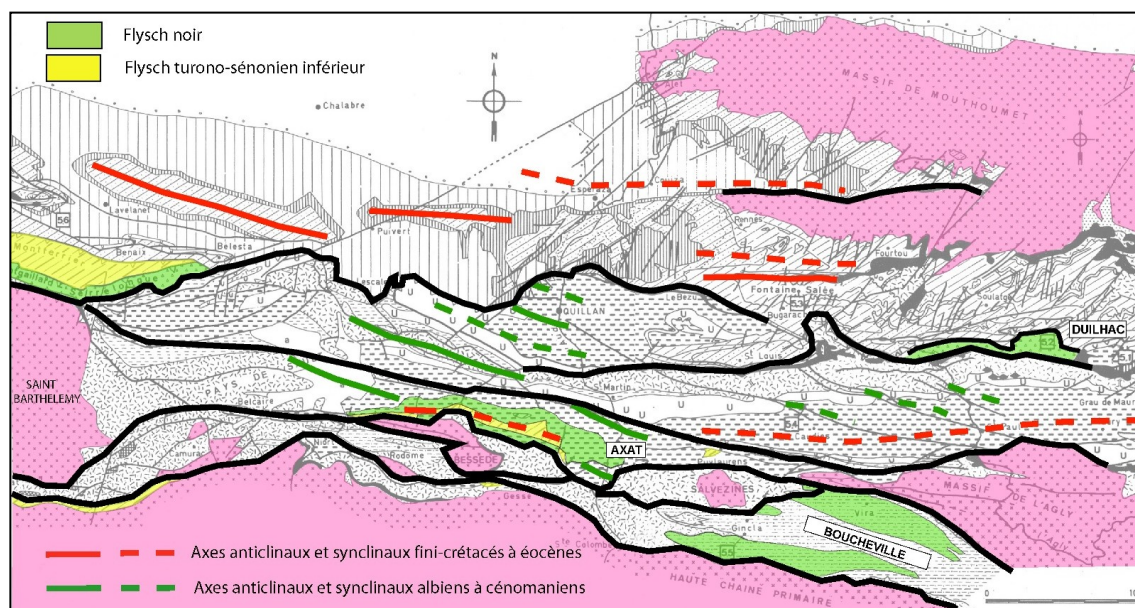
**Dans les Pyrénées occidentales.** Bien qu'en grande partie masqué sous les flyschs néocrétacés, le Flysch noir affleure largement (Fig. 1). L'amplitude de l'extension SO-NE est supérieure à celle du décrochement senestre, car c'est la seule à avoir été décelée dans le large bassin de Mauléon ou bien, au-delà de la faille de Pamplona pas ou peu décalée, dans les bassins de Biscaye et de Parentis séparés par le haut-fond des Landes (Fig. 20).

**Figure 20 - L'extension SO-NE prédominante dans les Pyrénées occidentales et basco-cantabriques (Flysch noir en vert ; d'après Razin, 1989)**



Les effets de la composante décrochante sénestre ont toutefois été reconnus à l'est du bassin de Mauléon (Debroas & al., 2010a) et dans le bassin de Biscaye ou basco-cantabrique (Poprawski, 2012).

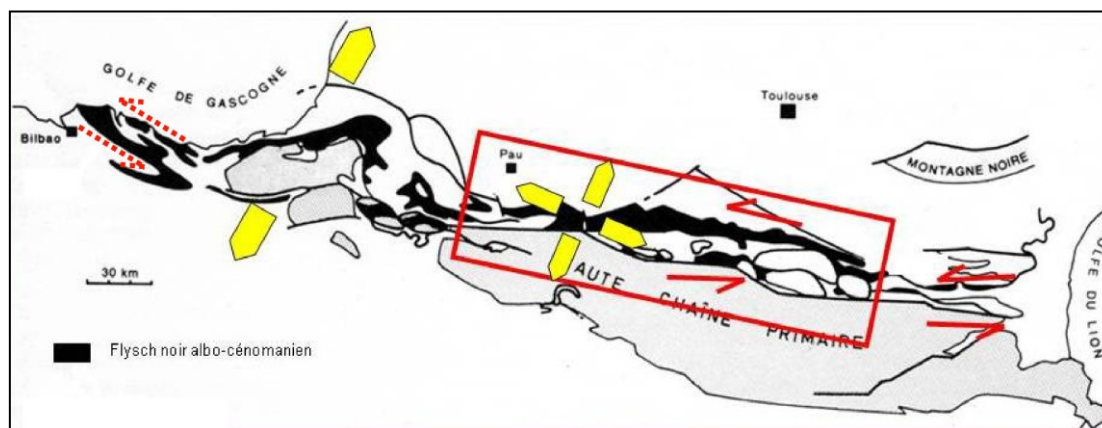
**Dans les Pyrénées orientales.** Le Flysch noir n'est plus conservé que dans l'écaille sous-pyrénéenne de Duilhac (Souquet & al., 1985) et les synclinoriums nord-pyrénéens d'Axat (Wallez, 1974 ; Fondécave-Wallez & Peybernès, 2004) et de Boucheville (Golberg, 1987). Les plis en échelon ONO-ESE de ces derniers enregistrent un décrochement senestre syn à post sédimentaire (Fig. 21). Dans le synclinorium d'Axat, ils paraissent recouverts en discordance par le flysch turono-sénonien inférieur d'Axat riche en niveaux de débris remaniant marnes et calcaires albiens (Debroas, carte 1/50 000 d'Ax-les-Thermes, en préparation). Dans le synclinorium de Boucheville, où le Flysch noir a été métamorphisé à plus de 500°C (Golberg, 1987), la S1 associée à ces plis est datée du céno-mano-turonien (S1 de 95 à 89 Ma, Fig. 16).



**Figure 21 - Le Flysch noir conservé dans les synclinoriums d'Axat et de Boucheville est affecté des plis NO-SE d'âge céno-mano-turonien.**



Le rifting albo-cénomanién associe donc un décrochement longitudinal sénestre d'amplitude pluridécakilométrique et une extension transverse qui diminue d'O en E (fig. 22)



**Figure 22 - La transtension sénestre albo-cénomaniénne enregistrée par le rift du Flysch noir**

### 1.2.2 - Le magmatisme alcalin

Les premières manifestations conservées de ce magmatisme sont intrusives et elles affectent le substratum du Flysch noir pendant l'Albien moyen et supérieur (« phase initiale », Fig. 16). Elles correspondent à divers amas de gabbros qui sont intrusifs dans la série anté-rift (Aulus vers 109 et 107 Ma, Fig. 28 ; Ballongue vers 104+/-4Ma et 101+/-3Ma., J.1.6) et surtout à des filons de gabbros (Ballongue vers 107 Ma, J1.7). Des hornblendites (Lherzite, J2.5e) et des pyroxénites à amphibole (Lherz entre 105 et 100Ma) qui sont rattachées à ce magmatisme, traversent le manteau au cours de son ascension pendant l'aminçissement crustal et ont ainsi pu subir son dernier épisode de déformation plastique.

Ensuite, interviennent diverses manifestations volcano-sédimentaires bien développées dans les bassins basco-cantabrique (Rossy, 1988) et de Mauléon avec en particulier des coulées sous-marines de basalte en coussinets (Fig. 23) mais aussi des pyroclastites qui s'interstratifient assez tardivement dans le Flysch noir puisqu'elles apparaissent dès l'Albien supérieur en Biscaye et le Vraconnien dans le bassin de Mauléon.



**Figure 23 - Coulée sous-marine de basalte à débit en coussins (ou « pillows ») Ferme Courrèges (Bassin de Mauléon ; Pyrénées-Atlantiques)**

Ultérieurement, du Cénomanién moyen à la fin du Turonien (phase paroxysmale, Fig. 16), donc après son dépôt, le Flysch noir est encore recoupé par de nombreux sills de picrite - teschénite (Adé) ou de teschénites (Arudy, Fig. 26) souvent conservés sous-forme de métadolérites (Bourg ; Orgibet, Fig. 24, 25) et enfin par deux massifs de syénite feldspathoïdiques (Arrodets-Lanso ; Pouzac).



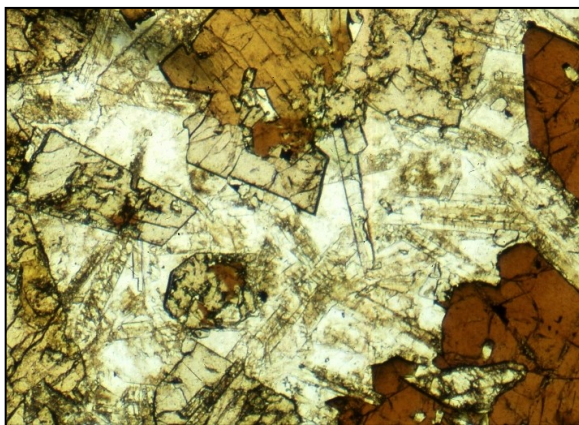
**Figure 24 - Sill de métadolérite dans le Flysch noir ardoisier (Ballongue, RD 618 à l'est de Saint-Lary)**

Localement, dans la série post-rift au nord du fossé de la Ballongue, des débris transformés de gabbro picritique et de pegmatitoïde de teschénite sont resédimentés dans une débrite du flysch turonien supérieur slumpé sur les flancs du diapir d'Arbas (Canérot & Debroas, 1988 ; Debroas & al., 1991 ; Fig. 27).

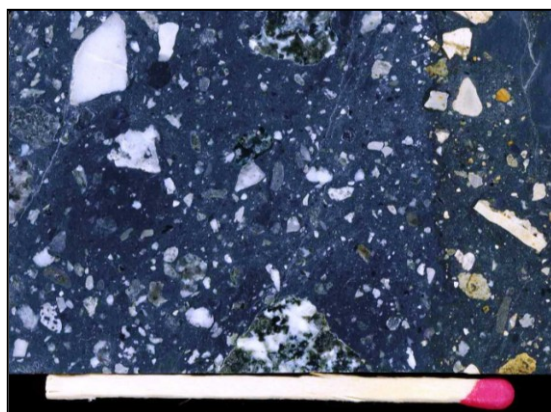




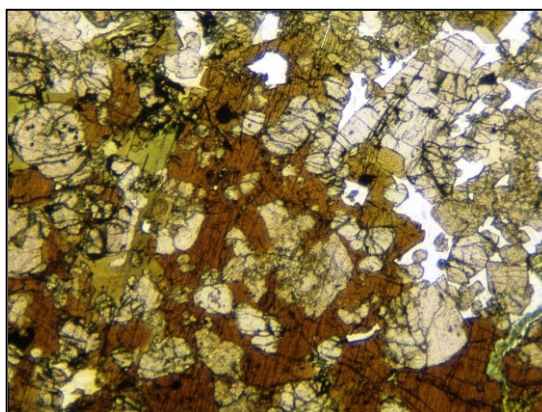
**Figure 25 - Pegmatite de tephrite**  
(Ballongue, Bessadau au sud de Saint-Lary)



**Figure 26 - Tephrite (Arudy, LN, x 50).**  
Clinopyroxènes, kaersutites et lattes de plagioclases  
calciques avec analcime interstitiel



**Figure 27 - Débris de gabbro alcalin resédimentés**  
dans le flysch turonien supérieur (Arbas).



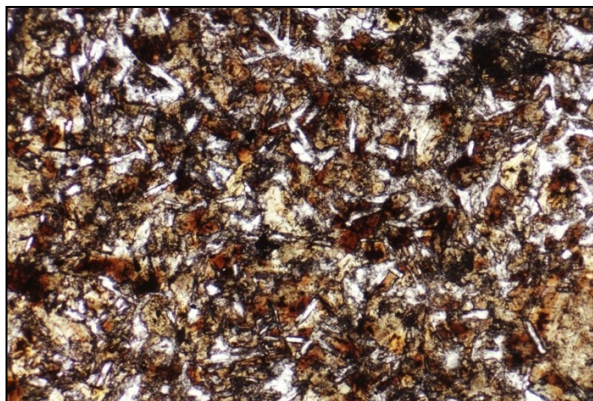
**Figure 28 - Texture d'un gabbro picritique**  
(Les Plagnaux/Eret à l'ouest de Lherz ; LN, x4)

#### **Les caractères généraux du magmatisme alcalin**

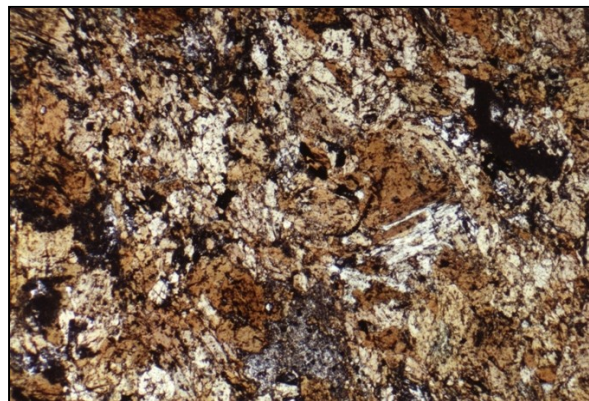
Le magmatisme alcalin crétacé des Pyrénées centrales et occidentales, présente sur plus de 400 km (jusqu'au Pays basque espagnol), les caractéristiques minéralogiques et géochimiques de séries alcalines mises en place dans un contexte de rift continental (Azambre & Rossy 1976, Le Fur-Ballouet, 1985, Azambre & al., 1992, Rossy et al., 1992). Il comporte des termes intrusifs dans la partie centrale de la zone, puis intrusifs et effusifs dans la partie occidentale. Il s'agit essentiellement de gabbros amphiboliques plus ou moins cumulés (Fig. 28) ou de filons de dolérites alcalines (picrites-tephénites), de quelques intrusions de syénites feldspathoïdiques et, pour les laves, de basaltes à débit fréquemment en pillows, de pyroclastites et de quelques trachytes dans le PBE. La plupart de ces roches sont rétro-morphosées, soit par hydrothermalisme tardimagma-tique, soit surtout par l'action du métamorphisme pyrénéen (faciès schistes verts à amphibolite) ce qui rend souvent difficile leur identification (d'où le terme « épisyénite » préconisé par Lacroix en 1920 pour les désigner). Dans les massifs de Lherzolites, les filons hydratés (hornblendites et pyroxénites à amphibole) sécants sur le litage des Lherzolites sont considérées comme des restites ultramafiques liées à cet épisode magmatique alcalin crétacé (Vétil & al., 1988). Il en est de même des quelques gabbros amphiboliques ou amphi-clasites (Fig. 29 et 30) qui se seraient mis en place dans les Lherzolites en base de croûte (Azambre & Monchoux, 1998).

Les données géochronologiques (Montigny et al., 1986) indiquent des âges de mise en place entre 105 et 85 Ma qui n'ont pas permis de mettre en évidence une évolution dans le temps entre l'Est en l'Ouest de la Chaîne.





**Figure 29 - Texture intersertale du gabbro amphibolique du Turon de la Técoûère (Mauléon, LN, x4)**

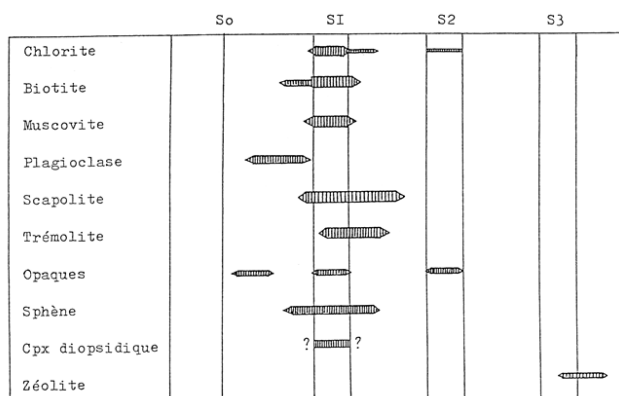


**Figure 30 - Texture granoblastique du gabbro amphibolique de Coumes (Ballongue, LN, x4).**

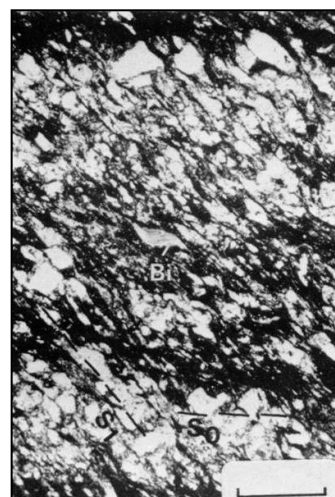
### 1.2.3 - Le métamorphisme pyrénéen

Sous l'effet du métamorphisme pyrénéen anté à syntectonique et de la schistosité de flux S1 qui l'accompagne (Ravier, 1959 ; Bernus-Maury, 1984 ; Golberg, 1987 ; Golberg & Leyreloup, 1990), le Flysch noir présente souvent le tectofaciès de «Flysch ardoisier» (Souquet, 1969) qui résulte de la recristallisation statique puis orientée des minéraux argileux de ses pélites (Fig. 31, 32 et 33).

**Figure 31 - S1 verticale et stratification horizontale dans le Flysch noir ardoisier mésozonal de la charnière du synclinal d'Audressein (Ballongue).**



En lame mince, les grandes biotites Bi « en poisson » sont déformées par S1 alors que les biotites plus fines soulignent les plans de la S1 (Échelle = 0.4mm ; Golberg, 1987).



**Figure 32 - Relations cristallisation/déformation dans le Flysch noir ardoisier mésozonal du synclinal d'Audressein (Ballongue ; Goujou, 1987).**

Dans les mêmes conditions, ses débrites à éléments carbonatés (marnes, calcaires) ont donné des « brèches oeilées » (première de couverture et Fig. 34).



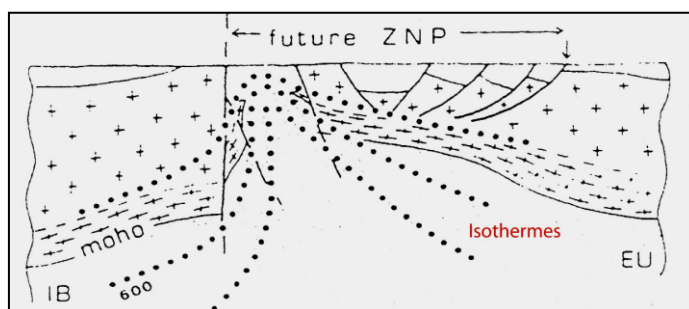
**Figure 33 - Schistes ardoisiers dus à la schistosité S1 contemporaine du métamorphisme pyrénéen épizonal (Ballongue, RD 618 à l'est de Saint-Lary)**



**Figure 34 - Brèches oillées soulignant la S1 de flux contemporaine du métamorphisme pyrénéen mésozonal (Brèches de Castel Nérou, Ballongue)**

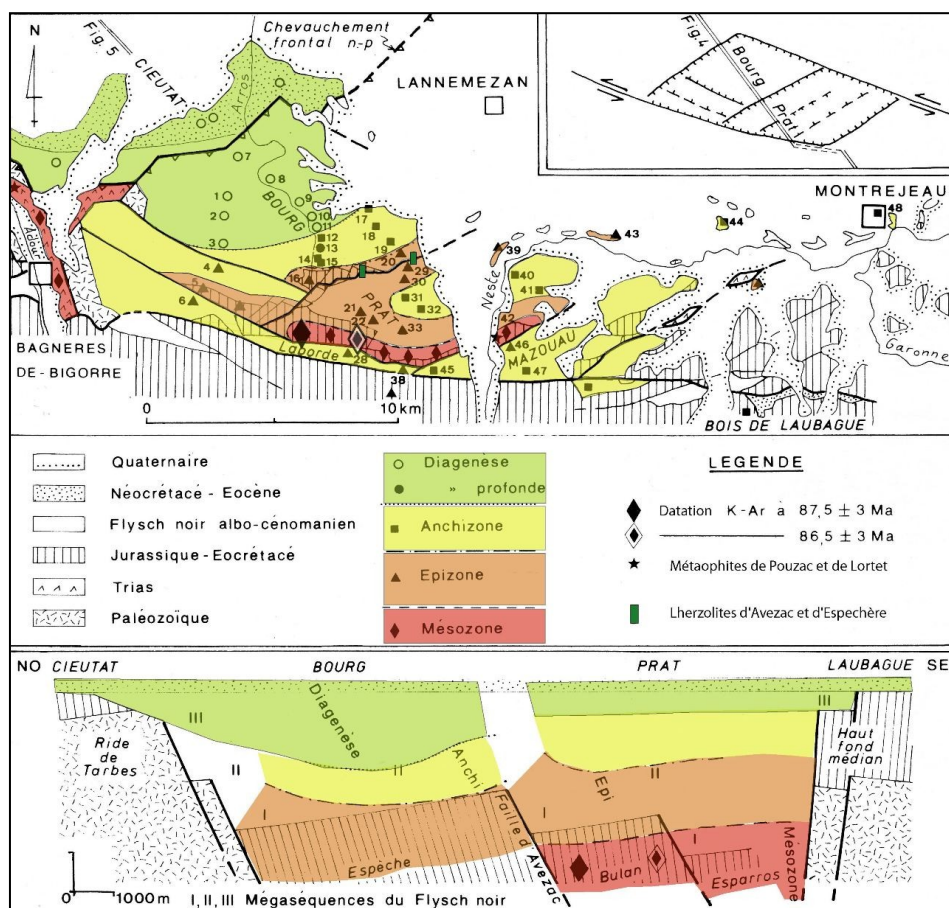
Ces transformations métamorphiques sont toutefois localisées dans les fossés de la partie centrale et orientale de la zone nord-pyrénéenne (Fossés internes de Boucheville à Arrodets le long de la faille nord-pyrénéenne et fossés externes des Baronnies et d'Ossun le long du chevauchement frontal nord-pyrénéen ; Fig. 8) ainsi que plus à l'ouest, en Espagne, dans la « Nappe des marbres » au sud du massif nord-pyrénéen des Cinco-Villas. Elles affectent les séries anté et syn-rift et leur âge, compris entre l'Albien et le Coniacien, se centre sur le Cénomanien et le Turonien (Fig. 16).

L'étude des pélites noires essentiellement composées d'illite/muscovite et de chlorite et assez riches en matière organique d'origine continentale (jusqu'à 1% de C) a permis de suivre l'évolution des transformations, d'une diagenèse normale jusqu'au métamorphisme mésozonal. Dans les fossés de la zone nord-pyrénéenne externe de l'Ariège où le flysch est pratiquement indemne, l'étude de la matière organique a montré une maturation décroissante de bas en haut (Fossé de Camarade, Bonnemaïson & Giot *in* Bilotte & al., 1987). Dans les autres fossés où il présente le tectofaciès de flysch ardoisier, l'analyse de la cristallinité de l'illite et les analyses au microscope polarisant et à la microsonde ont montré un passage continu entre diagenèse, diagenèse profonde puis métamorphisme d'anchi-, d'épi- et de mésozone (Ravier, 1959 ; Bernus-Maury, 1984 ; Golberg & Leyreloup, 1990 ; Azambre & al., 1991). A la base d'une série de 3 à 4000m de flysch qui induit une pression lithostatique faible, de l'ordre du kilobar, sa température a pu atteindre 470+/-20°C dans le fossé des Baronnies et plus de 500°C dans celui de Boucheville. Le Flysch noir a ainsi enregistré le gradient géothermique anormalement élevé de l'ordre de 110 à 150°C/km qui est à l'origine du métamorphisme pyrénéen de type HT-BP. Le développement de ces transformations anté à syncinématiques au sein des fossés est contrôlé par l'amincissement crustal régional (Fig. 34) et par les structures syn rift locales (Fig. 35).



**Figure 34 - Représentation schématique des isothermes du flux géothermique élevé responsable du métamorphisme pyrénéen (D'après Kornprobst, 1980 et 1994)**





**Figure 35 - Développement du métamorphisme pyrénéen contrôlé par les structures syn rift dans le fossé des Baronnies (D'après Azambre & al., 1991).** Le métamorphisme mésozonal des environs de Bagnères-de-Bigorre affecte essentiellement du Trias supérieur (Cornéennes tachetées, marbres à minéraux, méta-ophites).

### Les caractères généraux du métamorphisme pyrénéen

Le métamorphisme "pyrénéen" s'est développé de manière discontinue dans la partie méridionale de la zone nord-pyrénéenne et dans le contexte d'une extension crustale mésocrétacée associée à un flux de chaleur élevé (Fig. 34).

Ce métamorphisme est atypique en ce qu'il présente des caractéristiques à la fois statiques (Ravier 1959) et syncinématiques (Choukroune, 1976). Des travaux plus récents ont permis de montrer l'existence de paragenèses anté- et syn- à post-cinématiques (Bernus-Maury, 1984 ; Golberg, 1987 ; Golberg & Leyreloup, 1990). Les conditions paroxysmales, déterminées dans la partie orientale de la Chaîne (Bernus-Maury, 1984 ; Golberg, 1987) sont de l'ordre de 600°C pour des pressions inférieures à 3 kbar. Il s'agit donc d'un métamorphisme HT-BP mais, contrairement au métamorphisme hercynien qui présente des caractéristiques PT comparables, ce métamorphisme n'a pas atteint la courbe de fusion du granite (T trop basse ou P(H<sub>2</sub>O) trop faible).

Le métamorphisme pyrénéen, le plus souvent isochimique (Ravier 1959), est contrôlé par des circulations de fluides (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, Cl) (Ravier, 1959 ; Bernus-Maury, 1984 ; Golberg, 1987). Les sédiments mésozoïques affectés par ce métamorphisme présentent des compositions variées, notamment carbonatées, mais aussi pélitiques, au Lias, ou évaporitiques au Keuper (source de Cl pour un minéral typomorphe, la scapolite). Ce métamorphisme affecte également les formations endogènes situées dans la zone, comme les roches alcalines crétacées (et les gabbros amphiboliques sécants dans les lherzolites : Moncaup, Coumes...) et surtout les ophites qui, par leur chimisme relativement homogène, constituent un bon protolite.

Des mesures radiométriques portant sur des minéraux de l'épisode HT, par les méthodes  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ , Rb-Sr et K-Ar (Albarède & Vitrac-Michard, 1978 ; Montigny & al., 1986 ; Golberg & Maluski, 1988) indiquent des âges compris entre 98 et 87 Ma.

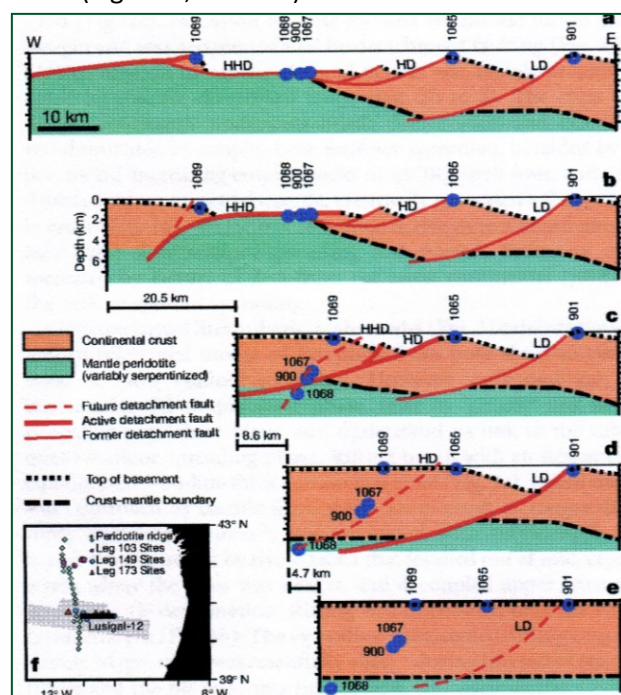
Un épisode métamorphique distinct, de faible degré et entièrement syncinématique, a été reconnu localement dans le flysch turono-sénonien inférieur et daté à 80 Ma (Montigny & al., 1986).

#### 1.2.4 - L'amincissement crustal et l'ascension du manteau lherzolitique

Dans le rift nord-pyrénéen, l'association étroite du Flysch noir, du magmatisme, du métamorphisme, des gneiss catazonaux de la croûte inférieure et des lherzolites du manteau supérieur est le résultat d'une fracturation profonde de la croûte continentale et de son amincissement. Ce morcellement peut conduire à des déchirures crustales locales qui mettent le manteau en contact avec le Trias placé à la base des sédiments mésozoïques où, malgré l'inversion structurale ultérieure, il s'observe encore dans quelques cas (Turon de la Técuère, Moncaut, Arguenos). Cependant, alors qu'en surface le morcellement de la croûte est assez clairement enregistré par la sédimentation du Flysch noir, en profondeur, le résultat de son amincissement et de sa déchirure reste très spéculatif et dépendant de l'application de modèles extra-pyrénéens de la transition océan-continent (TOC) par le jeu de grandes failles normales de détachement (Fig. 36). En effet, si le profil ECORS Pyrénées centrales a bien montré la nécessité géométrique d'un grand détachement sous le rift albien entre la croûte moyenne et supérieure fragile et la croûte inférieure ductile (Fig. 17A), l'observation directe de ces failles reste localisée aux massifs nord-pyrénéens du Saint-Barthélémy (de Saint-Blanquat, 1993 ; Schärer & al., 1999) et de l'Ursuya (James & al., 2010 ; Masini, 2011) et la part de leur jeu tardi-hercynien et crétacé délicate à distinguer. En outre, l'état initial de la croûte post-hercynienne au début de son évolution alpine n'est pas encore clairement établi car les effets profonds des mouvements tardi-hercyniens ou du rifting continental de la fin du Trias ne sont pas bien connus. Quoiqu'il en soit, pour le moment, l'application des modèles de TOC a donné lieu à des interprétations assez voisines à l'ouest et au centre du rift nord-pyrénéen (Fig. 17A, 37A et B).

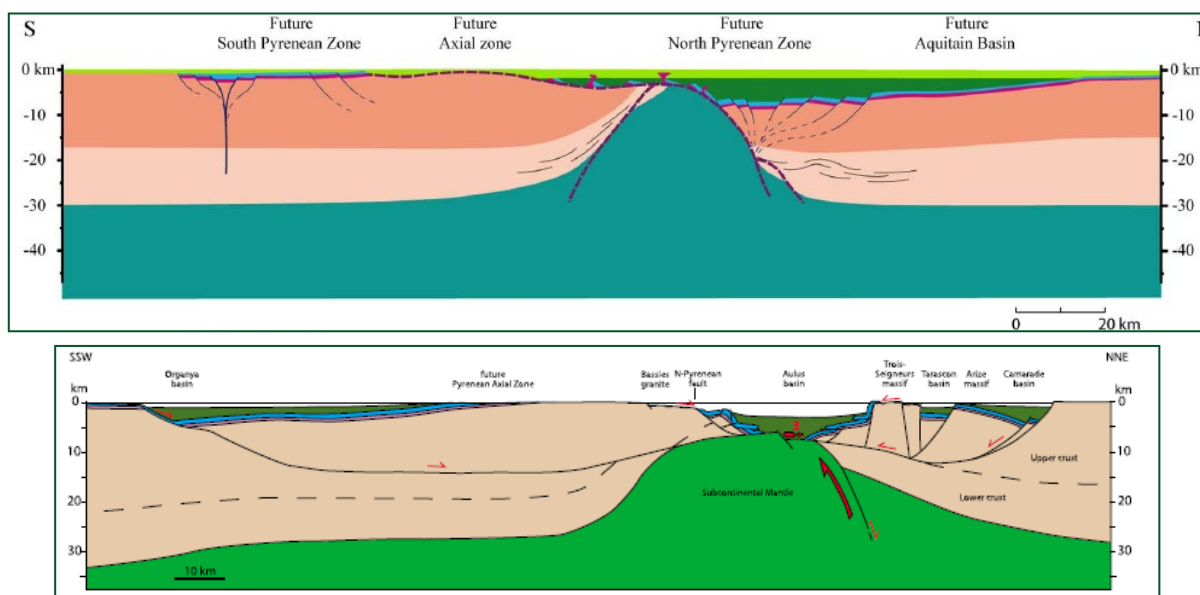
Figure 36 - **Dénudation des péridotites mantelliques de la marge continentale ibérique au large du Portugal (Withmarsch & al., 2001).**

A partir d'une croûte continentale déjà bien amincie vers la fin du Jurassique (e), au début du Crétacé une extension d'environ 34 km en environ 9 Ma a entraîné progressivement le morcellement et l'amincissement extrême de la croûte (d et c) puis sa déchirure (b et a). Simultanément, le toit du manteau sous-continental est progressivement remonté vers la surface jusqu'à être dénudé sur le fond de l'océan à près de 2000 m de profondeur. Le jeu de failles de détachement successives détermine donc d'abord l'ouverture de bassins et de hauts-fonds sur blocs basculés (d, c) puis d'un bassin sur faille de détachement (b) et enfin l'individualisation de la marge continentale (a).



Ces premières interprétations s'accordent avec les résultats des nombreuses études pétrologiques et géochronologiques consacrées aux lherzolites et à leurs transformations. Elles ont montré que leur ascension s'était effectuée progressivement au cours du Mésozoïque avec une traversée rapide de la croûte pendant l'Albien suivie de leur mise place à la base des terrains anté-rift

(Fabriès & al., 1998 ; Henri & al., 1998). Néanmoins, une contradiction fondamentale subsiste entre les interprétations précédentes et les études pétrologiques. Ces dernières ont distingué les lherzolites placées à l'ouest et à l'est du massif nord-pyrénéen de Castillon alors que les interprétations de leur ascension dans chacun de ces deux domaines leur prêtent une évolution identique qui conduit également à leur exhumation sous-marine à la fin de l'Albien (Fig. 37).



**Figure 37 - Deux interprétations de l'exhumation sous-marine du manteau par une large déchirure albienne de la croûte continentale entre les plaques Europe et Ibérie.**

**A - Dans les Pyrénées occidentales (Lherzolite d'Urdach, Bassin de Mauléon ; James & al., 2010).**

**B - Dans les Pyrénées centrales (Lherzolite de Lherz, Bassin d'Aulus, Lagabrielle & al., 2010).**

Alors qu'il est reconnu que l'ouverture du rift est plus importante à l'ouest, près du Golfe de Gascogne, qu'à l'est, ces deux coupes illustrent exactement l'inverse avec à l'ouest un manteau encore largement enfoui sous la série anté-rift étirée et fragmentée alors qu'à l'est il est largement dénudé sur le plancher du fossé d'Aulus.

### 1.2.5 - La dérive de l'Ibérie responsable du rifting

Pour rendre compte du déplacement de l'Ibérie associé à l'ouverture du Golfe de Gascogne de nombreux modèles ont été proposés depuis 40 ans, de celui d'une faille transformante nord-pyrénéenne (Le Pichon & al., 1970) à celui de la subduction aptienne et albienne d'un océan de 300km de large au pied même de cette faille (Vissers & Meijers, 2012). Plusieurs d'entre-eux ont été ou sont encore mentionnés à l'appui des modèles d'ouverture du bassin du Flysch noir albo-cénomaniens selon une zone transformante (Choukroune & Mattauer, 1978), un rift simple (Souquet & Médiavilla, 1976 ; Johnson & Hall, 1989), un bassin d'avant-pays (Souquet & Peybernès, 1991), un bassin d'arrière arc en extension (Sibuet & al., 2004), un bassin post-rift en extension (*supradetachment sag basin*, Jammes & al., 2010). Néanmoins, malgré la différence d'amplitude de la translation senestre, environ du simple au double, c'est le modèle d'une rotation anti-horaire de l'Ibérie associée à une translation senestre d'une centaine de kilomètres entre 107 et 90 à 84 Ma (Olivet, 1996) qui reste le plus compatible avec les modalités du rifting albo-cénomaniens qui ont été enregistrées par le Flysch noir des Pyrénées dans ses parties centrales (Debroas, 1992b ; 2003) et basco-cantabrique (Poprawski, 2012). Les plis synschisteux NO-SE en échelon de la 1<sup>re</sup> phase de plissement turono-sénonienne inférieure sont les derniers témoins de cette translation (Fig. 38A).

### 1.2.6 - L'inversion structurale du rift.

Après son ouverture albo-cénomaniens, le bassin nord-pyrénéen du Flysch noir a été enfoui sous une couverture post-rift de flyschs essentiellement carbonatés et d'âge cénomaniens moyen à sénoniens. Ce bassin est actuellement inversé dans la zone nord-pyrénéenne. Cette inversion s'est effectuée à travers les flyschs turono-sénoniens inférieurs de sa couverture post-rift qui jalonnent



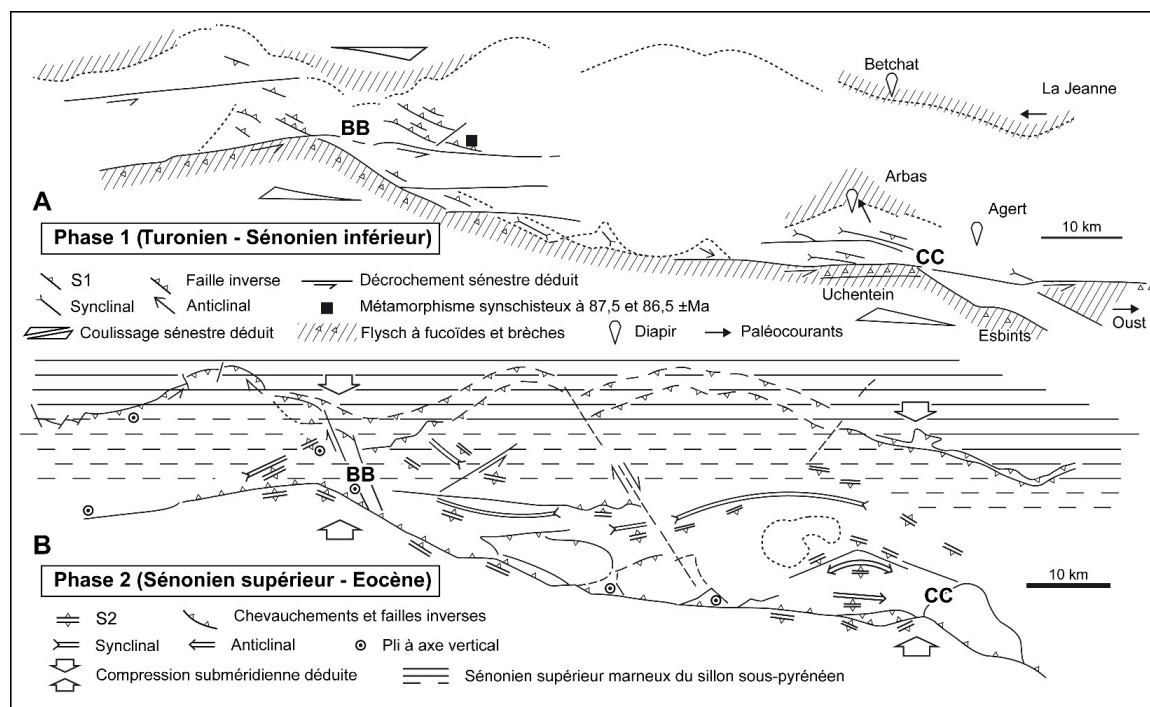
encore ses accidents bordiers majeurs, la faille nord-pyrénéenne et le chevauchement frontal nord-pyrénéen (Fig. 8). Elle a débuté au cours de la sédimentation de ces derniers flyschs avec le début de l'inversion de certaines failles synsédimentaires et la formation des plis synschisteux NO-SE en échelon de la phase 1 témoins d'un ultime déplacement sénestre de l'Ibérie (Fig. 38A). Mais pour l'essentiel, elle s'est effectuée au cours du Sénonien supérieur pendant les plissements fini-crétacés responsables des plis synschisteux de la phase 2 globalement EO témoins de l'écrasement subméri-dien du bassin albo-cénomaniens entre Ibérie et Europe (Fig. 38B).

Ces données s'accordent avec :

- l'âge Coniacien de la S1 du Flysch noir ardoisier et de son substratum à Bulan-Esparros (87 et 86 +/- 3 Ma, Montigny & al., 1986) ;
- l'âge Campanien « moyen » de la S2 du Flysch à fucoïdes de Vicdessos (80 Ma, Montigny & al., 1986) ;
- la discordance des argiles rouges inférieures, continentales, du Maastrichtien supérieur au niveau du chevauchement frontal nord-pyrénéen ariégeois (Dreuilhe, Benaix, Péréille, Baulou ; Bilotte, 1978 ; 1985 ; 1992 ; Rey & Souquet, 1974) ;
- le remaniement de galets de marbre à scapolite, de marbres noirs à biotite (« cornéennes ») et de brèches marmoréennes dans les poudingues fluviatiles vitrolliens de Brenac (Freytet, 1971 ; Meurisse, 1974) ;

En outre, ces galets de roches du métamorphisme pyrénéen attestent que la série anté-rift des fossés albo-cénomaniens inversés était bien émergée et soumise à l'érosion au moins dès le début du Paléocène (Vitrollien anté-Thanéien) et sans doute même dès la fin du Crétacé. Les Brèches des Coumettes, des sédiments stratifiés horizontaux discordants qui sont encaissées à la surface des Brèches de Lherz et des Lherzolites, apparaissent sans doute à partir de cette émer-sion.

Cette inversion structurale est responsable de l'individualisation de la zone nord-pyrénéenne aux dépends du rift du Flysch noir. Elle s'accompagne du début de l'allochtonie de cette zone sur le bord sud subsident du bassin d'Aquitaine qui s'achèvera au cours de l'Eocène avec le plissement du domaine sous-pyrénéen et l'émer-sion de la chaîne enregistrés par les discordances progressives du Poudingue de Palassou.



**Figure 38 - Les deux stades de l'inversion structurale enregistrés par les structures synschisteuses des flyschs crétacés des secteurs clé nord-pyrénéens de Bagnères-de-Bigorre (BB) et de Castillon-en-Couserans (CC). (D'après Debroas, 1992b).**

## 2

# PREMIERE JOURNÉE

## LE FOSSÉ DE LA BALLONGUE

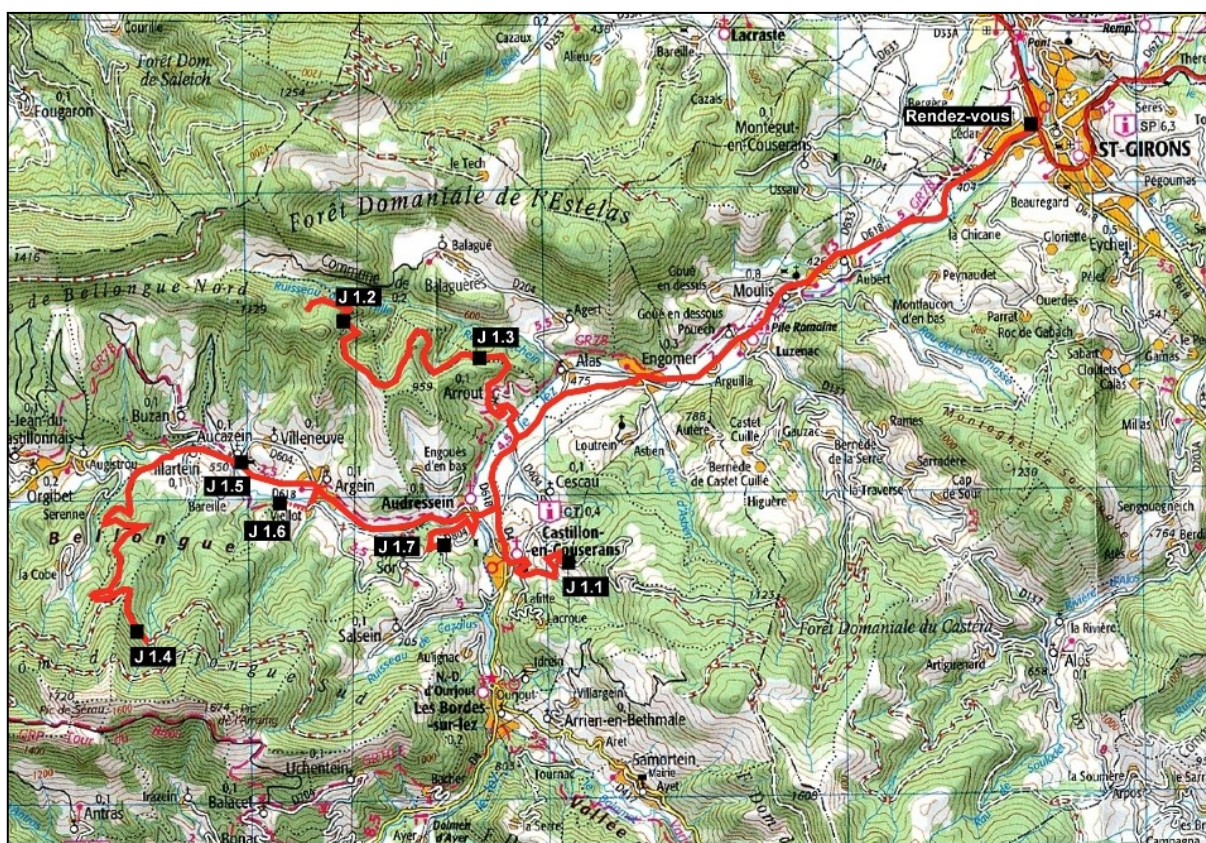


Figure 39 - L'itinéraire de la journée avec la localisation géographique des arrêts prévus (Carte IGN 1/100 000, Saint-Gaudens-Andorre).

**Avertissement :** les affleurements du Flysch noir (2, 3 et 4) correspondent aux talus de routes forestières ouvertes il y a de 15 à 30 ans. Excellente à l'époque, leur qualité s'est malheureusement dégradée en quelques années sous l'effet de la végétation qui les a rapidement envahis. Les photos de ces affleurements utilisées ci-après sont celles prises à cette « belle » époque...



## Les caractères généraux du fossé de la Ballongue

Le fossé de la Ballongue a été progressivement défini entre la zone axiale et le massif nord-pyrénéen de Milhas à l'extrémité nord-occidentale de l'une des fosses albiennes de J. Ravier (1959) et à la suite de l'identification d'un Flysch ardoisier albo-cénomaniens (Souquet, 1969 ; 1971 ; Debroas & Souquet, 1972 ; 1976) qui était jusque là attribué à divers schistes de la croûte continentale ou des séries anté et post-rift. Ce bassin a d'abord été présenté comme une « fosse du flysch ardoisier albien » séparant une marge nord-ibérique active et une marge européenne stable (Souquet & al., 1977, Debroas, 1978) puis après révision comme un fossé albo-cénomaniens triangulaire dans un coin subsident à l'intersection de décrochements senestres divergents (Debroas, 1985 ; 1987a ; Fig. 40).

Depuis diverses précisions ont été apportées sur :

- les caractéristiques de son métamorphisme pyrénéen de degré variable (Goujou, 1987 ; Goujou & al., 1988 ; Sagon, Debroas & Azambre, inédit) ;
- l'âge de son magmatisme alcalin (Montigny & al., 1986 ; Henri & al., 1998 ; Azambre & Monchoux, 1998) ;
- la mise en place de ses lherzolites (Fabriès & al., 1992 ; 1998) ;
- la lithostratigraphie de sa série anté-rift et de son Flysch noir (Debroas, 2009).

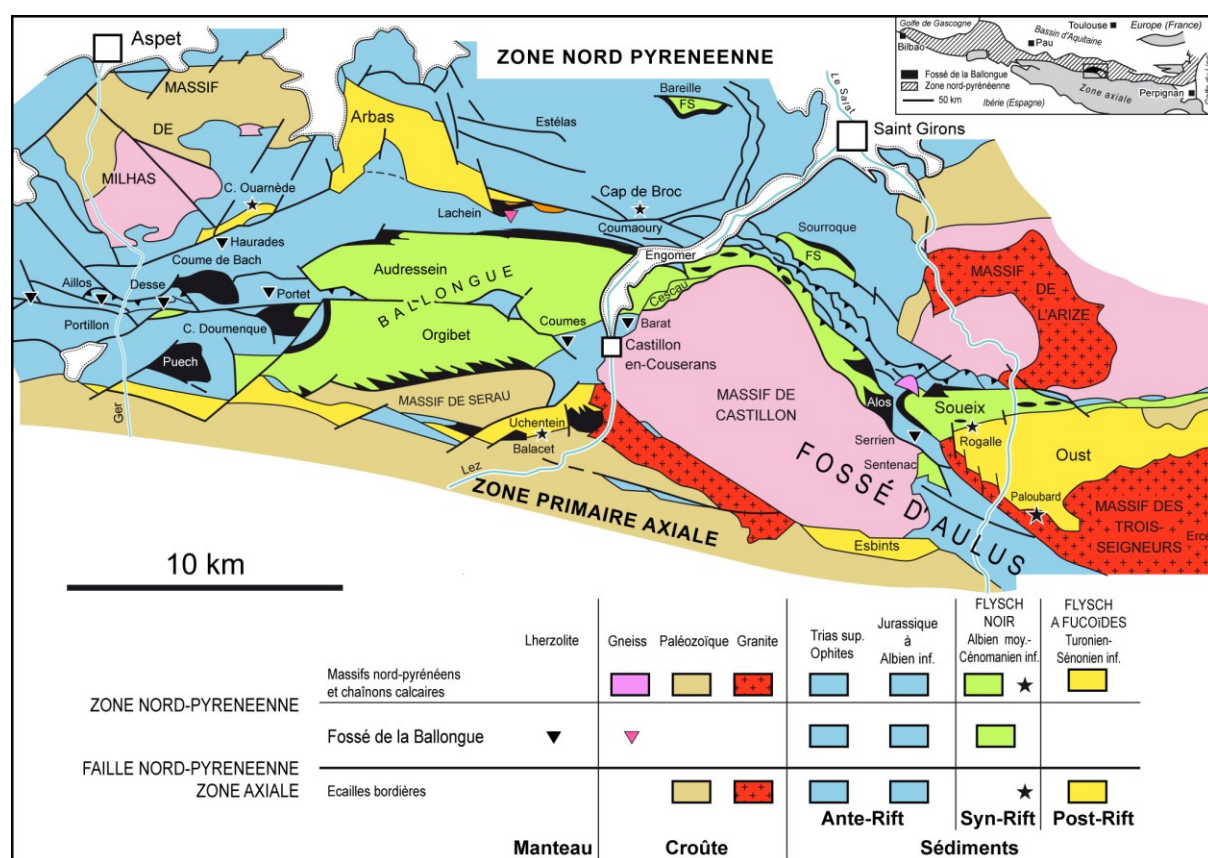


Figure 40 - Esquisse géologique du fossé de la Ballongue (D'après Debroas, 1987a).

Brèches sédimentaires des flyschs (en noir). Dépôts contemporains du Flysch noir hors du fossé (étoile noire).

### 1 - Le manteau

Il est représenté ponctuellement par huit massifs de lherzolite. Ils apparaissent en étroite association avec les écailles de métaophites et de cornéennes micacées du Keuper qui jalonnent la faille nord-pyrénéenne du Couserans (Serrien et Barat) et la faille de la Bouigane (Coumes - J1.7 -, Portet d'Aspet, Tuc Desse et col d'Aillos), ou bien directement au sein des marbres jurassiques le long de la faille de la Coume Ouarnède (Tuc de Haurades). Aucun débris de ce manteau n'est resédimenté dans le Flysch noir. Aucune brèche de type « Brèches de Lherz » ne lui est associée à l'exception tou-



tefois du massif du Tuc de Haurades ou le marbre jurassique est cataclaté au contact de la lherzolite (Ravier, 1959 ; Debroas, travaux en cours).

## 2 - La croûte continentale

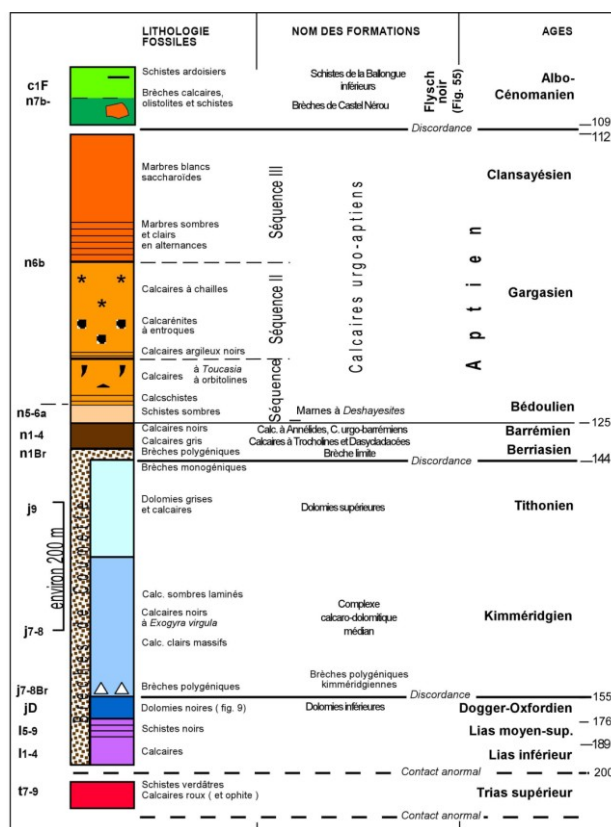
Aucun des terrains de cette croûte n'apparaît dans le fossé de la Ballongue proprement dit, à l'exception toutefois d'une minuscule écaille de gneiss qui jalonne la faille d'Alas dans le thalweg du ruisseau de Lachein (Debroas, 2009). Cette écaille de quelques mètres carrés est essentiellement constituée par des orthogneiss de faciès amphibolite mylonitisés et arénisés et par des micaschistes verdâtres chloritisés. Un bloc isolé de paragneiss granulitique à grenat qui a été trouvé à faible distance, peut également lui être attribué. Il est donc vraisemblable d'admettre que la croûte continentale du fossé a subi un amincissement extrême.

## 3 - Les formations sédimentaires

Elles appartiennent à trois séries successives qui affleurent dans le fossé lui-même ou à sa périphérie (Fig. 40 et 41).

La **série anté-rift**. Elle débute avec les argilites verdâtres et les calcaires roux du Trias moyen et supérieur auxquels sont associées les ophites du passage Trias-Lias. Elle se poursuit avec dix sept formations calcaires, dolomitiques et marneuses du Jurassique et du Crétacé inférieur et s'achève avec les marnes noires de l'Albien inférieur. Ces dernières ont souvent disparues à cause des érosions qui ont précédé le dépôt du Flysch noir (Fig. 41). C'est l'atténuation locale des effets du métamorphisme pyrénéen qui a permis de reconnaître les faciès de certaines des formations intactes conservées hors du fossé et même, plus localement, quelques rares fossiles et microfossiles caractéristiques.

**Figure 41 - La série anté-rift du fossé de la Ballongue (Debroas 1976 ; 2009 ; âges d'après Gradstein & al., 2004).**



La **série syn-rift**. Elle correspond essentiellement aux quelques 3000m de pélites noires, de grès et de brèches du Flysch noir albien moyen à cénomanien inférieur qui sont bien conservés dans le fossé, en particulier dans sa partie la plus large, la vallée de la Bouigane ou Ballongue. Mais elle comprend également une « Série pelliculaire rouge » constituée par les dépôts peu épais, de faciès très divers et d'âge albien supérieur à cénomanien inférieur qui sont conservés ponctuellement à la périphérie du fossé entre un substratum diversement érodé et la base des flyschs post-rift.

Dans le **Flysch noir**, trois membres sont cartographiés. Ils se superposent et se remplacent latéralement.

**Les Brèches de Castel Nérou** (J1.2). Leur nom vient du sommet de Castel Nérou dans le flanc nord du synclinal d'Audressein où elles ont été découvertes autour des olistolites de calcaires aptiens qu'elles emballent. Les abords de ce sommet, des granges de Larrou au village d'Alas (7km), constituent leur localité-type. Leur épaisseur varie de 0 et 500m. Les brèches elles-mêmes sont des paraconglomérats essentiellement constituées par des éléments, très hétéromé-

triques (granules à olistolites) et non classés, de marnes noires de l'Albien inférieur et de calcaires de l'Aptien supérieur qui sont flottants à jointifs dans une matrice carbonatée ou pélitique plus ou moins abondante. Elles correspondent à des débrites mises en place par des coulées boueuses de débris. Elles reposent en discordance sur le toit peu érodé de la série anté-rift (Marnes de l'Albien inférieur ou sommet des calcaires aptiens). A leur sommet elles passent progressivement aux Schistes de la Ballongue ou aux Brèches d'Alos. Elles occupent, de façon discontinue, la base du Flysch noir dans la Ballongue (synclinaux d'Audressein et de Coume de Bach, de Coume Doumenque, du Puech et de Ruech ainsi que dans l'anticlinal de Saint Lary) et dans le synclinal de Soueix. Elles sont attribuées à l'Albien moyen à supérieur, localement d'après leur superposition locale aux marnes de l'Albien inférieur et leurs fossiles de l'Albien supérieur (*Mesorbitolina gr. texana-aperta* et algues floridées de Vimport : *Agardhiellopsis cretacea* LEM. et *Paraphyllum primaevum* LEM.) et régionalement d'après l'âge albien moyen de la base du Flysch noir.

**Les Schistes de la Ballongue** (J1.3). Ils doivent leur nom à celui traditionnel des schistes du synclinal d'Audressein, l'ancien « synclinal des schistes métamorphiques de la Ballongue ». Ce synclinal où ils ont été datés, attribués au flysch et décrits pour la première fois constitue leur localité type. Leur épaisseur y varie de 2000 à 2500m. Ils correspondent à des alternances périto-gréseuses métriques à millimétriques qui sont attribuées à des turbidites, et dans lesquelles s'intercalent parfois de très minces bancs d'hémipélagites micritiques. Deux ensembles schisteux s'y superposent : les Schistes de la Ballongue inférieurs 1500 à 1000 m qui renferment les bancs de brèches du Pic de Gespy, et les Schistes de la Ballongue supérieurs qui en sont dépourvus. Ils surmontent les Brèches de Castel Nérrou. Leur limite supérieure est inconnue faute de couverture. Au sud, ils sont remplacés par les Brèches d'Alos. Ils affleurent dans toutes les unités du fossé sauf dans le synclinal du Puech. Ils sont attribués à l'intervalle Albien supérieur - Cénomanién inférieur. Localement c'est d'après leur superposition locale aux marnes de l'Albien inférieur et leurs fossiles de l'Albien supérieur : une ammonite (*Prohysterocheras (Goodhallites) goodhalli* SOW.), des colomiellles (*Colomiella recta* BONET, *C. mexicana* BONET, *C. tunesiana* BONET) et des foraminifères variés (*Mesorbitolina aperta* ERMAN, *M. gr. texana-aperta*, *Neorbitolinopsis conulus* DOUV., *Favusella washitensis* CARSEY, *Nautiloculina bronnimanni* ARNAUD-VANNEAU et PEYBERNES). Régionalement, c'est grâce à l'âge vraconnien-cénomanién inférieur de certains de leurs équivalents latéraux (Série pelliculaire rouge et mégaséquence III du Flysch noir non métamorphique des fossés externes).

**Les Brèches d'Alos** (J1.4). Elles doivent leur nom au village d'Alos où elles ont été initialement observées, décrites et attribuées à un flysch après avoir été longtemps attribuées à un granite intrusif (Raguin, 1941 ; Casteras & Raguin, 1943). Leur localité-type correspond toutefois à la partie du flanc sud inverse du synclinal de Ruech qui est comprise entre la forêt d'Orgibet et le Pla d'Aston, et où la route forestière de la Ballongue-sud a dégagé leurs meilleurs affleurements. Leur épaisseur est comprise entre 2500 et 2000m. Elles associent des brèches chaotiques, des débrites et des turbidites conglomératiques, en bancs moyens à extrêmement épais ainsi que des turbidites grésopélitiques à périto-gréseuses en bancs moyens à très minces. Elles remanient en proportions variable des éléments de la série anté-rift (calcaires et dolomies jurassiques et éocétacés), du Trias inférieur (poudingues et grès rouges), du Paléozoïque (calcaires, dolomies, grès, schistes et granite) et des calcaires pénécontemporains (Calcaires urgo-albiens supérieurs de Balacet). De bas en haut, les éléments les plus fréquents sont successivement jura-crétacés, triasiques, paléozoïques et enfin granitiques et urgo-albiens. A leur base, elles succèdent progressivement aux Brèches de Castel Nérrou. Leur limite supérieure est inconnue faute de couverture. Vers le nord, elles se fondent dans les Schistes de la Ballongue alors que vers le sud, elles buttent contre la Faille nord-pyrénéenne du Couserans qui les sépare du massif primaire de Sérau et du massif des Trois-Seigneurs. Elles affleurent donc à proximité de cette faille dans le flanc sud du synclinal de Ruech mais aussi dans la partie orientale de la cuvette synclinale d'Audressein, la lanière d'Alos-Engomer et le synclinal de Soueix. Elles sont attribuées à l'Albien supérieur et au Cénomanién inférieur. Outre leur remplacement latéral par les Schistes de la Ballongue, leur âge albien supérieur est attesté localement près d'Alos, par les microfossiles de cet âge que leur matrice micritique a livré : des colomiellles (*Colomiella recta*, *C. tunesiana* et *C. mexicana*), des foraminifères (*Mesorbitolina gr. texana-aperta*, *Trocholina gr. arabi-*

ca ?, *Hensonina lenticularis* (HENSON)) et des algues diverses (*Neomeris cretacea* STEINMANN, *Acicularia* sp., *A. cretacea* et *P. primaevum*). Régionalement, leur âge vraconnien-cénomaniens inférieur est également envisageable grâce à celui de certains de leurs équivalents latéraux (Série pelliculaire rouge et mégaséquence III du Flysch noir non métamorphique des fossés externes).

La **série pelliculaire rouge** regroupe cinq affleurements très localisés mais dont la présence et les dépôts variés ont enregistré l'existence d'anciennes zones d'érosion ou de vacuité albo-cénomaniennes à la périphérie du fossé.

**Les calcaires de Balacet.** Ils forment une barre d'environ 80m d'épaisseur qui est comprise entre des marnes noires de la série anté-rift et une discontinuité irrégulière la séparant des brèches polygéniques du Flysch à fucoïdes d'Uchentein, au sud de la Ballongue (Debroas, 1987b). Leur partie inférieure correspond à 70m de packstones gris bioclastiques riches en orbitolines (*Mesorbitolina texana*, *M. aperta* ERMAN, *M. gr. texana-aperta*, *M. leymeriei*, *O. concava* LMK) associées à d'autre micro-organismes benthiques (*Pseudocyclammina rugosa*, *Charentia cuvillieri*, *Hensonina lenticularis*) ou pélagiques (*Favusella washitensis*, *Colomiella*) et à des débris coquilliers indéterminables avec à leur sommet de rares algues (*Agardhiellopsis cretacea* LEM., *Paraphyllum primaevum* LEM. et *Boueina*). Leur partie supérieure correspond à plusieurs mètres de bafflestones rosés, non détritiques (ni quartz, ni feldspath), riches en orbitolines et algues, les mêmes qu'au-dessous, ainsi qu'en coelentérés isolés ou coloniaux avec à son sommet des rudistes isolés (*Pseudotoucasia santanderensis* DOUV. et *Caprina choffati* DOUV.; Fig. 42)\*. L'ensemble de ses fossiles atteste d'un âge albien supérieur anté-vraconnien. Les litho et biofaciès des calcaires gris puis roses témoignent respectivement d'une plate-forme carbonatée infralittorale et d'un haut-fond récifal.



**Figure 42 - Sections de *Caprina choffati* et de coelentérés des Calcaires de Balacet (carrière d'Uchentein\*).**

**Les micrites rouges et les conglomérats de Cap de Broc.** Ces dépôts sont situés au nord-est de la Ballongue sur le bord sud des chaînons calcaires de l'Estélas. Dépourvus de couverture, ils tapissent le fond et les parois de cavités karstiques de plusieurs mètres cubes localement entaillées dans le sommet des calcaires urgoniens du Clansayésien inférieur. Les micrites rougeâtres sont très riches en orbitolines (*Mesorbitolina texana-aperta*) et renferment aussi les colomielles (*C. mexicana*, *C. recta*, *C. tunesiana*) et de rares fragments d'algues floridées (*Archaeolithothamnium rude* LEM.), elles constituent la matrice des conglomérats qui associent des éléments mal classés et arrondis ou subanguleux de calcaires urgoniens, de marnes éocrétacées et de dolomies jurassiques. Ils correspondent à un remplissage sous-marin d'âge albien supérieur de cavités karstiques superficielles vraisemblablement formées pendant l'Albien moyen et/ou supérieur (?) au cours d'une émergence temporaire.

**Les brèches et micrites rouges ou vertes de la Coume Ouarnède.** Situées au nord-ouest de la Ballongue, elles sont conservées sur plusieurs mètres d'épaisseur entre le sommet légèrement karstifié des calcaires urgoniens du Clansayésien inférieur et la base du Flysch gris céno-maniens moyen à turonien. Dans le calcaire urgonien, il s'agit du remplissage de minces fissures de tension par des dolomies primaires rubanées, rubéfiées et granoclassées. Au-dessus, ce sont d'abord des brèches monogéniques à éléments de calcaires urgoniens et ciment dolomitique à rares débris de lamellibranches, puis des micrites rouges ou vertes plus ou moins argileuses dans lesquelles sont interstratifiés des bancs de brèches polygéniques à éléments crétacés et jurassiques et à matrice micritique rouge. Les micrites versicolores ont livré des brachiopodes, des lamellibranches, des en-

\* La carrière d'Uchentein les a exploités jusqu'en 1976. Ils donnaient deux des plus beaux marbres pyrénéens le « Balacet » et l'« Escalettes » qui ont été exportés dans le monde entier (Dubarry de Lasalle, 2000).



troques, des belemnites, des lenticulines et surtout un brachiopode albien *Kingena lemanensis* (PICHET et ROUX) et des colomiellés (*C. mexicana*, *C. recta*, *C. tunesiana*) qui indiquent un âge albien supérieur.

**Les grès et conglomérats de Rogalle.** Situés à l'est de la Ballongue, ils séparent le granite de Rogalle et la base du flysch céno-mano-turonien à l'extrémité occidentale du massif des Trois-Seigneurs. Ils sont constitués de séquences métriques de 0,2 à 5m d'épaisseur qui sont grano-décroissantes et complètes ou bien tronquées d'abord par la base puis par le sommet. Les séquences complètes montrent la succession : - de poudingues à galets centimétriques (1 à 10 cm, exceptionnellement 25cm) parfois imbriqués de quartzites, de quartz, d'ophite, de micrite (?) et de granite ; - de grès quartzo-feldspathiques d'abord grossiers, massifs parfois microconglomératiques et renfermant souvent des dragées de quartz, puis moyens à fins, laminés souvent micacés et riches en débris végétaux charbonneux ; - de marnes silteuses sombres violacées. Ces séquences s'associent en méso-séquences décamétriques strato-et granodécroissantes pour donner une mégaséquence hectométrique strato-et grano croissante que couronnent des poudingues granitiques grossiers. Leur âge albo-cénomaniens reste lié à leur position faute de fossiles. De tels dépôts localisés au niveau de la faille bordière méridionale du fossé (Faille nord-pyrénéenne du Couserans) sont interprétés comme le remplissage d'un canyon entre le massif émergé et le fossé sous-marin.

**Les calcaires et les marnes de Paloubard.** Ils occupent la même position entre granite et flysch que les grès de Rogalle à l'extrémité occidentale du massif des Trois-Seigneurs. Les calcaires appartiennent à une brèche à matrice arkosique et glauconieuse violacée épaisse de quelques mètres qui associe des blocs de granite et de calcaire roses au-dessus du granite d'Ercé. Bien que très gréseux, ils renferment des algues floridées, quelques débris de bryozoaires et de polypiers, des lamellibranches dont de rares caprinidés, des gastéropodes et une riche microfaune d'âge vraconnien supérieur (*Orbitolina conica* d'ARCH., *O. durandegai* SCHROEDER, *O. paeneconica* VIAL, *O. concava* LMK, *Mesorbitolina aperta*, *O. cuvillieri* MOULL., *Hensonina lenticularis*, *Trocholina* gr. *arabica*, *Favusella washitensis* (CARSEY), et *Praeglobotruncana* sp.). Les marnes épaisses d'une trentaine de mètres sont grises verdâtres et elles renferment deux niveaux métriques de marnes violacées, deux bancs d'arkoses grossières et des lits de sables roux moyens à fins parfois bioturbés. Elles n'ont livré que de rares microfossiles souvent brisés et indéterminables (trocholines, orbitolines, algues floridées, pithonelles) et, surtout, une microflore albo-cénomaniens assez riche (*Classopollis* sp., *Tenua* sp., *Epelidosphaeridia spinosa*, *Cyclonephelium eisenacki*, *Xenacus ceratioides*, *Coronifera oceanica*) conforme à leur position entre les calcaires vraconniens et la base du flysch céno-maniens supérieur-turonien.

La **série post-rift**. Elle est constituée par les grès, les calcarénites grises, les pélites et les micrites sombres ainsi que les diverses brèches du Flysch gris céno-mano-turonien et du Flysch à fucoïdes turono-sénonien inférieur. Son épaisseur est de l'ordre du millier de mètres. Elle affleure de part et d'autre du fossé sur les anciennes zones d'érosion albiennes. Au nord, elle est fossilifère (Pithonelles, Globotruncanidés, Coccilites), non métamorphique et schistosée dans le synclinal complexe d'Arbas où un diapir synsédimentaire l'a traversée (Debroas & al. 1991) ainsi qu'un peu plus à l'ouest, dans le lambeau de la Coume Ouarnède discordant sur le sommet de la couverture anté-rift du massif de Milhas. Au sud, le long de la Faille nord-pyrénéenne, elle est épimétamorphique, schistosée et moins fossilifère (Pithonelles, qq sections de globotruncanidés bicarénés) dans l'écaille bordière de la haute chaîne primaire d'Uchentein qu'elle constitue avec son substratum anté et syn-rift (Debroas, 1987b). Le développement de ses brèches a enregistré la dernière activité synsédimentaire de la faille nord-pyrénéenne. Mais elle est à nouveau indemne et fossilifère dans le synclinal d'Oust qui coiffe le granite d'Ercé à l'extrémité occidentale du massif nord-pyrénéen des Trois-Seigneurs.

#### 4 - Les roches du magmatisme alcalin

Le magmatisme alcalin mésocrétacé du fossé de la Ballongue et de ses abords immédiats se manifeste à quatre niveaux stratigraphiques :

- dans le manteau, par des filons de métagabbros attribués au magmatisme alcalin albien des massifs de Coumes (J1.4) et du Tuc Desse ;

- dans les marbres de la série anté-rift, par les amas de gabbros alcalins des environs d'Escarchein et d'ultramafites alcalines d'Argein (J1.6) qui jalonnent la faille de la Bouigane ;
- dans la partie inférieure du Flysch noir, par des sills et des dykes d'épisyénites (métadolérites alcalines) des environs de Galey, Saint Lary et Autrech (Fig. 24 et 25) ;
- hors du fossé, enfin, par les débris de roches basiques transformées qui sont resédimentés avec des débris de calcaires marmoréens laminés triasiques ou liasiques dans le flysch turo-nien du flanc occidental du diapir d'Arbas (Fig.27 ; Canérot & Debroas, 1988 ; Debroas & al., 1991).

## 5 - Les roches du métamorphisme pyrénéen

Ce métamorphisme anté à syn tectonique de type HT-BP affecte inégalement les séries anté et syn-rift.

Dans la première, il transforme les argiles évaporitiques du Keuper en cornéennes micacées et les ophites associées en métaophites plus ou moins affectées alors que les calcaires et les dolomies du Jurassique et du Crétacé inférieur donnent des calcaires marmoréens simplement recristallisés ou des marbres à minéraux variés dont les plus emblématiques correspondent aux baguettes de scapolite des calcaires et de trémolite des dolomies.

Dans la seconde, les pélites du Flysch noir qui ne sont qu'exceptionnellement épargnées (localement une simple diagenèse profonde au cœur du synclinal d'Orgibet, Sagon & al., inédit) sont de plus en plus intensément transformées en schistes à séricite (Fig. 33), en schistes à séricite et à biotite et en schistes à biotite (Fig. 31 et 32 ; Ravier, 1959 ; Goujou, 1987 ; Golberg, 1987 ; Goujou & al., 1988). Localement, ces schistes dûs à la schistosité de flux S1 sont restés assez fissiles pour donner des ardoises qui ont été longtemps exploitées dans les ardoisières d'Arrout et de Saint-Lary.

## 6 - Les roches du métamorphisme fini-crétacé

Il se manifeste le long de la faille nord-pyrénéenne dans la série post-rift des écailles bordières d'Uchentein. Les pélites du Flysch à fucoïdes turono-coniacien sont transformées en calcschistes ardoisiers épimétamorphiques (Sagon & al., inédit) et ses débrites en « brèches oeilées » sous l'action de ce métamorphisme post sénonien inférieur qui est associé à la schistosité régionale SP2 (Fig. 43). A Vicdessos, la SP2 de ce Flysch à fucoïdes est datée du Campanien « moyen » (80 Ma; Montigny & al., 1986).



Figure 43 - Tectofaciès de « brèche oeilée » d'une débrite calcaire du Flysch à fucoïdes d'Uchentein.

## 7 - Les structures

Très déformées, les séries anté et syn rift du fossé sont nettement extrusives à travers la série post-rift conservée à la surface des unités voisines (Milhas, Estelas, zone axiale Trois-Seigneurs). Cette inversion structurale a transformé les trois accidents bordiers du fossé, initialement normaux et décrochants, en failles inverses complexes jalonnées d'écailles. Elle a également conduit un témoin de la croûte continentale amincie du fossé d'Aulus, le massif de Castillon, à se soulever en s'avancant vers le NO où il a poinçonné les séries du fossé en le partageant en trois domaines inégaux et diversement déformés (Fig. 40).

Le **domaine occidental** est le plus large. Il est limité par trois accidents majeurs : au sud, par le segment O-E rectiligne de la Faille nord-pyrénéenne correspondant à la « FNP du Couserans » ; au NO, par la faille SO-NE de la Coume Ouarnède jalonnée par le massif de Iherzolite du Tuc de Haurades ; au NE, par la faille d'Alas jalonnée par la minuscule écaille de gneiss migmatitique et granulitique de Lachein (Debroas, 2009). D'O en E, il est traversé en son milieu par la *faille de la Bouigane*, une zone de failles longitudinale, subverticale et jalonnée par des écailles extrusives déracinées de Iherzolite (Col d'Aillos, Tuc Desse ; Portet d'Aspet ; Coumes, J1.1), d'ophite, de marbre et de cortlan-

dite (Argein, J1.5) Il est ainsi partagé dans les deux grandes aires synclinoriales d'Orgibet (*syn. de Ruech, ant. de Saint-Lary, syn. d'Orgibet*), au S, et d'Audressein (*cuvette syn. d'Audressein, ant. de Labaderque*), au N, dont les axes plongent vers l'E avant de se relever ou de s'interrompre à proximité du massif de Castillon (Fig. 44).

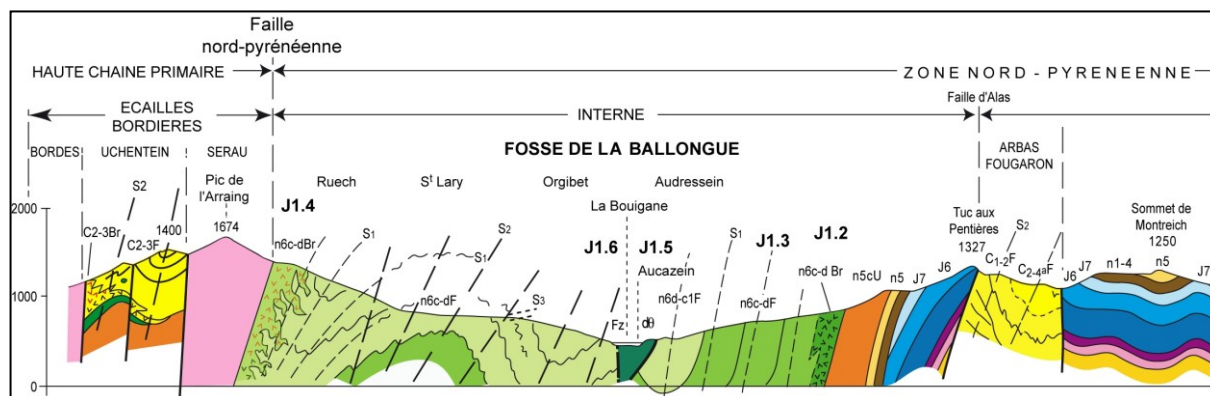


Figure 44 - Les séries sédimentaires et les structures du domaine occidental du fossé de la Ballongue.

Le **domaine central** est le plus étroit. Il se moule sur le bord septentrional du massif de Castillon dont il est séparé par la FNP du Couserans. A ses deux extrémités, il est séparé des domaines voisins par les *écailles de Castillon et de la Soumère* qui sont formées de lherzolites (Barrat, Serrien), de Keuper, d'ophite et de marbre. Entre elles, le flysch constitue : à l'O, l'*écaille de Cescau* qui est SW-NE et verticale et, à l'E, la *lanière d'Engomer-Alos* chevauchante vers le NE et structurée par quelques plis en échelon ONO-ESE qui sont obliques par rapport à son allongement NO-SE.

Le **domaine oriental** encore relativement large à l'ouest (Soueix) se rétrécit vers l'E avant de disparaître près de Massat sous le massif de l'Arize. Il est chevauché par les terrains cristallophylliens du massif de l'Arize alors que lui-même chevauche le flysch turono-sénonien inférieur d'Oust-Massat et son substratum granitique à l'extrémité du massif des Trois-Seigneurs. Le Flysch noir ardoisier recoupé par de rares filons de métabasites alcalines (Soueix) en constitue l'essentiel. Il dessine un pli droit complexe et synschisteux, le *synclinal de Soueix* dont l'axe se relève vers le NO à proximité du massif de Castillon, tandis que les deux flancs inégalement développés s'interrompent contre le massif des Trois-Seigneurs ou sa couverture dont ils sont séparés par le tronçon oriental de la faille nord-pyrénéenne du Couserans.

## 8 - L'évolution structurale

Le Flysch noir a d'abord subi des déformations antéschisteuses, soit d'amples ondulations, entrevues près d'Orgibet grâce à des rapports S0-S1 anormaux (Debroas, 1987a), soit un relèvement de ses couches et de son substratum au sud du diapir d'Agert (Debroas, 2009).

Deux importantes phases de plissement synschisteux (Ricateau & Choukroune, 1970 ; Debroas, 1987a ; Fig. 45) successives l'ont affecté ultérieurement.

La première phase est responsable des *synclinaux de Ruech et d'Audressein* et de la schistosité de flux SP1 qui est parallèle à leur plan axial initialement moins penté au S et voisin de NO-SE. Elle est postérieure à l'intrusion des filons de métabasites alcalines d'Orgibet et contemporaine du métamorphisme pyrénéen anté à syntectonique qui est soit épi à anchizonal au S (Azambre & al., 1971 ; Sagon, Debroas & Azambre, inédit) soit méso à épizonal au N (Ravier, 1959 ; Goujou & al., 1988). En l'absence de datation locale, on doit admettre que l'âge de cette phase 1 est compris entre ceux obtenus dans les domaines voisins, cénomano-turonien à l'est (Pays de Sault et Boucheville : 95 à 90 Ma ; Montigny & al., 1986 ; Golberg & Maluski, 1988) et sénonien inférieur à l'ouest (Baronnies : 87 et 86 +/- 3 Ma ; Montigny & al., 1986).

La seconde phase est à l'origine des structures qui replissent le long flanc septentrional des synclinaux précédents dans les *anticlinaux de Saint-Lary et de Labaderque* et dans le *synclinal*



d'Orgibet, ainsi que de la schistosité de pli-fracture ou de fracture SP2 qui est parallèle à leur plan axial plongeant fortement au S à vertical et proche de EO. Elle est postérieure au métamorphisme pyrénéen. Cette phase 2 qui correspond au premier plissement des flyschs du Turono-Sénonien inférieur et à l'inversion structurale du fossé, est donc d'âge sénonien supérieur.

Une troisième phase, vraisemblablement éocène, est localement enregistrée par une schistosité de crénulation S3 qui affecte le flanc nord vertical de l'anticlinal de Saint-Lary.

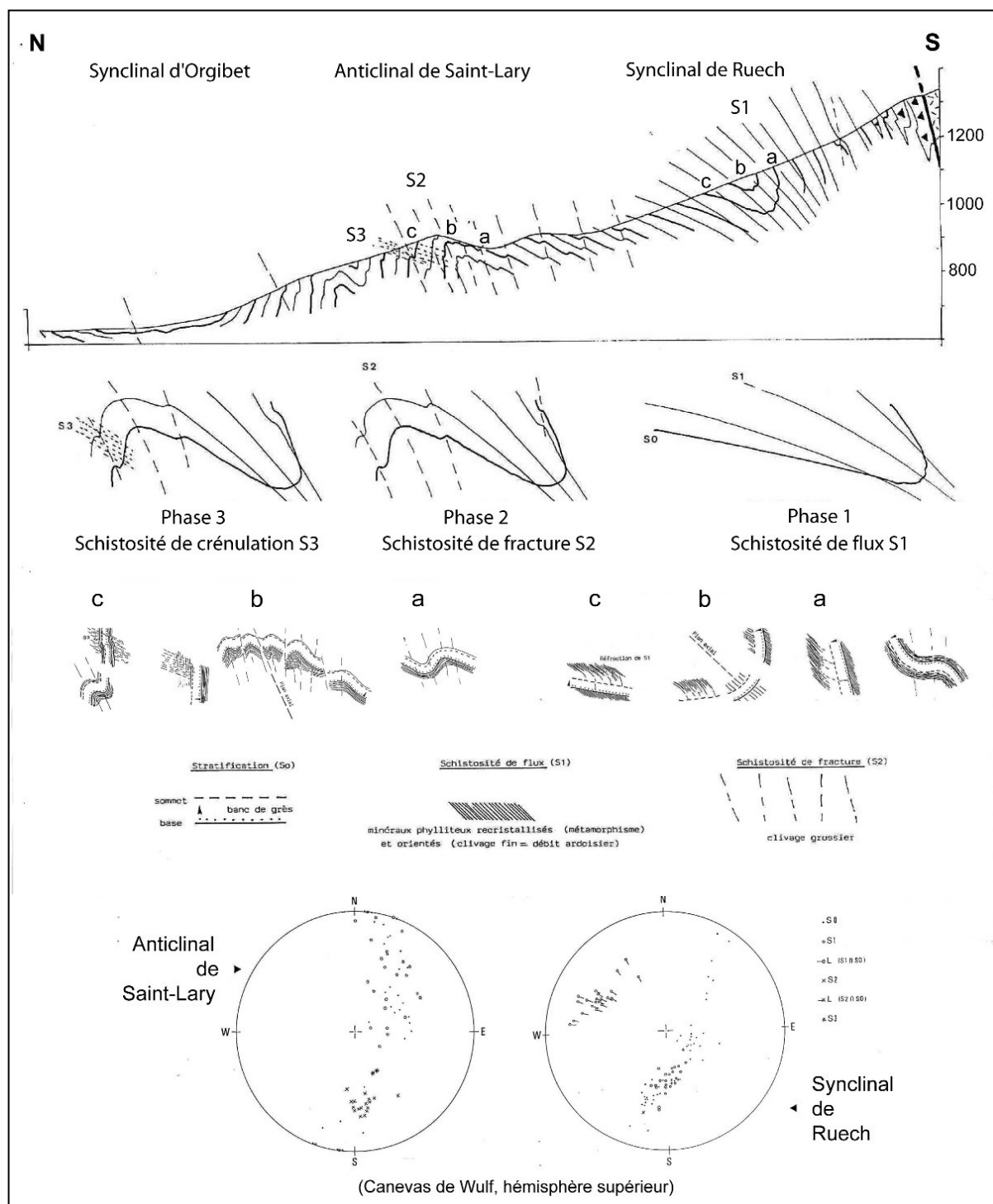
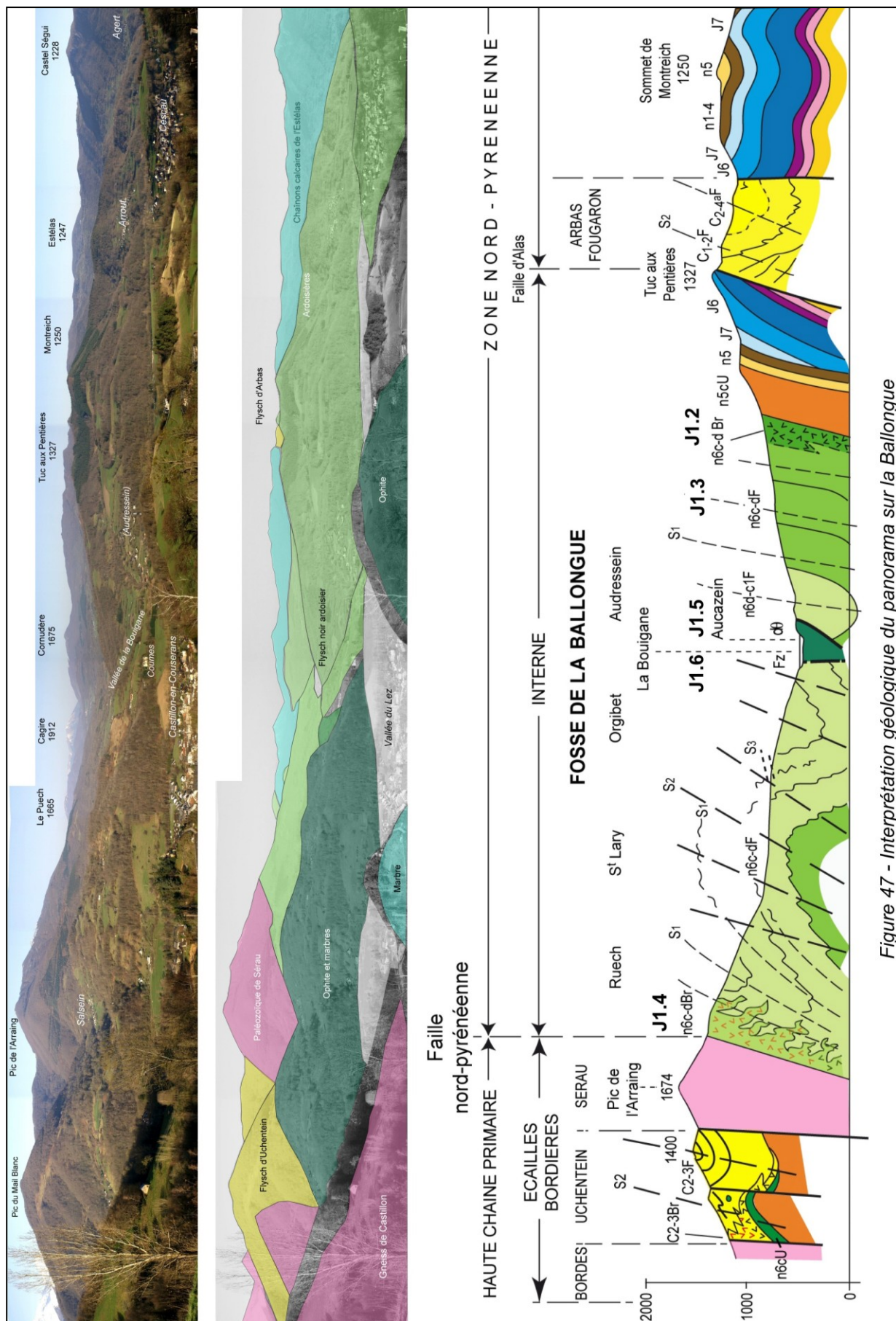


Figure 45 - Les déformations synschisteuses superposées du Flysch noir ardoisier d'Orgibet le long de la route forestière de la Ballongue-sud (J1.4).



## Arrêt J1.1 - Le panorama sur la Ballongue

## Localisation

Le point de vue sur ce panorama est situé à l'est et au-dessus de Castillon-en-Couserans (Fig. 39, 40 et 46). Il est accessible par la route étroite et sinueuse qui relie Castillon à Arlippi (Route forestière du Castéra) sur les premières pentes du massif gneissique de Castillon. L'arrêt s'effectue dans le dernier virage avant Arlippi (Fig. 46). Le stationnement exigü, en bord de route, et le retournement malaisé des véhicules, dans des virages, se justifient par la qualité du panorama qui s'observe vers l'ouest dans l'axe de la vallée de la Bouigane (ou Ballongue).

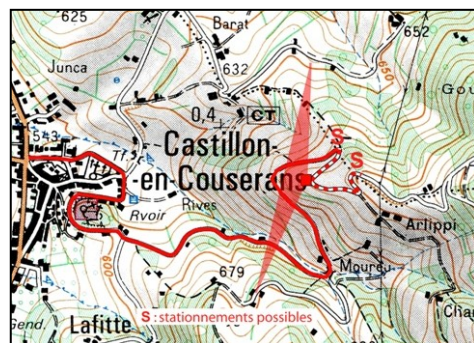


Figure 46 - Détail du trajet Castillon - point de vue d'Arlippi.

## Intérêt

Repérage et présentation des grands ensembles stratigraphiques et structuraux de la partie occidentale du fossé grâce au relief structural de la Ballongue (Fig. 47).

## Rappel historique

Un choix de sept des coupes proposées depuis 190 ans illustrent les principales conceptions successives de la stratigraphie et de la structure de la Ballongue bien qu'elles ne suivent pas exactement le même tracé (Fig. 48).

La première coupe géologique connue de la Ballongue est celle de J. de Charpentier (Fig. 48 A).

La dernière coupe proposée est celle présentée avec le panorama (Fig. 47).

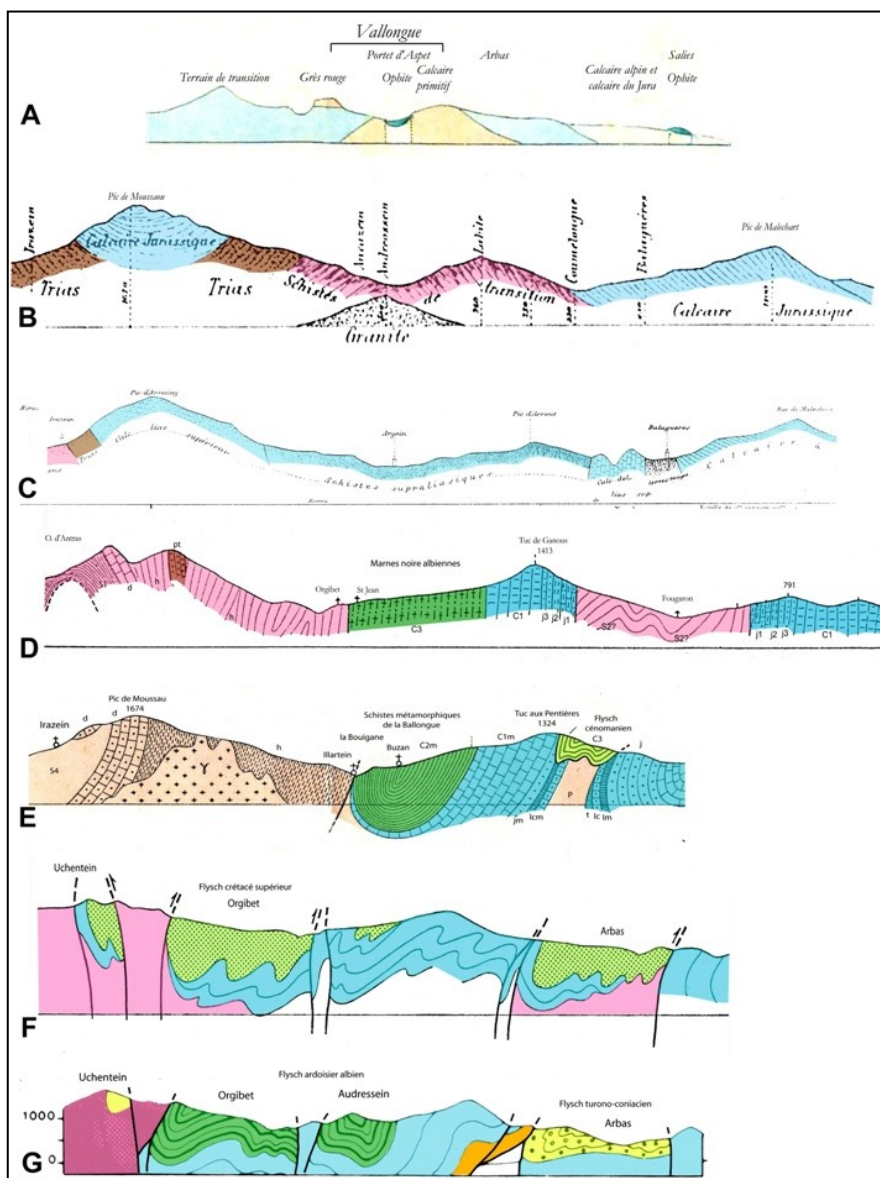


Figure 48 - Sept coupes géologiques de la Ballongue.

A: de Charpentier (1823) ;  
B: Mussy (1864) ;  
C: Mussy (1870) ;  
D: Carez (1905) ;  
E: Casteras (1933) ;  
F: Choukroune (1976) ;  
G: Debroas et Souquet (1976).



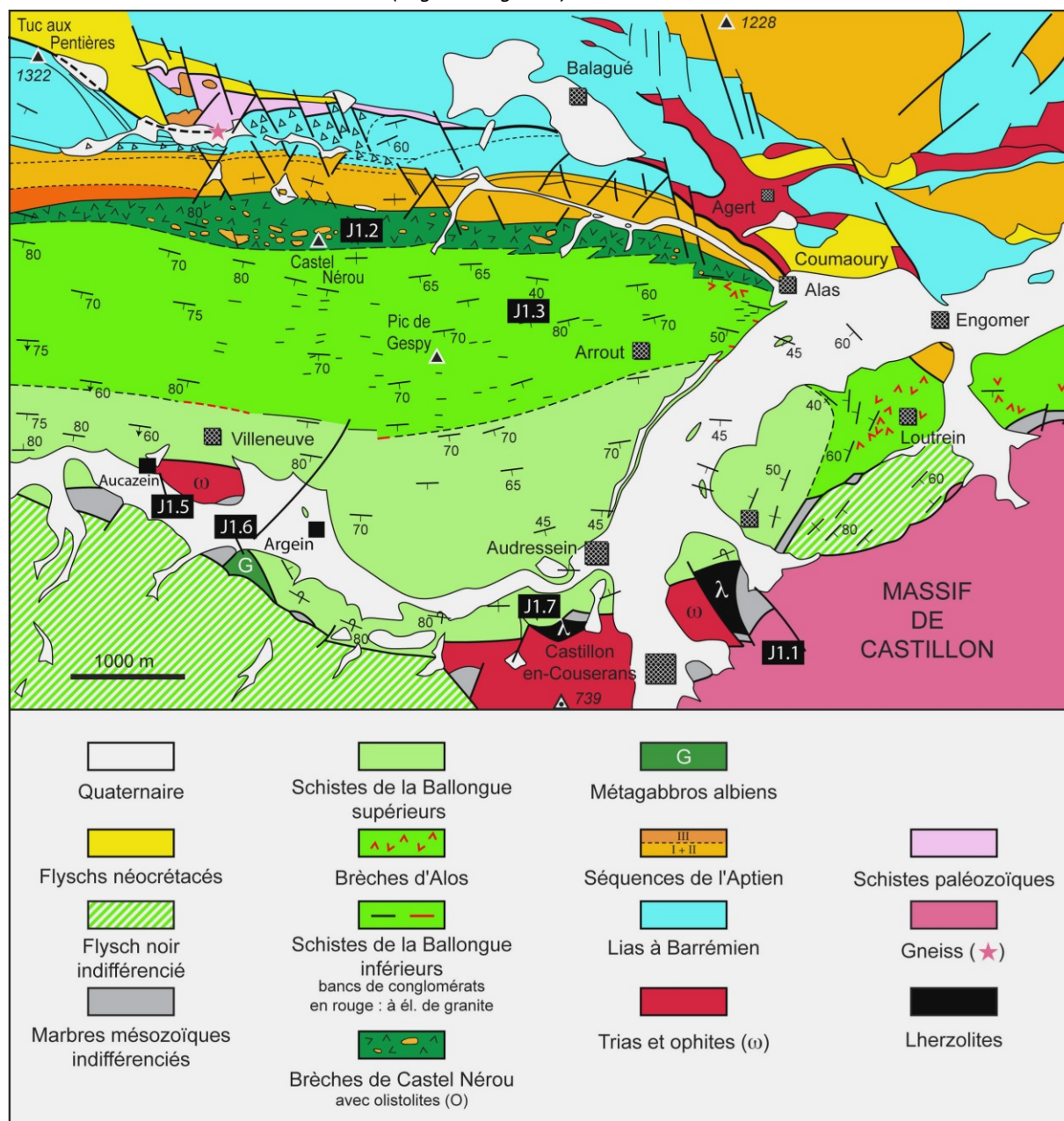
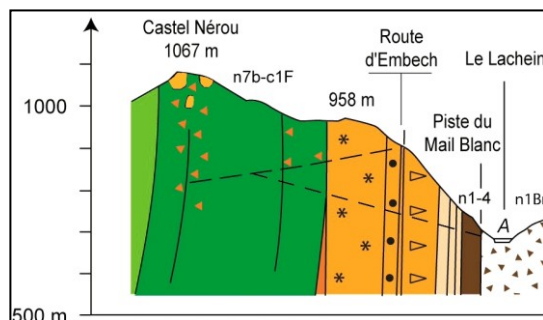
## Arrêt J1.2 - Les Brèches de Castel Nérou et les calcaires aptiens

### Localisation

Les Brèches de Castel Nérou et leur substratum de calcaires aptiens affleurent à l'est du sommet de Castel Nérou dans le talus de la route forestière d'Arrout au tuc d'Embech à 6,5km d'Arrout. Leurs couches verticales appartiennent au flanc septentrional de la cuvette synclinale d'Audressein sur le bord septentrional du Fossé de la Ballongue (Fig. 49 et 50).

**Figure 49 - Coupe géologique au niveau de l'arrêt J1.2.**

(Légende Fig. J1.3).



**Figure 50 - Position stratigraphique et structurale des Brèches de Castel Nérou dans leur localité-type, le flanc nord-oriental de la cuvette synclinale d'Audressein (D'après Debroas, 2009).**

## Intérêts

- (1) Le contact stratigraphique de la base du Flysch noir sur le toit aptien de la série anté-rift
- (2) Le faciès et le tectofaciès caractéristiques des débrites « albo-cénomaniennes ».
- (3) La similitude du métamorphisme et de la déformation contemporaine S1 qui affectent le Flysch noir albo-cénomaniens et son substratum aptien.

## Rappel historique

Les Brèches de Castel-Nérout ont été découvertes et définies à la base du « Flysch ardoisier » il y a exactement 40 ans (Debroas & Souquet, 1972). Dans leur localité-type, elles se développent de part et d'autre du sommet de Castel-Nérout (1067m) qui est armé par de nombreux olistolites de calcaires aptiens qui accompagnent les brèches (Fig. 51). Ces olistolites avaient été cartographiés sous la forme d'une longue « lentille » de calcaire albien (Bertrand, 1910) qui fut ultérieurement oubliée (Casteras, 1933 ; Casteras & al., 1951). L'extension importante initialement donnée à ces brèches (Debroas & Souquet, 1972) a été récemment confirmée (Fig. 50) à la suite de l'ouverture récente de pistes et routes forestières, entraînant ainsi l'abandon de l'extension plus restreinte qui leur avait été attribuée entre temps (Debroas, 1987).

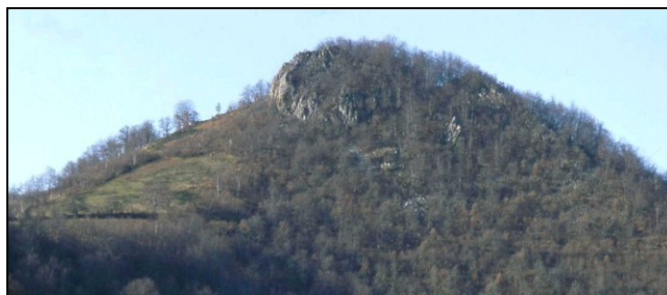


Figure 51 - Les olistolites de calcaire aptien du sommet de Castel Nérout (1067m).

## J1.2a - Les calcaires aptiens

### Observations stratigraphiques

Les calcaires gris à niveaux de chailles blanches et les calcarénites à entroques qui affleurent sur la route forestière d'Embech correspondent à la partie supérieure de la séquence II des calcaires aptiens (Fig. 52). Cette séquence II épaisse d'environ 150m n'a livré aucun fossile caractéristique mais elle est attribuable au Gargasien « inférieur » par comparaison avec l'Aptien des Pyrénées occidentales (Lenoble & Canérot, 1993).

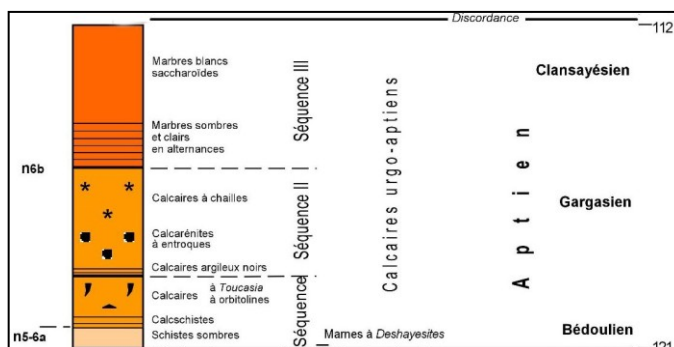


Figure 52 - La constitution des trois séquences aptiennes

La séquence III sus-jacente qui affleure encore 1000m plus à l'ouest, et l'Albien inférieur marneux qui couronne la série anté-rift près de Saint Lary ont été érodés avant le dépôt du Flysch noir.

### Observations sédimentologiques

Les chailles de taille variable (cm-dm) ont été mis en relief par l'érosion. Les ramifications qu'ils présentent parfois suggèrent leur formation au niveau de terriers de crustacés type *Thalassinoïdes* (Fig. 53).



Figure 53 - *Thalassinoïdes* siliceux dans les calcaires urgo-aptiens

## Observations structurales

Les niveaux de chailles soulignent la stratification verticale de ces calcaires.

La schistosité SP1 qui est également verticale, se manifeste essentiellement dans les calcaires à *Toucasia* et les calcschistes sous-jacents (Fig. 54).

Ici l'ensemble des calcaires est simplement recrystallisé. Les baguettes de scapolites apparaissent de part et d'autre à une distance d'environ 2500m.

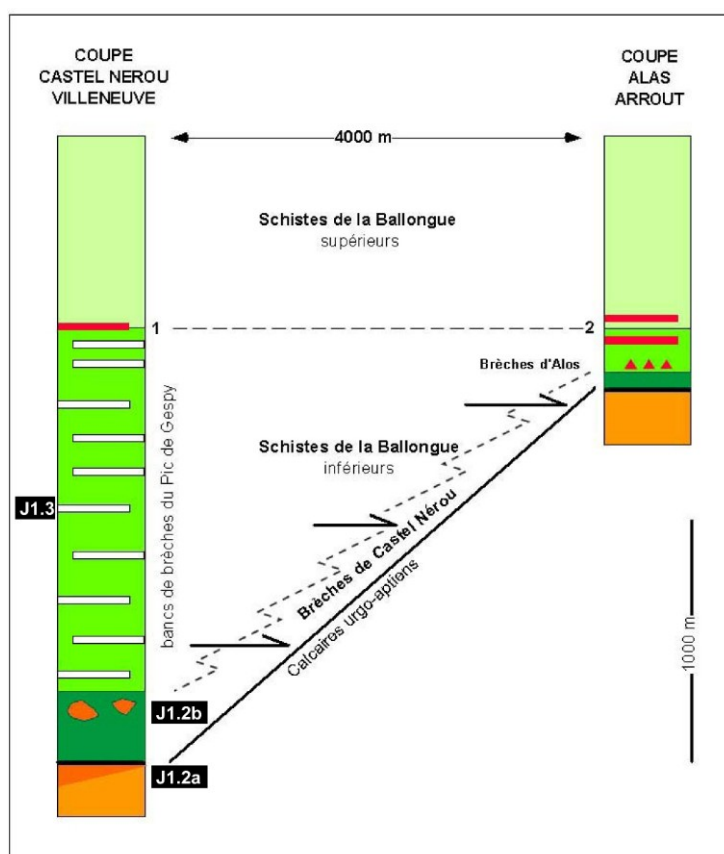


**Figure 54 - Sections de *Toucasia* étirées verticalement matérialisant la schistosité S1**

## J1.2b - Les Brèches de Castel Nérout

### Observations stratigraphiques

Les Brèches de Castel Nérout correspondent aux plus anciennes des brèches du Flysch noir du fossé de la Ballongue. Elles constituent des corps lenticulaires stratifiés qui atteignent jusqu'à 500m d'épaisseur et plusieurs kilomètres de long dans celui de sa localité-type (Fig. 50). Elles surmontent directement et en discordance cartographique les marnes noires de l'Albien inférieur (Saint Lary) et les divers calcaires de l'Aptien (Embech) de la plate-forme carbonatée immédiatement antérieure (Fig. 49 et 50). A leur sommet, elles sont surmontées et remplacées latéralement par les turbidites péliito-gréseuses du flysch (Schistes de la Ballongue inférieurs avec bancs de brèches du Pic de Gespy). Près d'Alas, au niveau de la vallée du Lez, leur base surmonte en onlap les marbres aptiens soulevés et leur sommet supporte des brèches à blocs de granite de type « Brèches d'Alos » (Fig. 50 et 55).



**Figure 55 - Lithostratigraphie du Flysch noir ardoisier du synclinal d'Audressein et ses biseaux d'aggradation verticale (onlap) sur le toit de la série anté-rift près d'Alas (Debroas, 2009).**

La matrice de ces brèches peut renfermer des orbitolines (*Mesorbitolina* gr. *texana-aperta*) et des algues floridées de Vimport (*Agardhiellopsis* cretacea LEM. et *Paraphyllum primae-vum* LEM.) (Fig. 56).



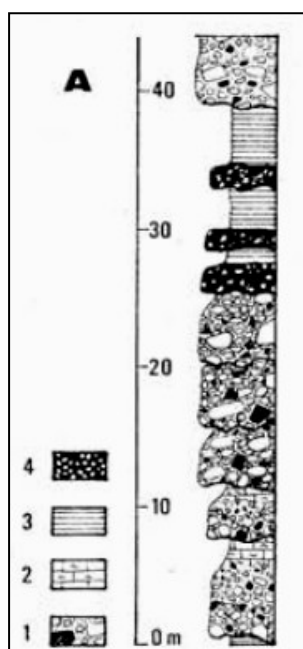
**Figure 56 - Orbitolines dans une calcarénite fine interstratifiée dans les brèches de Castel Nérout (Le Puech).**



## Observations sédimentologiques

Les Brèches de Castel Nérou sont essentiellement constituées d'innombrables bancs amalgamés de débris plus ou moins bien stratifiés d'épaisseur et d'extension latérale-variable (Fig. 57). La matrice de ces débris correspond à des calcarénites grises ou bien à des pélites sombres (Fig. 57 et 58).

Elles remanient des débris hétérométriques (grains à olistolites) de marnes noires albiennes et de calcaires blancs aptiens qui sont alimentés par l'érosion des escarpements de failles constituant la bordure septentrionale du fossé. Les calcaires aptiens constituent leurs nombreux olistolites (sommet de Castel-Nérou et sa crête ; Fig. 50 et 51). A leur base, l'abondance des éléments de marnes noires de l'Albien inférieur resédimentés est telle qu'avant l'ouverture des pistes forestières, elle avait conduit à les confondre avec des affleurements de ces marnes en place (Debroas, 1976).



**Figure 57 - Débris stratifiés de Hount Diesse, à l'ouest de la piste d'Embech (d'après Debroas & Souquet, 1972 ; Debroas, 1976).**

1 : brèche à matrice calcaire grise (en blanc, débris de calcaires aptiens ; en noir : débris de marnes albiennes) ; 2 : calcaire gris ; 3 : pélites noires et silts ; 4 : brèche à matrice pélitique noire.



**Figure 58 - Schistosité S1 affectant la matrice pélitique sombre d'une débrite des Brèches de Castel Nérou (Piste d'Embech).**

## Observations structurales.

Les éléments et la matrice des Brèches de Castel Nérou sont également affectés par une schistosité de flux subverticale (Fig. 58). Elle correspond à la première schistosité pyrénéenne S1 qui est contemporaine de la fin du métamorphisme pyrénéen. Ici cette schistosité se développe au niveau de l'isograde d'apparition de la biotite (Goujou, 1987).

## Observations complémentaires

D'autres affleurements du Flysch noir montrent dans de bonnes conditions deux des caractères des Brèches de Castel Nérou qui sont mal exposés ici. A défaut de pouvoir être visités, ces affleurements méritent d'être cités et illustrés pour compléter les observations de cet arrêt.

Le premier de ces affleurements expose les olistolites de marnes noires de l'Albien inférieur qui sont les premiers remaniés à la base du Flysch noir albien moyen (Debroas & Meurisse, 2003 ; Fig. 59). Il appartient à la cuvette synclinale de Bareille située au nord des chaînons calcaires de l'Estélas (Fig. 40).



**Figure 59 - Cordon de petits olistolites des marnes noires de l'Albien inférieur.** Il souligne la base du Flysch noir albien de Bareille. Les olistolites de calcaires aptiens n'apparaissent que plusieurs mètres au-dessus.

Le second affleurement expose la stratification de Brèches de Castel Nérout et les olistolites de calcaires aptiens qui les accompagnent (Fig. 60). Il occupe le cœur du synclinal du Puech à l'extrémité occidentale du fossé de la Ballongue, sur pentes orientales du sommet de même nom (Fig. 40).



**Figure 60 - Brèches de Castel Nérout stratifiées et leurs petits olistolites de calcaires aptiens blancs (Le Puech 1669m).**

A - Vue générale de l'affleurement.

B - Détail de sa partie centrale stratifiée.



## Arrêt J1.3 - Les « Schistes de la Ballongue » et les brèches du Pic de Gespy

### Localisation

Talus de la route forestière du Tuc d'Embech au NNE du Pic de Peymiquieu à environ 3km d'Arrout (Fig. 61).

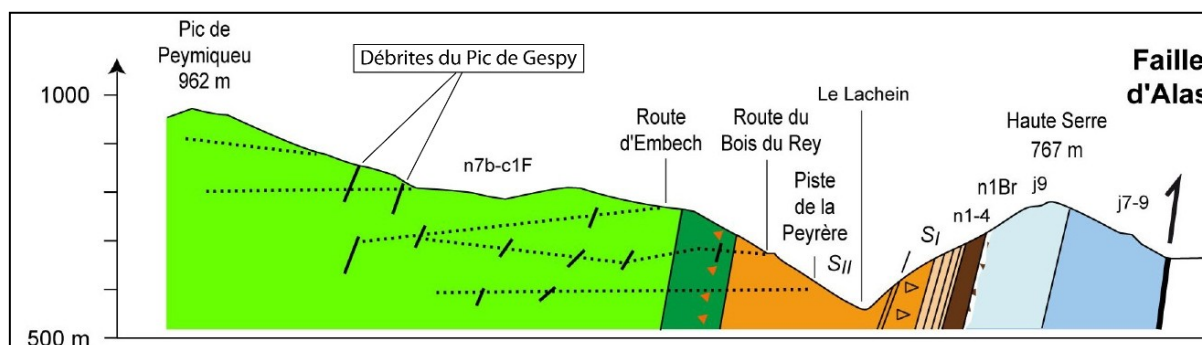


Figure 61 - Coupe géologique sur la transversale de l'affleurement J1.3.

### Intérêts

- (1) Le faciès des débrites albiennes interstratifiées dans les Schistes de la Ballongue inférieurs.
- (2) L'évolution verticale de la composition des débris remaniés témoin de la progression de l'érosion sur les zones bordières du fossé.
- (3) Le tectofaciès dû aux effets combinés du métamorphisme pyrénéen et de la schistosité de flux S1 contemporaine sur les Schistes de la Ballongue et leurs débrites.

### Rappel historique

Les premières citations des Schistes de la Ballongue sont dues aux géologues précurseurs de la fin du XVIII<sup>ème</sup> siècle et du début du XIX<sup>ème</sup>. Dès 1781, P.B. Palassou remarquait « des couches verticales d'ardoise argileuse » dans la vallée du Lez. En 1823, J. de Charpentier signalait « une petite ammonite changée en pyrite sulfureuse » dans les ardoises de l'une des carrières d'Arrout qu'il attribuait au « terrain de transition ». Au cours du XIX<sup>ème</sup> siècle, leur âge a varié à quatre reprises entre « terrain de transition » et « albien » et c'est seulement la découverte d'orbitolines dans les brèches du Pic de Gespy (Roussel, 1893) qui a rapidement conduit à les attribuer unanimement à l'Albien dès le début du XX<sup>ème</sup> siècle (Bertrand, 1910).

Leur composition chimique et minéralogique variable (Q+Cc+Bi+Pl...+MO) et deux degrés de transformation sous l'effet du métamorphisme pyrénéen ont été établis par J. Ravier (1959). Il a qualifié de « Cornéennes du Castillonnais » leur faciès à biotite, plus transformé que celui des ardoises à séricite et non fissile, et mis en évidence leur schistosité synmétamorphique locale le long de la faille de la Bouigane. L'association de ces schistes avec des grès feldspathiques et des brèches polygéniques (Ravier, 1959) a conduit à envisager une possible continuité de sédimentation entre les marnes « albiennes » et le flysch « cénomanien » (Mattaue & al., 1964). Elle devait être confirmée par l'identification du flysch ardoisier (Debroas & Souquet, 1972), et son attribution à l'Albien supérieur grâce à la détermination des orbitolines et à la découverte de colomiellles et d'une seconde ammonite (Collignon & al., 1978 ; Fig 62).

Figure 62 - *Prohysterocheras (Goodhallites) goodhalli* (Sow., 1821) de l'Albien supérieur (Saint-Lary, Ballongue ; coll. Debroas)





Bien que non caractérisé, l'âge Cénomanién inférieur de son sommet était admis d'après l'âge vraconnien à cénomanién inférieur de ses équivalents latéraux conservés sous le flysch cénomano-turonien.

Une étude récente de ces schistes a enfin permis de distinguer trois degrés de transformation en schistes, successivement à chlorite, à chlorite et biotite et à biotite, de montrer que les deux isogrades de métamorphisme intermédiaire (Bi+ et Chl-) recoupent la stratification sous un angle fort traduisant leur forme « en cloche » (Goujou, 1987) et de déterminer les conditions de formation de la biotite et du plagioclase à des températures de l'ordre de 400° C pour des pressions de l'ordre de 1,5 kb (Golberg, 1987 ; Goujou & al., 1988). Ainsi, compte tenu de l'épaisseur estimée de la colonne lithologique sus-jacente (inférieure à 3000m), le gradient géothermique devait dépasser localement 100°C/km dans le fossé de la Ballongue.

### Données stratigraphiques

Ces brèches s'interstratifient dans la partie inférieure des Schistes de la Ballongue (Fig. 63). Elles permettent de distinguer cartographiquement les Schistes de la Ballongue « inférieurs » qui les renferment sur une épaisseur d'environ 1500m, des schistes « supérieurs » qui en sont dépourvus sur les quelques 1000m de leur épaisseur (Fig. 55).



**Figure 63 - Banc de brèche du Pic de Gespy interstratifié dans le Schistes de la Ballongue inférieurs (Route d'Embech).**

A la base, les premiers bancs bréchiques sont encore constitués de débris albiens et aptiens tandis que plus haut apparaissent des calcaires et des dolomies jurassiques ainsi que des grès et des pélites issus du flysch lui-même par dissociation de slumps. Au sommet, les derniers bancs se caractérisent par la présence de débris de granite dont la taille et la fréquence augmentent d'ouest (Nord de Villeneuve) en est (Alas) où ils surmontent un amas de brèche à blocs de granite (Brèche d'Alos).

C'est aux abords du pic de Gespy qu'elles ont livré les premières orbitolines qui ont permis de les attribuer à l'Albien dès 1893 (Roussel). Parmi ces orbitolines qui sont le plus souvent indéterminables, figurent des formes typiques de *Mesorbitolina aperta* (ERMAN) et de probables *Orbitolinopsis conulus* (DOUV.) de l'Albien supérieur. D'abondants débris d'algues floridées de Vimport (*Agardhiellopsis cretacea* LEM. et *Paraphyllum primaevum* LEM.) les accompagnent. Les deux sont remaniées dans la matrice des brèches et proviennent donc d'une source de sédiments meubles pénécontemporains du flysch mais initialement déposés hors du fossé en milieux de plate-forme carbonatée peu profonde.

### Données sédimentologiques

Les bancs bréchiques ou microbréchiques du Pic de Gespy ont une épaisseur d'ordre métrique et certains d'entre-eux ont pu être suivis latéralement sur plus d'une centaine de mètres. Ils sont généralement séparés par plusieurs dizaines de mètres de flysch pélito-gréseux (Fig. 64). Leurs débris sont emballés dans une matrice pélitique sombre, diversement abondante et de même nature que le flysch encaissant d'où elle semble d'ailleurs provenir par dissociation complète de slumps (Fig. 69). Il s'agit donc de débrites à éléments flottants à jointifs dont les éléments moins grossiers, mieux triés et mieux étalés que ceux des débrites de Castel Nérou paraissent avoir subi un transport par coulées boueuses de débris (debris flow) plus important que ces dernières.

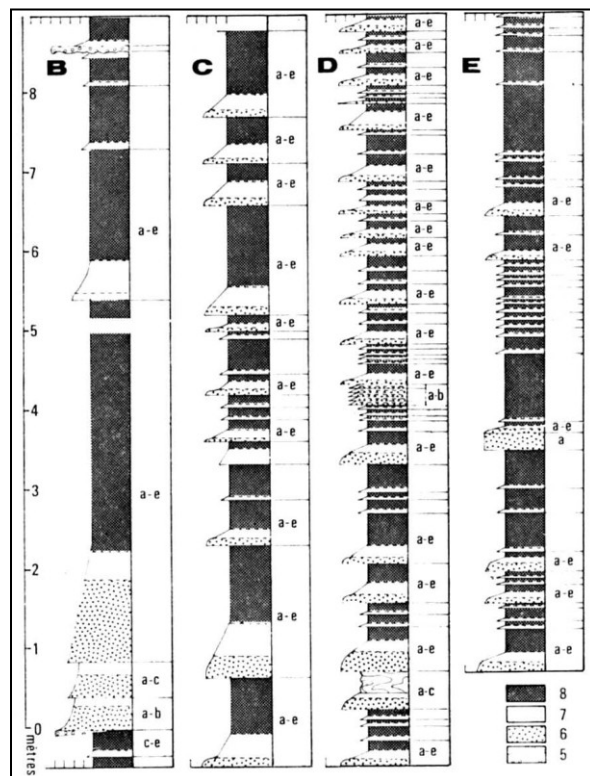
Les pélites et les grès qui constituent les Schistes de la Ballongue, c'est à dire le « flysch » proprement dit, s'associent en séquences grano-décroissantes généralement pélito-gréseuses (Fig. 65). Ces séquences d'épaisseur très variable sont comprises entre deux discontinuités érosives parfois

soulignées par des traces de paléocourants et elles montrent une organisation en turbidites de Bouma complètes (a-e, Fig. 65) ou incomplètes. Les grès sont des litharénites (quartz, quartzites, schistes, calcaires) et des litharénites feldspathiques.

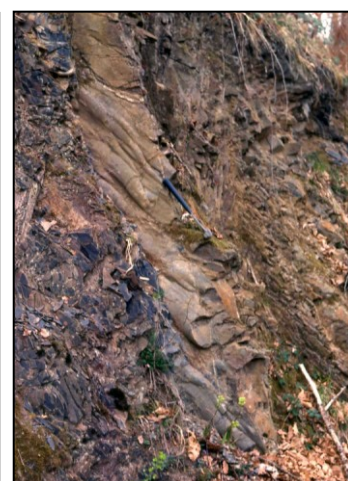
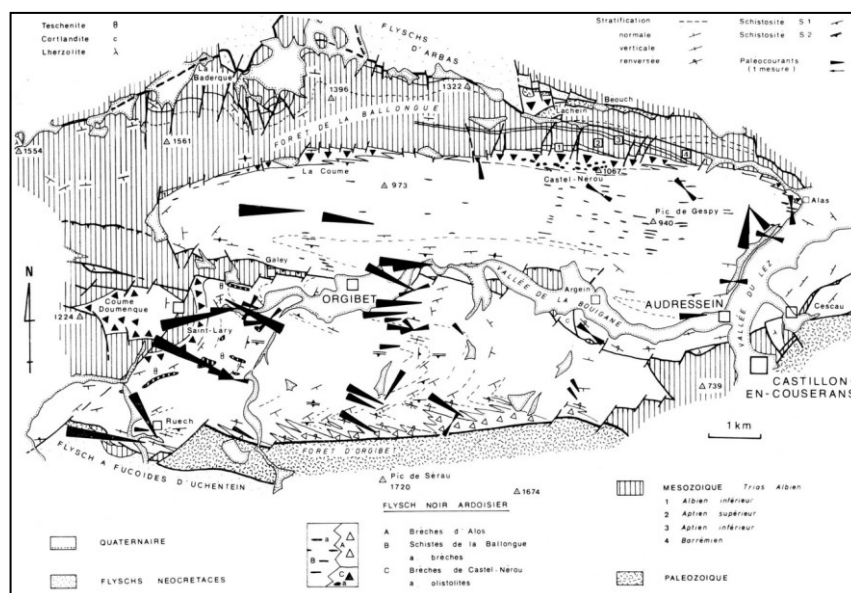


**Figure 64 - Affleurement de Schistes de la Ballongue (Carrefour des routes d'Embech et du col de la Croix de Bourrudech en juillet 1998).**

**Figure 65 - Profils sédimentologiques de diverses séquences pélito-gréseuses des Schistes de la Ballongue du synclinal d'Audressein (D'après Debroas & Souquet, 1972).**



Les traces de paléocourants sont rares mais pas exceptionnelles compte tenu des conditions d'affleurement. Elles correspondent à diverses traces d'érosion creusées sur le fond par le courant avant qu'il ne dépose les sédiments. Il s'agit de traces produites par le courant lui-même (traces d'affouillement ou « *flute cast* » ; Fig. 66) ou par des objets qu'il entraîne avec lui (traces d'impact ou « *prod cast* » et de trainage ou « *groove cast* »). Les moulages de ces traces sont conservés à la base des bancs de grès. Ils indiquent une alimentation longitudinale principale depuis l'est ou le sud-est, et des alimentations subordonnées transverses depuis le sud ou le nord (Fig. 67).



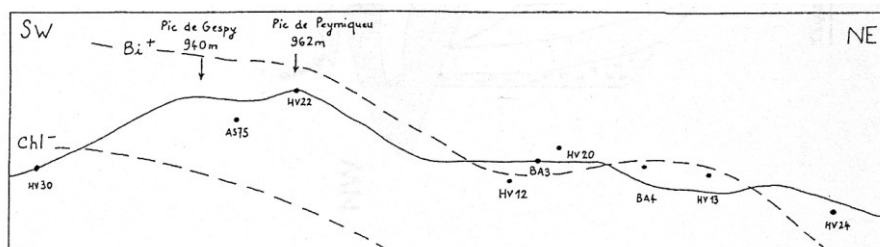
**Figure 66 - Essaim de *flute cast* (sud-ouest d'Orgibet).**

**Figure 67 - Les paléocourants du Flysch noir de la Ballongue (D'après Debroas, 1987a).**



## Données pétrographiques et structurales (S1)

Les pélites schistosées de l'affleurement visité se placent au voisinage de l'isograde d'apparition de la biotite et elles peuvent aussi bien correspondre à des schistes à chlorite qu'à chlorite+biotite (Fig. 68).



**Figure 68 – Géométrie des isogrades Bi+ et Chl- entre les zones à biotite, à biotite+chlorite et à chlorite dans les Schistes de la Ballongue du flanc nord du synclinal d'Audressein (Goujou, 1987).** Le fort pendage des bancs n'est pas représenté à cause de l'obliquité entre leur direction et celle du tracé de la coupe.

## Observations complémentaires

La route forestière ne recoupant pas tous les faciès des Brèches du Pic de Gespy, les plus remarquables d'entre-eux, précédemment signalés, méritaient d'être illustrés (Fig. 69, 70 et 71).



**Figure 69 - Surface naturelle d'une débrite. Figure remaniant essentiellement pélites et grès du flysch (sentier au SE du Col de la croix de Bourrudech)**



**Figure 70 - Débrite à débris clairs de granite emballés dans une abondante matrice pélitique noire (Vallée du lez au SO d'Alas, piste vers Arrout)**



**Figure 71 - Débrite polygénique à débris carbonatés jointifs. Remarquer la matrice pélitique noire en relief (Tuc du Char au NO d'Arrout).**



## Repas à Audressein

### Localisation

Dans le village d'Audressein (Fig. 39 et 72), sur les pelouses au confluent de la Bouigane et du Lez, au pied de l'église de Notre-Dame-de-Tramesaygues, un monument historique classé au Patrimoine Mondial de l'UNESCO depuis 1998 (Chemin de Saint Jacques de Compostelle et fresques du XV<sup>ème</sup> siècle). *En cas de mauvais temps : dans la salle des fêtes d'Arroust ou dans un café à Castillon-en-Couserans.*



**Figure 72 - Notre-Dame de Tramesaygues, entre Lez, à gauche, et Bouigane, à droite.**

De la petite l'église romane initiale, mentionnée dans un texte de 1139, il ne reste qu'une partie de la nef. Elle a été englobée dans l'édifice actuel plus vaste au cours des agrandissements du XIV<sup>ème</sup> (Portail, nef centrale et son abside pentagonale), du XV<sup>ème</sup> (Campanile, porche) et du XVI<sup>ème</sup> siècle (Bas-côtés). Ses deux cloches de bronze datent de 1558 et 1755. Une confrérie fondée en 1315 y a siégé jusqu'au XIX<sup>ème</sup> siècle. A la suite de l'incendie du 23 Février 1866, le bas-côté sud a dû être reconstruit. L'ensemble du bâtiment est classé monument historique depuis 1907. Son campanile et sa toiture ont été restaurés en 2002.

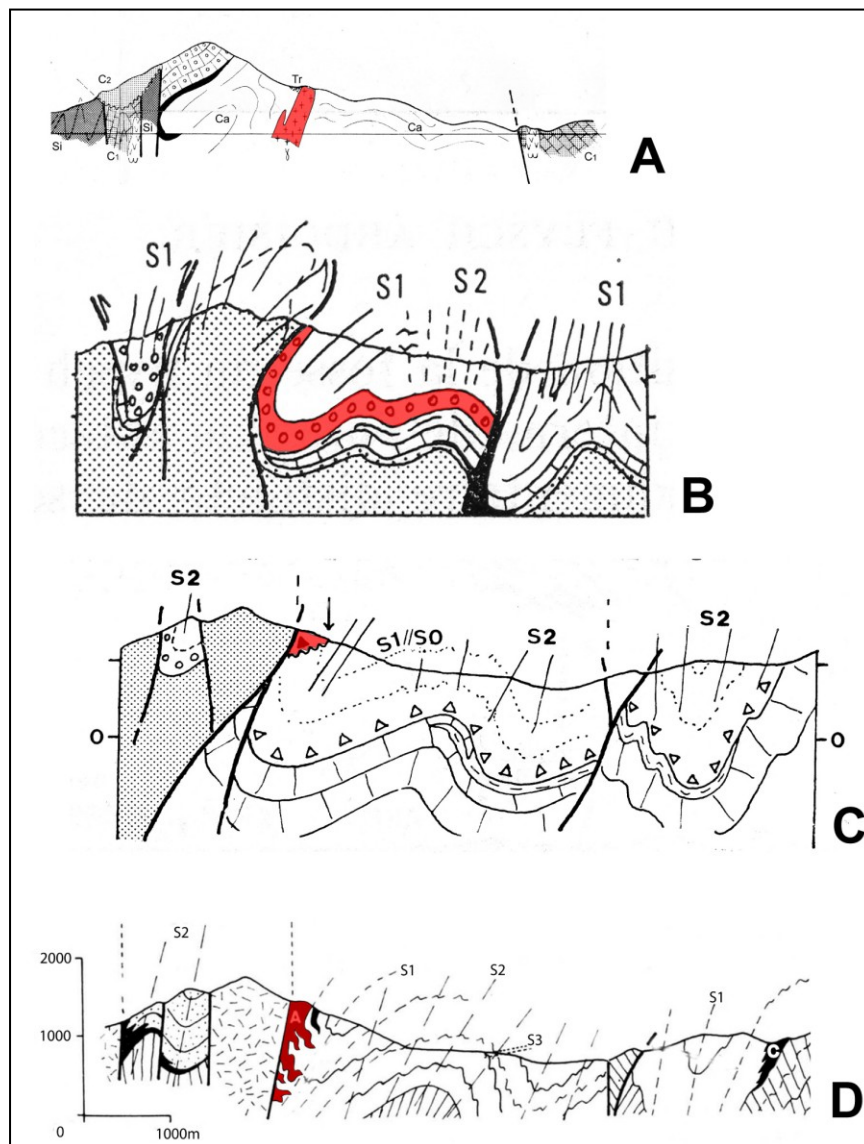
Les fresques (quatre anges musiciens et des ex-voto) ont été peintes à l'intérieur du porche entre 1450 et 1500. Classées monument historique depuis 1903, elles ont été restaurées en 1987 et 1988. Elles sont complétées par les fresques certainement plus anciennes qui ont été découvertes sur la voûte de la nef en 1989-1990 à l'occasion de travaux, mais qui sont encore incomplètement dégagées de leur revêtement moderne du XVIII<sup>ème</sup>.

Plusieurs sculptures parmi lesquelles une croix de chemin en marbre blanc du XII<sup>ème</sup>, un Christ en croix et une Vierge polychrome du XV<sup>ème</sup> siècle ainsi que plusieurs têtes sculptées complètent cet ensemble.

La richesse de ce sanctuaire qui est placé à l'écart des grandes voies du célèbre pèlerinage, est liée au très ancien et important pèlerinage du 8 Septembre consacré à Notre-Dame.

### Références

- Pic-Patrouix G. (2002) - La chapelle romane d'Audressein. Patrimoine mondial de l'humanité - Les presses littéraires, Saint-Estève, 55p.
- Causse J.-L. (2010) - L'église d'Audressein inscrite au patrimoine mondial - *L'Ariégeois Magazine*, n° 184, p. 39-51, 36 photos couleur.

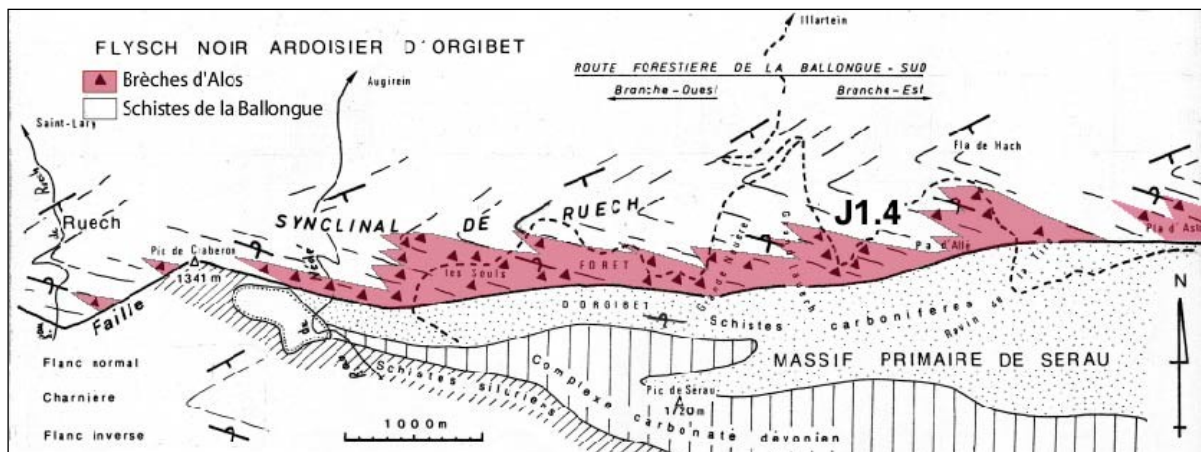


**Figure 74 - Principales interprétations de la position stratigraphique et structurale des Brèches d'Alos (en rouge).**

## Arrêt J1.4 - Les « Brèches d'Alos »

### Localisation

Les brèches d'Alos visitées affleurent dans le talus de la route forestière de la Ballongue-sud de part et d'autre du ravin du Grand Lauech à 6.5km au sud du village d'Illartein (Fig. 39 et 73).



**Figure 73 - Position structurale des Brèches d'Alos dans le flanc sud renversé du synclinal de Ruech.**  
La faille qui les limite au sud correspond à la Faille nord-pyrénéenne du Couserans.

### Intérêts

- (1) Le faciès et le tectofaciès des débrites polygéniques associées aux brèches chaotiques accumulées au pied des escarpements synsédimentaires de la Faille nord-pyrénéenne du Couserans.
- (2) L'enregistrement du jeu sénestre syn- et post-rift de la Faille nord-pyrénéenne

### Rappel historique

Les Brèches d'Alos ont été successivement attribuées à :

- 1 - un granite intrusif dans les schistes carbonifères (Bertrand, 1910 ; Casteras & al., 1951 ; De Sitter & Zwart, 1962 ; Fig. 74A) ;
- 2 - des brèches de base du Flysch ardoisier albo-cénomarien discordantes sur le Primaire du massif de Sérau (Ravier & al., 1968, Souquet, 1971 ; Harang, 1970) ;
- 3 - des brèches de base du flysch cénomarien séparées du Primaire par une faille (Ricauteau & Choukroune, 1970 ; Fig. 74B) ;
- 4 - des brèches discordantes sur le flanc renversé du synclinal de Ruech\* (Souquet & al., 1977 ; Debroas, 1978 ; Fig. 74C) ;
- 5 - des brèches de base du flysch d'Orgibet surmontant un prétendu équivalent méridional du flysch d'Audressein\*\* (Meurisse, 1979 ; 1980) ;
- 6 - un équivalent latéral des Schistes de la Ballongue, accumulé au pied des escarpements synsédimentaires de la faille nord-pyrénéenne sur le bord méridional du fossé de la Ballongue (Debroas, 1980, 1987a ; Fig. J74D).

\*Cette interprétation était inspirée par la discordance qui venait d'être cartographiée entre une « Brèche chaotique » du Vraconien supérieur-Cénomarien inférieur et les divers membres pélioto-gréseux du Flysch noir de Camarade (Souquet & Peybernès in Barrouquère & al., 1977). Depuis, il a été montré que cette soi disant discordance correspondait en réalité à un passage latéral entre les Conglomérats de Camarade et le flysch voisin (Debroas in Bilotte & al., 1987). Malgré cela, ses inventeurs ont persisté à admettre cette discordance (Souquet & Peybernès, 1991 ; 1992).

\*\*Une interprétation géométrique et stratigraphique sans fondement sérieux. Elle a été reprise sous une forme voisine dans le cadre d'une interprétation séquentielle qui attribue, sans plus de fondement, le flysch du synclinal d'Audressein à une séquence de dépôt d'âge albien supérieur et celui d'Orgibet à une SD d'âge vraconien (Souquet & Peybernès, 1991 ; 1992).



Bien que leur localité-type soit la route forestière de la Ballongue-sud qui en fournit les meilleurs affleurements, ces brèches portent le nom du village d'Alos qui est situé à l'est du massif de Castillon, car elles ont été initialement observées puis décrites près de ce village à la place d'un granite intrusif (Raguin, 1941 ; Casteras & Raguin, 1943). Elles y ont plus récemment livré une microfaune de l'Albien supérieur (Collignon & al., 1978).

### Observations stratigraphiques.

Dans leur localité-type, les Brèches d'Alos constituent un corps sédimentaire stratifié, épais d'au moins 2000m, mais relativement étroit (de l'ordre de 1000m). A leur base, vers l'ouest, elles succèdent sans discontinuité apparente aux Brèches de Castel Nérou. Au sud, elles s'appuient contre les escarpements synsédimentaires de la Faille nord-pyrénéenne. Au nord, elles sont rapidement remplacées par les Schistes de la Ballongue (Fig. 73).

De bas en haut, autrement dit d'ouest en est le long des affleurements de la route forestière, ces brèches remanient successivement des débris issus des formations mésozoïques anté-rift (calcaires et dolomies du Crétacés et du Jurassique, grès et poudingues du Trias inférieur) d'abord seules, puis, plus haut, associées aux roches de la croûte continentale hercynienne (schistes, grès, dolomies) avec, dès le début de leur moitié supérieure, l'apparition de granite devenant vite prédominant et, plus localement, de quelques blocs de calcaires à faciès urgonien et d'âge albien supérieur anté vraconnien c'est-à-dire pénécotemporains du flysch (Calcaires de Balacet)\*.

A l'ouest du hameau de la Rivière d'Alos, la matrice micritique des Brèches d'Alos a livré des colomielles (*Colomiella recta*, *C. tunesiana* et *C. mexicana*), des foraminifères (*Mesorbitolina* gr. *texana-aperta*, *Trocholina* gr. *arabica* ?, *Hensonina lenticularis* (HENSON)) et des algues diverses (*Neomeris cretacea* STEINMANN, *Acicularia* sp., *A. cretacea* et *P. primaevum*). Cette association indique un âge albien supérieur.

### Observations sédimentologiques

Dans les Brèches d'Alos, les faciès conglomératiques suivants sont associés à des faciès grésopélitiques à pélito-gréseux qui sont diversement abondants (Fig. 75). Ils peuvent également renfermer quelques petits olistolites (Fig. 76).

Trois principaux faciès conglomératiques retiendront plus particulièrement notre attention.

(1) des « **brèches chaotiques** » en amas inorganisés épais de plusieurs mètres et dont les blocs grossiers et hétérométriques sont jointifs et liés par une matrice sombre pélito-gréseuse à microbréchique (Fig. 77). Avec les **olistolites**, ces brèches témoignent d'écroulements à partir des escarpements de faille méridionaux qui limitent le fossé de la Ballongue (Faille nord-pyrénéenne).

(2) des **orthoconglomérats** en bancs très épais à moyens, bien stratifiés dans lesquels se succèdent de bas en haut un intervalle granoclassé bréchique à gréseux grossier, un intervalle gréseux laminé granodécroissant avec dans les meilleurs cas un intervalle de pélite sombre massive peu épais (Fig. 78). Ils résultent de courants de turbidité très concentrés sur des pentes notables.

(3) des **paraconglomérats** en bancs très épais à moyens, bien stratifiés, dans lesquelles une matrice pélito-gréseuse sombre emballe des éléments non jointifs et hétérométriques parmi lesquels figurent d'abondants paquets de flysch. Ils proviennent de coulées boueuses de débris formées à partir de glissements (slumps) (Fig. 79 et 80).

---

\*La présence dans les Brèches d'Alos de ces blocs de Calcaires de Balacet d'âge albien supérieur anté-vraconnien (Debroas, 1987a) infirme l'interprétation séquentielle qui attribue les Calcaires de Balacet à l'intervalle transgressif d'une séquence de dépôt vraconnienne et les Brèches d'Alos au bas niveau de la même séquence (Souquet & Peybernès, 1991 et 1992).



**Figure 75 - Affleurement de Brèches d'Alos**



**Figure 76 - Olistolite de dolomie dévonienne.**



**Figure 77 - Brèche chaotique à blocs de granite et de calcaires de Balacet.**



**Figure 78 - Orthobrèche et grès granoclassés polygéniques en série inverse.**



**Figure 79 - Paraconglomérat (Débrite s.s.) riche en matrice pélitique en série inverse.**



**Figure 80 - Pélites et grès slumpés avec débris de granite (près d'Alos).**

### Observations structurales.

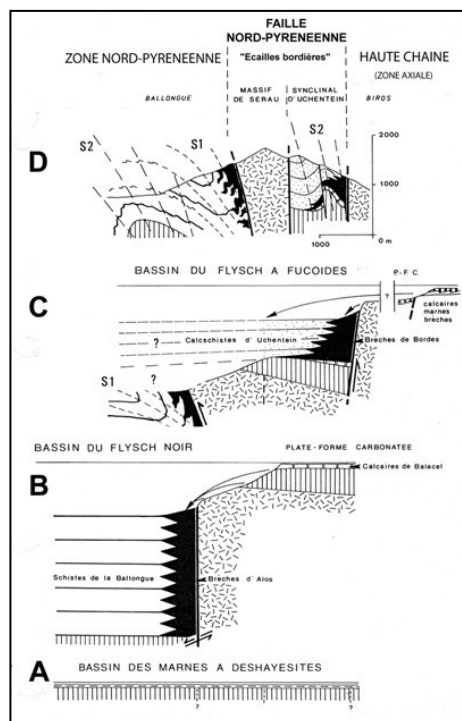
La présence de granoclassements, de bases de banc ravinantes (Fig. 78) et les relations S0/S1 ont montré que les Brèches d'Alos apparaissent en série renversée dans le flanc méridional du synclinal de Ruech (Fig. 45, 47 et 73).

La présence de débris de granite, abondants et souvent volumineux (Fig. 77 et 78), pose le problème de leur source. Le massif de granite le plus proche, celui des Bordes-sur-Lez, est situé 6 km plus à l'est et au sud de la Faille nord-pyrénéenne (Fig. 40). Cependant, à l'Albien supérieur, ce massif

n'est ni érodé, ni émergé, car les Calcaires de Balacet qui le jouxtent, sont alors en cours de dépôt. Ces calcaires ne renferment d'ailleurs ni quartz, ni feldspath (Debroas, 1987b). Par contre, à une vingtaine de kilomètres plus à l'est, à l'extrémité du massif des Trois-Seigneurs, c'est le granite d'Ercé qui à la même époque est activement altéré, érodé et pourvoyeur de débris de granite ou de grains de ses minéraux. On les retrouve dans les Grès de Rogalle et les poudingues associés et surtout dans les Calcaires de Paloubard, d'âge vraconnien supérieur qui le surmontent directement et sont extrêmement riches en quartz, feldspath et micas (Debroas, 1987).

Dans ces conditions, sachant que les blocs de granite des brèches chaotiques ne peuvent pas avoir été transportés sur une telle distance, un jeu senestre de la Faille nord-pyrénéenne du Couserans avec un rejet horizontal du même ordre de grandeur doit être envisagé (une vingtaine de kilomètres). Ce jeu s'effectue pendant le dépôt du Flysch noir (Fig. 81B) mais aussi après au cours du cénomano-turonien c'est-à-dire pendant la première phase de plissement synschisteux (Fig. 81C) qui donne les plis NO-SE (synclinaux de Ruech et d'Audressein) dont l'axe oblique sur la direction EO de la FNP enregistre la persistance du mouvement sénestre. Les plis EO et la S2 de la seconde phase (Anticlinal de Saint-Lary dans le FN, de La Baderque dans la série anté-rift et plis ONO-ESE et OSO-ENE du Flysch d'Uchentein) témoignent au contraire d'une contrainte compressive subméridienne qui atteste l'arrêt du décrochement avant la fin du Crétacé (Fig. 38 et 81D).

**Figure 81 - Les quatre étapes majeures de l'évolution de la Faille nord-pyrénéenne au sud du fossé de la Ballongue (Debroas, 1987b).** A : à l'Aptien inférieur (vers 120Ma) ; B : à l'Albien supérieur (vers 105Ma) ; C : au Coniacien (vers 86 Ma) ; D : Sénonien supérieur (à partir de 80Ma) à actuel.



C'est la mise en évidence d'une telle activité sédimentaire de la Faille nord-pyrénéenne du Couserans sur le bord méridional du fossé de la Ballongue qui a conduit à lui donner une forme triangulaire dès le début de son ouverture (Debroas, 1987a) plutôt que la forme losangique qui lui avait été attribuée (Choukroune & Mattauer, 1978 ; Delair, 1977 ; Peybernès & Souquet, 1991).

### Observations complémentaires

De son départ, à l'ouest d'Illartein dans la vallée de la Bouigane, jusqu'à l'arrêt J1.4, sur les pentes du pic de Sérau, la route forestière de la Ballongue sud fournit la coupe la plus complète du Flysch ardoisier d'Orgibet (Fig. 45). L'étude de ses affleurements (Debroas, 1980 ; 1987a) a permis de clore les controverses sur la structure et sur l'évolution structurale de ce secteur-clé de la chaîne alpine (Debroas/Choukroune in Jafrezzo & Obert, 1978 ; Delair, 1977 ; Meurisse, 1979 ; 1980). Cette coupe remarquable a été visitée par l'excursion 42A du 26<sup>ème</sup> Congrès Géologique International peu après l'ouverture de la route et en remplacement de l'arrêt bien moins démonstratif qui avait été initialement prévu aux abords d'Augirein (J9-4 in Sole Sugrañes & al. 1980). Depuis, elle a également été utilisée pour divers stages de formation initiale ou continue.



## Arrêt J1-5 - L'ophite d'Aucazein

### Localisation

A la sortie est du village d'Aucazein, au carrefour de la RD 618 et de la RD 604 vers Villeneuve (Fig. 39 et 82). Stationnement en bordure de la RD 604.

Au niveau de l'écaille d'Aucazein, un des jalons de la faille de la Bouigane qui sépare les schistes à biotite d'Audressein, au nord, des schistes à séricite d'Orgibet au sud (Fig. 47).



**Figure 82 - L'écaille d'Aucazein. (Extrait de la maquette de la carte d'Aspet à 1/50 000).**

### Intérêts

- (1) un témoin du magmatisme tholéiitique du rifting continental de la fin du Trias.
- (2) un indicateur de l'intensité du métamorphisme pyrénéen.

### Rappel historique

Cette roche très répandue dans les Pyrénées où elle est traditionnellement connue sous le nom d'ophite que **Pierre-Bernard Palassou, le « pionnier de la géologie des Monts-Pyrénées »** lui a donné dès la fin du XVIII<sup>e</sup> siècle (1781) en reprenant un nom de porphyre antique déjà utilisé par Pliny l'Ancien et inspiré par son aspect fréquent de « roche verdâtre à couleur peau de serpent » (Fig. 83). Il lui a consacré ultérieurement, jusqu'en 1821, de nombreuses observations personnelles mais contre l'avis de ses contemporains qui la considéraient déjà comme ignée, il persistera à la considérer comme une roche argileuse transformée (Durand-Delga, 2008).



**Figure 83 - Ophite altérée montrant son aspect typique en « peau de serpent » (Aucazein). Remarquer à D et à G le remplissage très clair, essentiellement constituée de scapolite, des cassures qui l'affectent.**

### Observations

L'intérêt de ce gisement d'ophite est d'être situé dans un contexte métamorphique. Il permet ainsi de constater le rôle de la fracturation dans le cheminement des fluides responsables des transformations statiques observées. En effet la paragenèse magmatique initiale est partiellement conservée notamment le clinopyroxène qui se transforme en amphiboles et les plagioclases calciques qui se transforment en scapolite partiellement ou totalement dans les zones de fracture (Fig. 84).



**Figure 84 - Ophite d'Aucazein (LP, x 1,5; coll. Ravier).**

*Texture typique d'ophite avec de grandes plages de pyroxènes en grande partie amphibolitisées, entourées de lattes de plagioclases, partiellement scapolitisées, en disposition intersertale avec les pyroxènes rétrotransformés*

### Les caractères généraux des ophites

Les « ophites » du domaine pyrénéen sont des dolérites continentales qui constituent un des chaînons de l'important magmatisme tholéiitique lié à la zone de rift ayant précédé l'ouverture de l'Atlantique de Terre Neuve à l'Afrique du Sud. Pour en arriver à cette conception, il aura fallu plus de deux siècles et plus d'une centaine de publications (reflétant l'évolution des techniques).

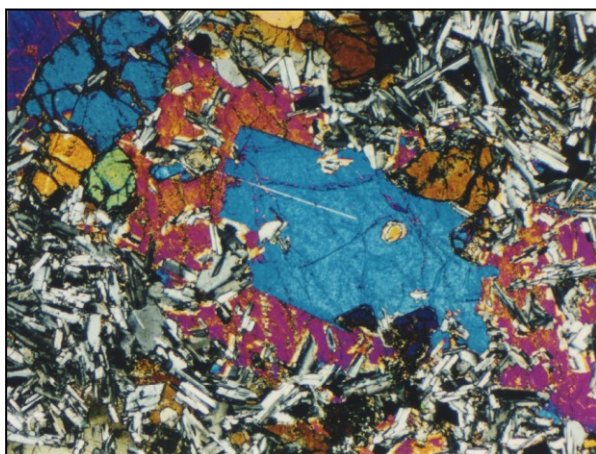
Ces ophites se présentent généralement sous forme de sills plus ou moins épais, intrusifs dans les formations du Trias supérieur en développant à leur contact un léger métamorphisme thermique visible surtout dans la partie sud des Pyrénées, car dans la partie nord, ces roches ont été le plus souvent désolidarisées de leur environnement initial puis morcelées et se trouvent en contact anormal avec leurs terrains encaissants.

Plusieurs faciès sont observables dans ces gisements de dolérites depuis de rares faciès cumulés à orthopyroxène, dans les sills épais du Nord de l'Espagne, jusqu'à des faciès pegmatitiques à micropegmatite. Le faciès moyen comporte de l'olivine, des plages d'augite passant en bordure à de la pigeonite, des lattes de plagioclase et des oxydes ferro-titanés (Fig. 85). Les compositions chimiques de ces roches sont celles de tholéiites continentales légèrement enrichies en terres rares légères.

Dans la partie nord des Pyrénées, la plupart des ophites sont affectées par des transformations métamorphiques de degrés variés atteignant fréquemment le faciès des amphibolites. Ainsi les métaophites de la région de Lherz ne sont constituées que par des amphiboles alumineuses (hornblende), parfois du diopside et des plagioclases entièrement recristallisés et/ou scapolitisés (Fig. 86). La composition chimique et le profil de Terres Rares permettent de distinguer sans ambiguïté ces roches d'autres amphibolites plagifères paradérivées qui existent dans la région.

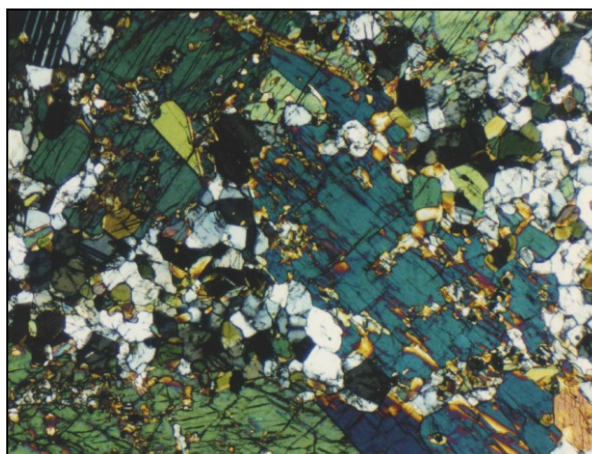
L'âge de leur intrusion qui a été longtemps discuté (triasique, crétacé, paléocène), a été fixé au passage Trias-Jurassique par diverses datations radiochronologiques (p. ex. : 199+/-2 Ma, Rossi & al., 2003)

Quelques étapes parmi les nombreux travaux qui ont concerné ces roches : Lacroix, 1917 ; Viennot, 1928 ; Fontelles & Muffat, 1970 ; Montigny & al., 1982 ; Lago & Pocovi, 1982 ; Béziat, 1983 ; Béziat & Walgenwitz, 1983 ; Alibert, 1985 ; Azambre & al., 1987 (donne les références des notes précédentes).



**Figure 85 - Paragenèse magmatique de l'ophite (Pont de Suert, Espagne, LP, x30)**

*Cristaux arrondis d'olivine, pyroxènes zonés (augite entourée de pigeonite) et lattes de plagioclases en disposition intersertale.*



**Figure 86 - Métaophite entièrement recristallisée (Lherz, LP, x30)**

*Texture granoblastique avec cristaux isodiamétriques de hornblende et de plagioclase*



## Arrêt J1-6 - Les ultramafites alcalines d'Argein

### Localisation

En rive droite de la Bouigane, entre 250 et 500 m à l'ouest du parking et du pont sur la Bouigane entre Argein et Viellot d'Argein (Fig. 39). Environ 1000 m de trajet AR à pied (Fig. 87).

A l'extrémité sud-est de l'écaille d'Aucazein, un des jalons de la faille de la Bouigane qui sépare les schistes à biotite d'Audressein, au nord, des schistes à séricite d'Orgibet au sud (Fig. 47).



Figure 87 - L'écaille d'Aucazein. (Extrait de la maquette de la carte d'Aspet à 1/50 000).

### Intérêt et rappel historique

Le magmatisme alcalin des Pyrénées est caractérisé par la présence de dolérites (teschénites) ainsi que de gabbros alcalins plus ou moins fractionnés qui peuvent comporter des faciès cumulés (de picroteschénites comme Adé ou de gabbro-picrocritiques comme Eret), mais il n'existe qu'un seul cumulat ultramafique alcalin crustal lié à ce magmatisme, c'est celui d'Argein. Ce gisement, découvert par Caralp (1900) a été décrit par Lacroix en 1901 puis en 1917, proposant le terme de cortlandite pour désigner le faciès dominant (à la place d'argeinite initialement utilisé) et dont il publie une analyse chimique. Plus récemment, il a fait l'objet de travaux inédits (Muffat 1970 ; Fig. 88) et de la publication de données fragmentaires, analyse chimique et datation, (Montigny et al. 1986, Azambre et al. 1992).

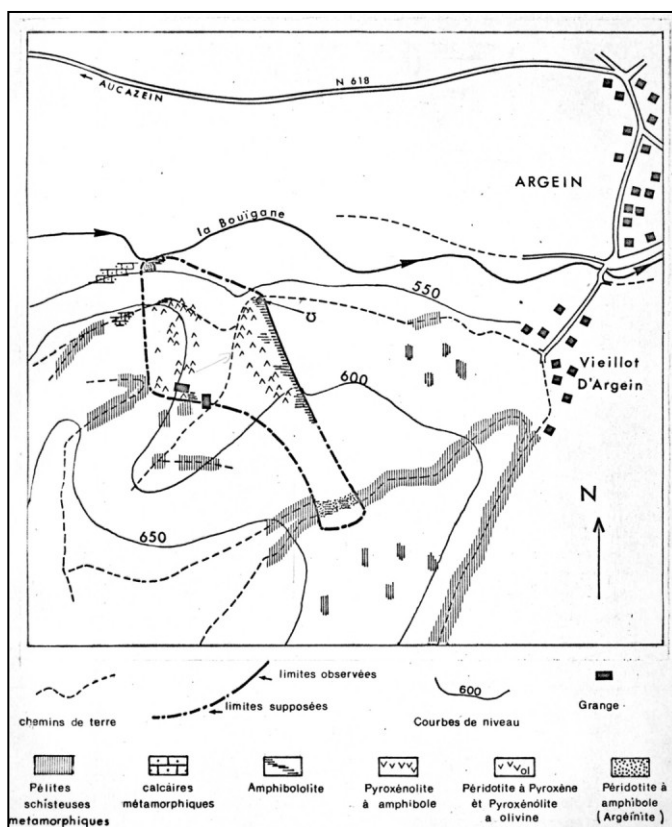


Fig. 88 - Cartographie inédite du gisement (S. Muffat in Ravier & al., 1970)

### Observations et interprétation

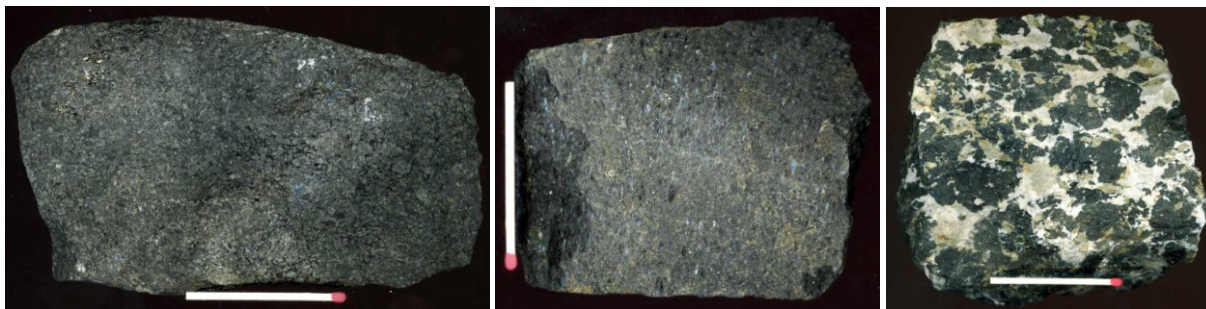
Malgré la dispersion des affleurements, ce gisement permet d'observer plusieurs types de formations avec trois assemblages principaux qui se succèdent depuis la base, au SW, jusqu'au sommet au NE :

- les clinopyroxénites à olivines et clinopyroxénites plus ou moins amphiboliques (Fig. 91) ;
- les cortlandites (Fig. 89 et 90);
- les hornblendites (Fig. 89 et 92) recoupées localement par des leucosomes de gabbros amphiboliques pegmatitiques largement scapolitisés par le métamorphisme pyrénéen (Fig. 89).

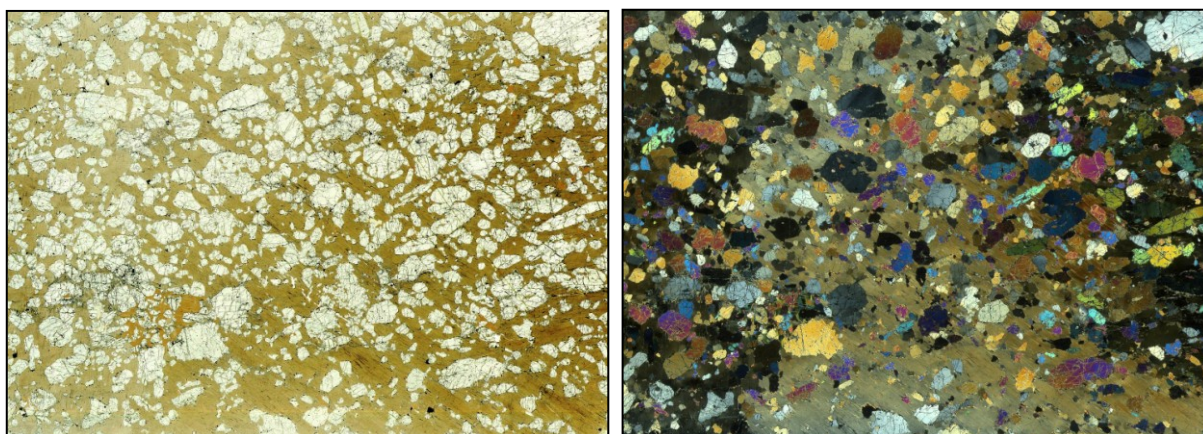
Cet ensemble représente un fragment d'une paléochambre magmatique, étape de la mise en place dans la croûte du magmatisme alcalin. Une datation à 101-104 Ma par la méthode K/Ar sur la cortlandite (Montigny et al. 86) est en accord avec l'âge albien supérieur de ce magmatisme.



Cet ensemble a été mis en place à l'Albien supérieur dans le substratum du Flysch noir où il a subi le métamorphisme pyrénéen avant d'être écaillé et remonté tectoniquement à travers le flysch au cours de l'inversion structurale du fossé de la Ballongue

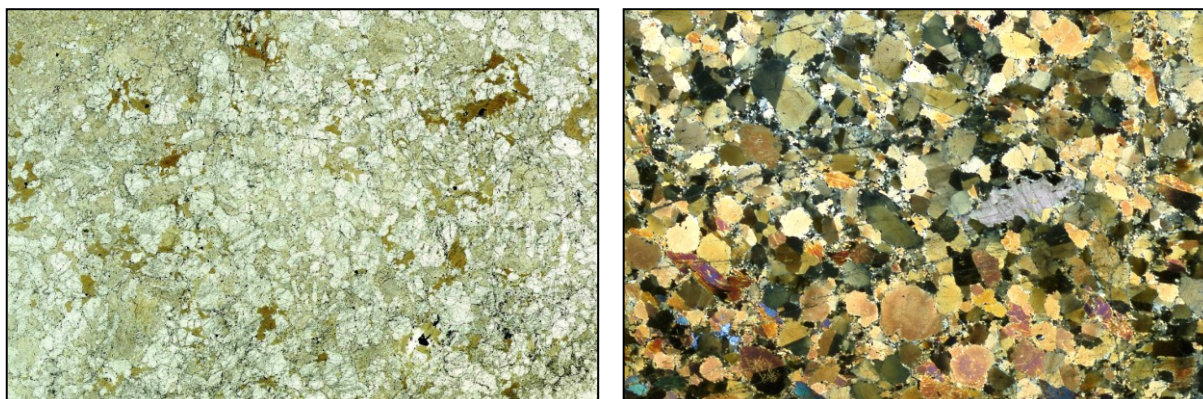


**Figure 89 - Exemples de faciès pétrographique : Cortlandite (G); hornblendite (C) ; Gabbro pegmatitique (D).**



**Figure 90 - La texture poecilitique de la cortlandite d'Argein (x 2.5).**

A gauche, en LN, cristaux arrondis d'olivine dans un fond d'amphibole brune  
A droite, en LP, limite entre trois plages d'amphibole dont deux sont à l'extinction.



**Figure 91 - Clinopyroxénite à olivine (LN, x 3).**

Des plages de clinopyroxène et parfois d'amphibole entourent les cristaux d'olivine

**Figure 92 - Hornblendite (LP, x 3).**

Exclusivement formée de cristaux d'amphibole avec localement du sphène tardif (à D)



## Arrêt J1-7 - La Iherzolite et les hornblendites de Coumes

### Localisation

Ces roches affleurent médiocrement dans le talus oriental de la route de Sor à Salsein (Fig. 39 et 40) qui entaille le versant ouest de la petite butte de Iherzolite de Coumes (Fig. 93).

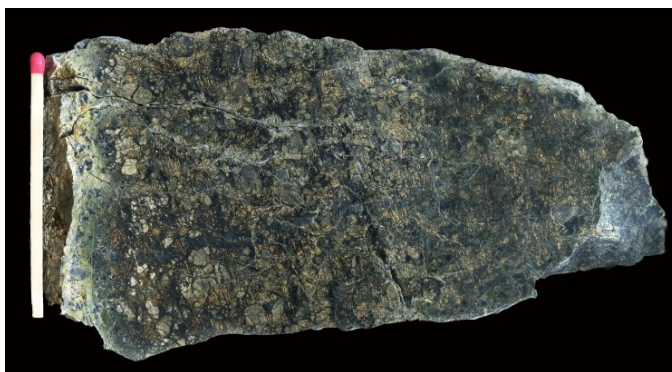


**Figure 93 - La Iherzolite serpentinisée et deux des filons de hornblendite plus sombres**

### La Iherzolite de Coumes

Il s'agit d'une Iherzolite porphyroïde intensément serpentinisée dans laquelle subsistent encore de grands cristaux de bronzite, du spinelle et parfois du diopside (Monchoux, 1970 ; Fig. 94).

Elle renferme quelques filons centimétriques de hornblendite feldspathique plus sombre (Fig. 95).



**Figure 94 - Section polie d'un échantillon de la Iherzolite de Coumes**

### Les filons de hornblendites

Ces filons sont hétérogènes (Azambre & Monchoux, 1998) : il s'agit essentiellement de hornblendites à textures granoblastiques (Fig. 95) formées d'amphiboles brunes avec parfois du plagioclase, du diopside (pauvre en Cr, Ti et Al) en relique dans l'amphibole ou en agrégats boudinés dans la foliation avec quelques minéraux accessoires (titanite, biotite, apatite, ilménite, pyrite).



**Figure 95 - Texture granoblastique d'une des hornblendites de Coumes (Ballongue, LN, x4)**

Ces filons sont affectés par le métamorphisme pyrénéen avec scapolitisation des plagioclases et transformation des amphiboles brunes en hornblende verte ou en trémolite-actinote.

La présence de paléobordures figées avec diminution brutale de la taille des amphiboles implique un écart significatif de température avec la Iherzolite en partie refroidie.

Un âge à 107 Ma a été mesuré (Henri & al., 1998) ce qui permet de rattacher ces cumulats amphiboliques au magmatisme alcalin mésocrétacé des Pyrénées.

### La position structurale du massif

Ce petit massif de Iherzolite (environ 400 m x 150 m) apparaît au cœur même du fossé, sous la forme d'une écaille tectonique qui est associée à des « schistes micacés tachetés » (Trias métamorphique) et à des marbres (Jubra). Cette écaille jalonne l'extrémité orientale de la faille de la Bouigane qui ici sépare le sommet du Flysch noir ardoisier mésozonal du synclinal d'Audressein au nord et le grand et le complexe massif de métaophite et de marbres de Castillon en Couserans au sud.

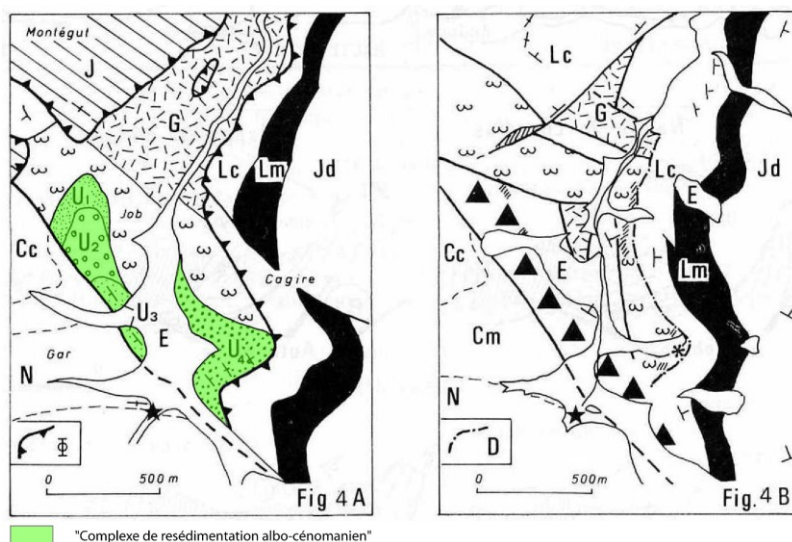
Dans ces conditions, il est clair que ce massif de lherzolite, est tectoniquement extrusif à travers les séries anté et syn rift (de l'ordre de 5000 m de sédiments) après s'être mis en place à leur base et qu'il a donc été exhumé seulement au cours ou après l'inversion structurale fini-crétacée du fossé.

Il en est de même pour les autres massifs de lherzolite du fossé de la Ballongue qui jalonnent la faille de la Bouigane\* :

- celui de Portet d'Aspet qui est compris entre deux écaillés d'ophite ;
- celui du Tuc Desse qui sépare de l'ophite, des cornéennes tachetées et des marbres, au sud, et du Flysch noir ardoisier, au nord.

Le cas du massif du Tuc de Haurades localisé dans la faille bordière nord du fossé est cependant distinct. Il apparaît dans les marbres du Jurassique supérieur diversement bréchifiés préfigurant déjà le mode de gisement du massif de Lherz qui sera examiné demain au cœur du fossé d'Aulus.

\* Il en est également de même du massif de lherzolite de Moncaup-Arguenos qui affleure encore à la base de la série anté-rift du Cagire située au milieu de la ride SO-NE des massifs nord-pyrénéens de Chaum-Milhas. L'exhumation albienne de ce massif récemment invoquée sur la foi de la présence à sa surface du « Complexe de resédimentation albien » de Hervouet & al., 1987 (Lagabrielle & al., 2010) n'a aucun fondement dans la mesure où l'existence de tels sédiments a été depuis longtemps infirmée (Canérot & Debroas, 1988, Fig. 96 ; Debroas, carte d'Aspet en cours d'édition).



**Figure 96 -** Cartes géologiques interprétatives des abords des sources du Job (étoile noire). **A.** Interprétation allochtoniste (d'après [3]). — Unité du Job: λ, Lherzolite; G, Gneiss; ω, Ophite; U, Unité sédimentaire composite du Job (Complexe chaotique du Bois de Soulan: U1, Formation argilo-détritique; U2, Formation chaotique; U3, Calcschistes. Formation détritique à matériel basique de la « Coume de Pich »: U4, Détritisme basique et calcschistes). — Unité de Montégut: J, Jurassique métamorphique indifférencié. — Unité du Cagire: Lc, Lias inférieur calcaire; Lm, Lias supérieur marneux; Jd, Jurassique moyen-supérieur dolomitique. — Unité du Gar: N, Néocomien-Barrémien calcaire; Cm, Aptien marneux; Cc, Albo-Aptien calcaire. Quaternaire discordant: E, Éboulis et alluvions. Φ: Contacts tangentiels subhorizontaux. **B.** Interprétation autochtoniste ici proposée. — Substratum: G, Gneiss. — Niveau de décollement: ω, Ophite; hachures obliques, Pérites versicolores et calcaires chamois triasiques et infraliasiques. — Couverture: Lc à Cc et E; même légende que 2A. — Faille du Gar: zone broyée (triangles noirs) associant les différents terrains. D, Contact mécanique subhorizontal. Astérisque, Filon de cortlandite mésocrétacée.



### 3

## SECONDE JOURNÉE

## LE FOSSÉ D'AULUS

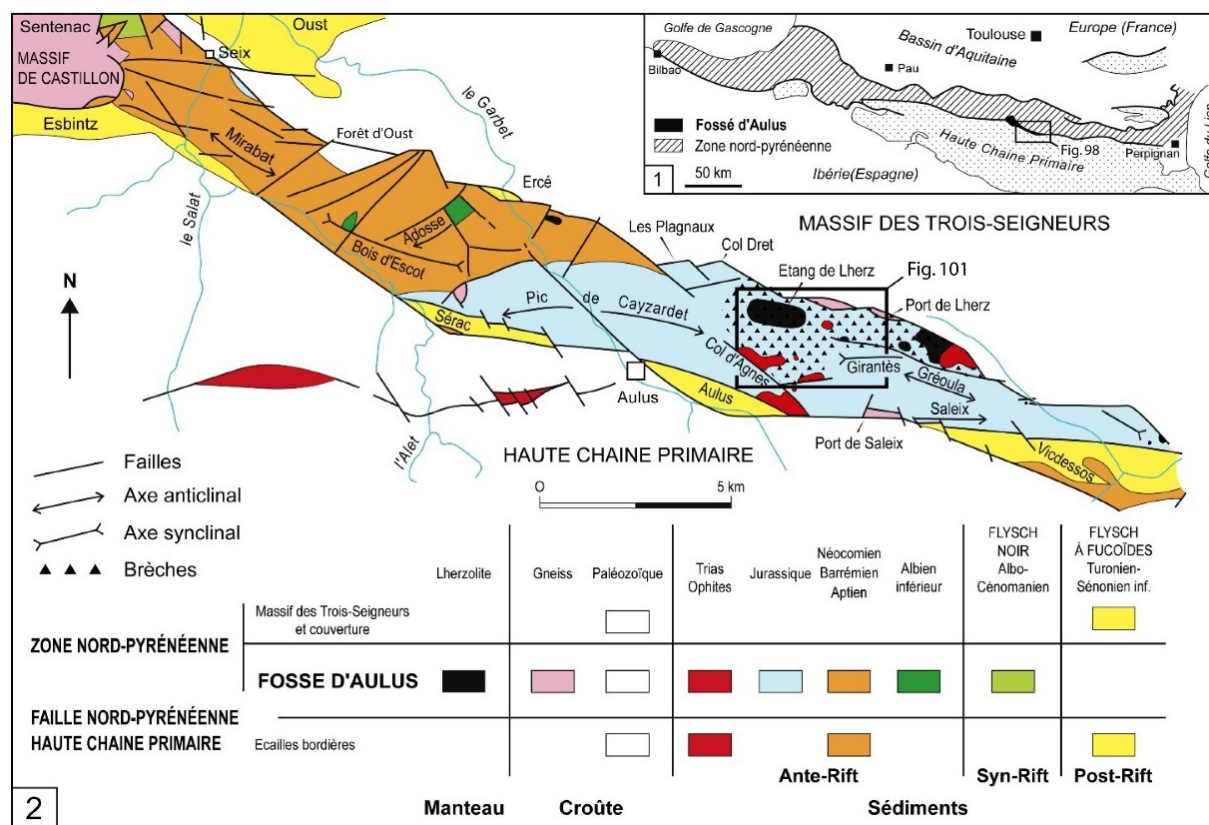


Figure 97 - Itinéraire de la journée et localisation géographique des arrêts prévus  
(Carte IGN 1/100 000, Saint-Gaudens-Andorre)



## J2 - Les caractères généraux du fossé d'Aulus

Ce fossé d'Aulus a été reconnu (Avé Lallemant, 1967) puis défini (Debroas *in* Ternet & al., 1997) entre le massif nord-pyrénéen des Trois-Seigneurs et la zone primaire axiale sur l'emplacement de la traditionnelle « bande synclinale des terrains secondaires métamorphiques » (Casteras, 1933) correspondant à l'une des fosses albiennes de Ravier (1959). Jusqu'aux années 90, malgré l'intérêt exceptionnel que lui conférait la présence des lherzolites, il n'était connu qu'à travers le cadre stratigraphique et tectonique de la carte 1/80 000 de Foix (Vasseur & al., 1912 ; Jacob & al., 1950, Casteras, 1976) malgré divers travaux fragmentaires focalisés sur les lherzolites (Avé Lallemant, 1967 ; Monchoux, 1970 ; Conquéré, 1978, etc...), le flysch turono-coniacien (Peybernès & Souquet, 1970 ; Debroas & al., *in* Jaffrezon & Obert, 1978), les gneiss (Azambre & Ravier, 1978), les brèches de Lherz (Choukroune, 1973 ; 1976), les cornéennes (Ravier & Thiébaud, 1982) puis les brèches du col d'Agnes (Golberg, 1987). C'est lors de la réalisation de la carte géologique 1/50 000 d'Aulus-les-Bains que les données précédentes ont été synthétisées et qu'une nouvelle cartographie a permis de préciser la stratigraphie et la structure de la série anté-rift ainsi que les conditions du métamorphisme pyrénéen qui l'affecte (Debroas & Azambre *in* Colchen & al., 1997 ; *in* Ternet & al., 1997). La figure J2.2 esquisse de l'extension relative des terrains et des structures reconnues dans le fossé d'Aulus à cette occasion.



**Figure 98 - Esquisse géologique du fossé d'Aulus**

## 1 - Le manteau.

Il est représenté par le célèbre massif de péridotites (lherzolite et harzburgites) de l'étang de Lherz (Lers) et par ses voisins occidentaux (Serrien, Escalles) et orientaux (Fontête rouge, Escourgeat, Forêt de Freychinède, Bois de Souberque, Vicdessos (Avé Lallemant, 1967 ; Monchoux, 1970 ; Conquéré, 1978 ; Fabriès & al., 1992; Le Roux & al., 2007). Les paragenèses de ces roches et leurs déformations plastiques à hautes température et pression sont caractéristiques du manteau supérieur dont les plus anciennes traces remontent à environ 2 Ga (Reisberg & Lorand, 1995). Tous ces massifs affleurent sur le bord septentrional du fossé. A l'image de celui de Fontête rouge qui se pince vers le

bas, ils paraissent déracinés. La gravimétrie l'a confirmé pour le massif de l'étang de Lherz (Anderson, 1984)

## 2 - La croûte continentale

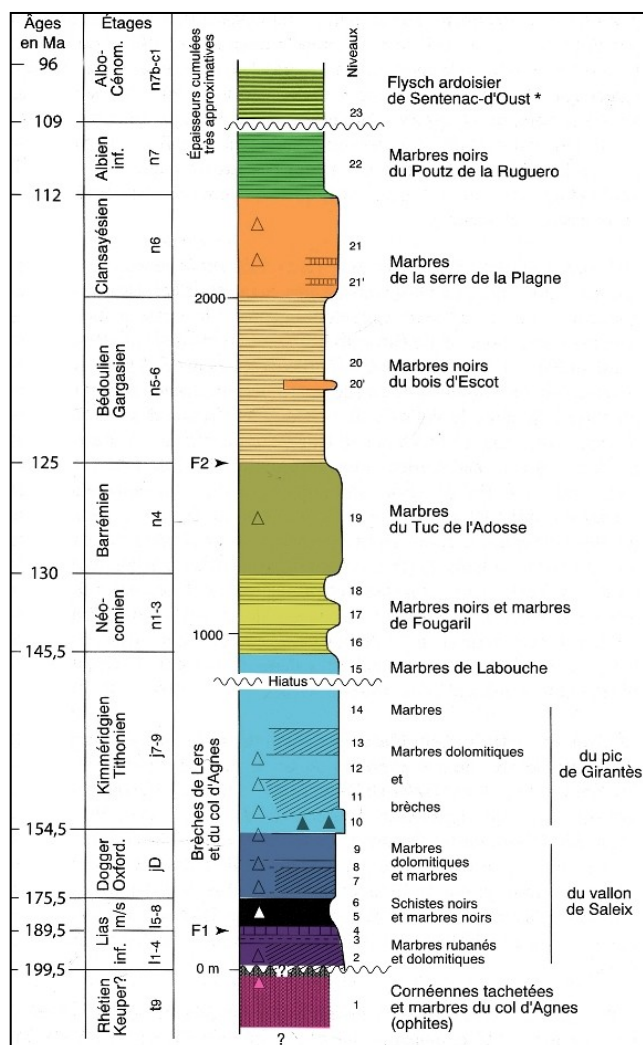
Elle est représentée par :

- les gneiss granulitiques de la partie inférieure du massif de Castillon et des écailles de Sentenac, des Plagnaux et des ports de Lherz et de Saleix (Roux, 1979 ; Azambre & Ravier, 1978 ; Vielzeuf, 1984) ;
- les gneiss migmatitiques de la partie supérieure du massif de Castillon (Roux *in* Barrouquère & al., 1977) et de l'écaille de Fougareux (Azambre *in* Ternet & al., 1997 ; Debroas *in* Colchen & al., 1997) ;
- les micaschistes de l'écaille de la Forêt d'Oust (Azambre *in* Ternet & al., 1997 ; Debroas *in* Colchen & al., 1997).

Les granulites représentent les témoins les plus profonds de la croûte continentale pyrénéenne (Croûte inférieure). Ces roches ont subi des transformations rétrogrades liées à l'aminicissement crustal post-hercynien et au métamorphisme pyrénéen (scapolitisation des plagioclases). Les mesures Rb/Sr sur deux couples biotite-roche totale du port de Saleix indiquent des âges de 93 et 81 Ma (Vielzeuf, 1984) qui correspondent respectivement à ceux des métamorphismes pyrénéen et fini-crétacé (Fig. 16).

## 3 - Les formations sédimentaires

Elles appartiennent à 4 séries successives qui affleurent dans le fossé ou à ses abords (Fig. 99).



La **série anté-rift** débute avec les calcaires et les argilites évaporitiques du Trias moyen et supérieur auxquels sont associées des ophites, se poursuit avec vingt formations calcaires, dolomitiques et marneuses du Jurassique (Fig. 193, p. 118) et du Crétacé inférieur et s'achève avec les marnes noires de l'Albien inférieur.

La **série syn-rift** correspond aux pélites noires et aux grès du Flysch noir albien moyen à cénomanien inférieur qui sont conservés localement, près de Sentenac d'Oust, entre le sommet de la série précédente et la base des gneiss du massif de Castillon dont il est séparé par des failles.

La **série post-rift** est constituée par les calcarénites grises, les pélites sombres et les brèches du Flysch à fucoïdes turonoconiacien. Elle affleure de part et d'autre du fossé sur les anciennes zones d'érosion albiennes soit au nord, près de Ercé sur le massif des Trois-Seigneurs, soit au sud près d'Esbints, de Sérac d'Ustou, d'Aulus et de Vicdessos dans les écailles bordières de la haute chaîne primaire verticalisées le long de la faille nord-pyrénéenne.

**Figure 99 - Constitution des séries anté et syn rift du fossé d'Aulus (d'après Debroas *in* Colchen & al., 1997 ; âges d'après Gradstein & al., 2004).**



La **série post-inversion structurale**, discordante, correspond aux nouvelles « **Brèches des Coumettes** ». Très localisées, elles sont représentées par les brèches, les grès conglomératiques lherzolitiques, les grès calcaires et les micrites à stratification et lamines subhorizontales qui remplissent une douzaine de cavités verticales ouvertes à la surface des Brèches de Lherz, de celles du Col d'Agnes et de la lherzolite (Fig. 100 et 101).

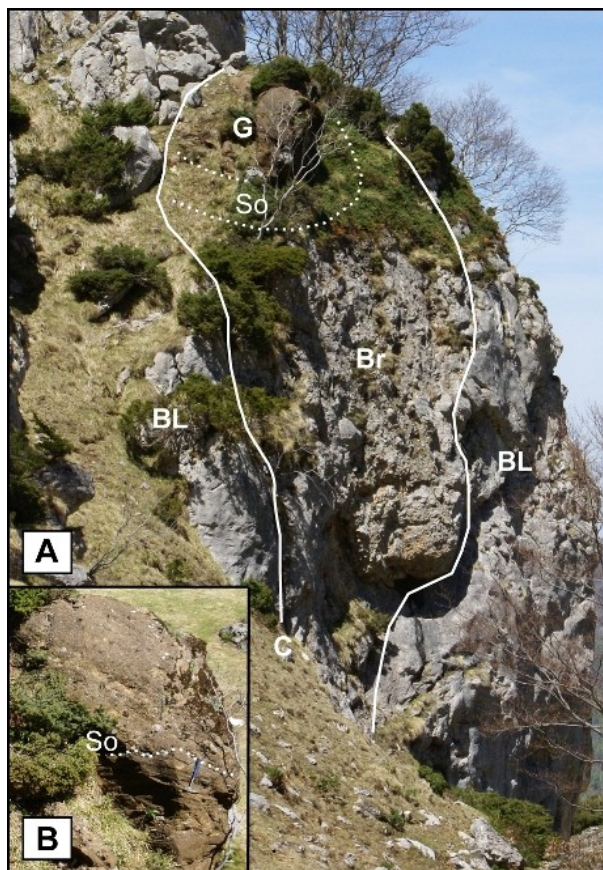
**Fig. 100 - Puits karstique vertical du ravin de Plagnole (CB 3 in Debroas & al. 2010b).**

**A - Vue générale de l'affleurement.**

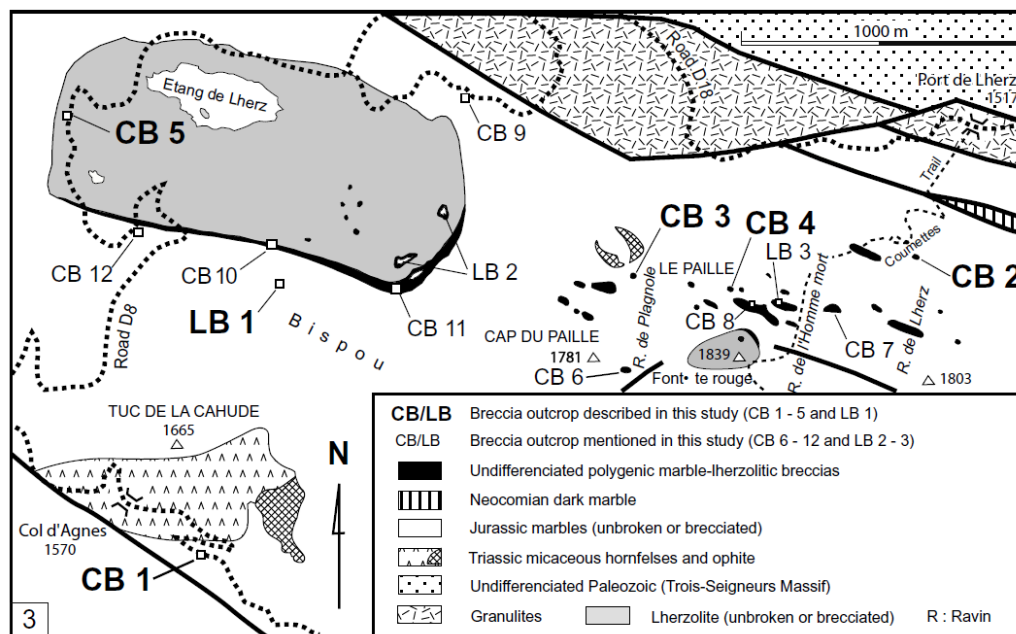
Remplissage de Brèches des Coumettes (Br: brèches à éléments de marbre en relief; S: grès conglomératiques stratifiés à débris lherzolitiques; So: stratification subhorizontale des grès; C: contact stratigraphique net avec l'encaissant).

Encaissant de Brèches de Lherz (BL: brèches marmoréennes et désorganisées à éléments non apparents).

**B - Stratification du remplissage de grès conglomératique lherzolitique** - So: surface de ravinement entre des grès laminés inférieurs et un banc de grès conglomératique massif supérieur.



A défaut d'être directement datées, elles ont enregistré au moins deux phases de sédimentation séparées par une phase d'érosion attestée par le remaniement des brèches de la phase 1 dans celles de la phase 2. De plus, certaines tectonisées pourraient être antérieures aux déformations pyrénéennes.



**Figure 101 - La dispersion des douze affleurements ponctuels des Brèches des Coumettes discordantes à la surface des Brèches de Lherz, des Brèches du col d'Agnes et de la lherzolite de l'étang de Lherz (Debroas & al., 2010b). Les trois affleurements visités lors de l'excursion sont CB 1 (J2.4e), CB 12 (J2.5d et e), CB 5 (J2.7).**

#### 4 - Les roches du magmatisme alcalin

Il se manifeste essentiellement pendant l'Albien, à deux niveaux et sous deux formes.

Des filons de pyroxénites à amphiboles et de hornblendites (lherzites) recoupent le manteau. Les compositions chimiques en éléments majeurs et traces de ces roches indiquent qu'elles correspondent à des cumulats cristallins formés à haute pression et haute température à partir de magma basaltiques alcalins. Un rééquilibrage chimique est intervenu entre les filons les plus minces ou la bordure des plus épais et les péridotites encaissantes. Les deux roches recoupent nettement la foliation pénétrative des lherzolites mais par contre elles sont diversement affectées par cette foliation. L'intrusion des hornblendites, moins déformées, paraît ainsi plus tardive que celle des pyroxénites à amphibole. Les âges de cristallisation des amphiboles compris entre 105 et 100 Ma correspondent à l'Albien supérieur. Ils coïncident avec l'ascension du manteau à travers la croûte continentale en cours d'amincissement pendant le rifting.

Des gabbros sont également conservés dans deux écailles pincées dans les accidents bordiers du fossé au sud (port de Saleix) et au nord (Plagnaux) ; ce dernier est daté de 109-107 Ma (Montigny & al., 1986) autrement dit de l'Albien moyen (Gradstein & al., 2004). Leurs minéraux magmatiques sont en partie remplacés par une paragenèse liée au métamorphisme pyrénéen et contrôlée par un réseau de fractures.

#### 5 - Les roches du métamorphisme pyrénéen

Ce métamorphisme a affecté les lherzolites, les granulites, l'ensemble des séries anté- et syn-rift ainsi que les ophites triasiques et les gabbros albiens dans des conditions de haute température et de basse pression. Il est antérieur à contemporain de la déformation ductile des marbres jurassiques et de la schistosité des marbres crétacés. Pour des pressions de l'ordre de 1,5 à 2 kbar, ses températures ont été estimées voisines de 550° dans les cornéennes tachetées du Trias supérieur, de 500 à 460° dans les métapélites du Lias supérieur et de 450° dans les métapélites de l'Aptien-Albien inférieur. Localement, la température a même pu atteindre 600° dans le Lias supérieur à proximité et au contact de la lherzolite de Fontête rouge (respectivement quartzite à sillimanite et amphibolites plagifères à diopside). Des datations par diverses méthodes ont été effectuées sur les cornéennes micacées du Trias [Montigny & al., 1986: 93 +/- 3 Ma ; 17 : 98 +/-2 Ma], sur une métaophite [Montigny & al., 1986 : 93 +/-5 Ma] et sur la matrice des brèches de la cheminée du col d'Agnes [Golberg & Malusky, 1988: 95 +/-2 Ma et 96 +/-5 Ma]. Ces datations indiquent donc un âge de la culmination du métamorphisme pyrénéen qui est compris entre 98 +/-2 Ma et 93 +/-3Ma c'est-à-dire compris entre le début du Cénomaniens et la fin du Turonien, et que l'on peut donc qualifier de « cénomano-turonien » (Gradstein & al., 2004).

#### 6 - Les roches du métamorphisme finicrétacé

Il affecte seulement le Flysch à fucoïdes turono-coniacien des écailles bordières de la haute chaîne (Esbints, Sérac d'ustou, Aulus, Vicdessos). Son âge, nécessairement postérieur au Coniacien, est d'environ 80 Ma à Vicdessos (Montigny & al., 1986), soit du début du Campanien moyen (Gradstein & al., 2004). Il coïncide donc localement avec le début de l'inversion de la faille nord-pyrénéenne et régionalement avec le début de l'activité du chevauchement frontal nord pyrénéen qui est enregistré par plusieurs discordances des sédiments continentaux du Maastrichtien et du Vitrolien.

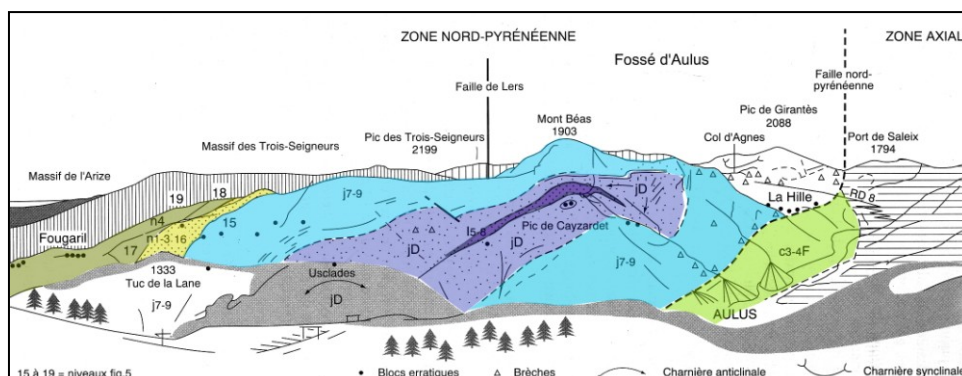
#### 7 - La structure actuelle

Elle est principalement caractérisée par la verticalité de ses accidents bordiers jalonnés par les écailles de gneiss granulitiques qui le séparent du massif primaire nord-pyrénéen des Trois-Seigneurs (col Dret, port de Lherz) et de la zone axiale primaire (port de Saleix) et par son découpage transverse en quatre segments bien distincts (Fig. 98). D'ouest en est, ce sont :

- 1 - les gneiss granulitiques et migmatitiques du massif de Castillon ;
- 2 - l'écaille de Flysch noir ardoisier de Sentenac puis les grands plis des marbres éocréta-cés et jurassiques de l'anticlinal du Mirabat, du synclinal du bois d'Escot, des anticlinaux du tuc de l'Adosse et du pic de Cayzardet (Fig. 102) ;

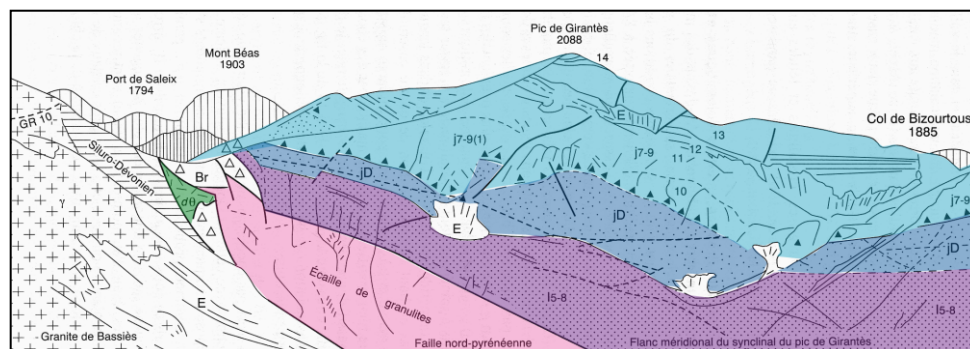
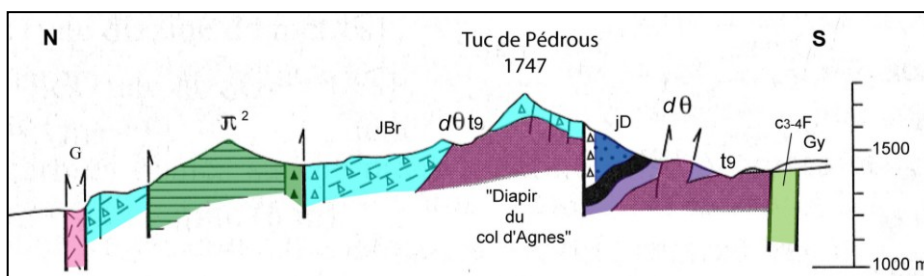
3 - l'original et étroit segment transversal du col d'Agnes à l'étang de Lherz où les marbres jurassiques sont affectés par les températures les plus chaudes du métamorphisme pyrénéen, presque entièrement détrutturés par la bréchification (Brèches de Lherz) et traversés par les lherzolites, au nord, et le diapir du col d'Agnes, au sud (Fig. 103) ;

4 - les marbres jurassiques non bréchifiés du synclinal du pic de Girantès (Fig. 104 et 105) et des anticlinaux du vallon de Saleix et du pic de Gréoula.



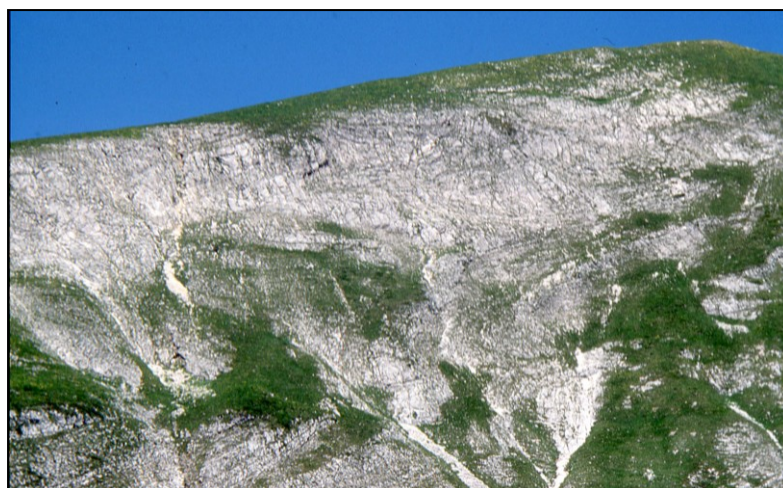
**Figure 102 -**  
**L'anticlinal du Pic**  
**de Cayzardet vu de**  
**Guzet-Neige**  
**(d'après Debroas in**  
**Ternet & al., 1997 ).**

**Figure 103 - Extension**  
**réduite des marbres**  
**jurassiques bréchifiés**  
**entre la lherzolite  $\pi^2$**   
**et le Trias t9 associé à**  
**l'ophite d $\theta$  (d'après**  
**Debroas in Ternet &**  
**al., 1997).**



**Figure 104 - Le**  
**flanc sud du syn-**  
**clinal de Pic de**  
**Girantès et la**  
**Faille nord-**  
**pyrénéenne au**  
**Port de Saleix**  
**vus de la Plaine de**  
**Roc Nègre (d'après**  
**Debroas in Ternet**  
**& al., 1997).**

**Figure 105 - Déformation**  
**souple des marbres**  
**jurassiques non bré-**  
**chifiés sur le versant**  
**sud-ouest du**  
**Pic de Girantès**





## 8 - Les Brèches de Lherz

Les brèches de l'étroit segment transversal col d'Agnes - étang de Lherz ou « Brèches de Lherz » *ss* se distribuent approximativement dans deux domaines géographiquement et structurellement distincts mais qui se recouvrent en partie au sud de l'étang de Lherz :

- au nord, le domaine des Brèches de Lherz *ss* qui peuvent renfermer des débris de lherzolite, enveloppe les massifs de lherzolite (de l'étang de Lherz à la forêt de Freychinède) ;
- au sud, le domaine des Brèches du col d'Agnes qui ne renferment pas de lherzolite, enveloppe le Trias moyen-supérieur et les ophites du diapir du col d'Agnes (Fig. 106).

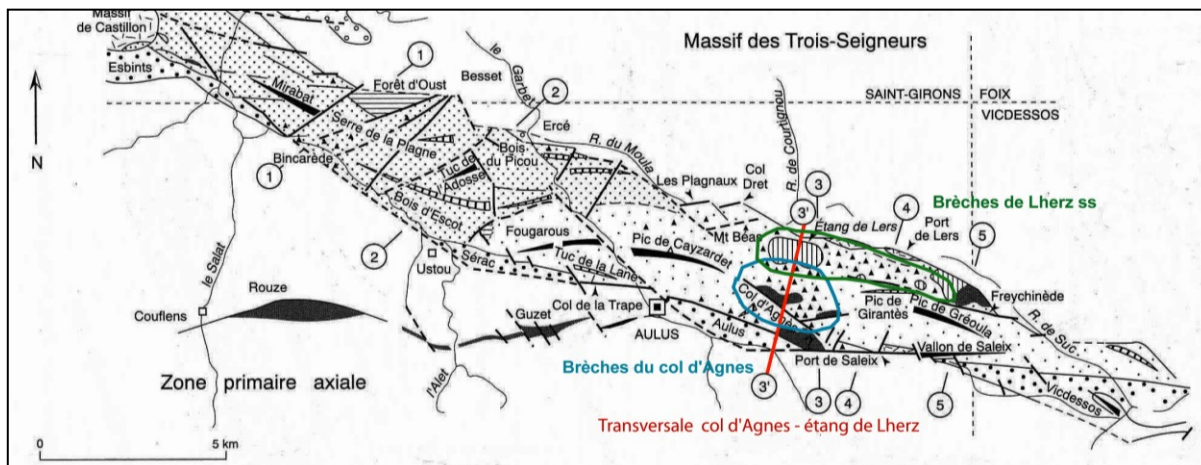


Figure 106 - Extension schématique des Brèches de Lherz dans le fossé d'Aulus

Les **Brèches de Lherz *ss***, aux éléments de lherzolite et de marbre associés en proportion variable (de 100% de marbre à 100% de lherzolite) et sous des faciès variés, sont les plus célèbres et les plus discutées. Elles sont en effet le principal témoin de la mise en place des lherzolites dans les marbres jurassiques puis de leur exhumation. Ainsi, depuis la fin du XIX<sup>e</sup> siècle, de très nombreuses interprétations ont tenté de rendre compte de ces deux derniers stades d'évolution. Elles appartiennent très schématiquement à deux grandes conceptions aux nombreuses variantes successives.

Pour la première, les Brèches de Lherz sont des brèches sédimentaires postérieures à l'exhumation des lherzolites. Mais, selon les auteurs, elles seraient soit antérieures à l'inversion structurale du fossé d'Aulus et marines d'âge jurassique (Lacroix, 1894), albien (Lagabrielle & Bodinier, 2008 ; Lagabrielle & al., 2010) ou méso à supra-crétacé (Hall & Bennett, 1979), soit postérieures à l'inversion structurale et marines d'âge paléocène (Peybernès & al., 2001) ou bien continentales et d'âge éocène (Choukroune, 1973 ; 1976 ; Meurisse, 1974). Les structures invoquées en faveur de ces origines sédimentaires sont :

- des stratifications et lamines (Choukroune, 1973 ; 1976 ; 1980 ; Peybernès & al., 2001 ; Lagabrielle & Bodinier, 2008 ; Lagabrielle & al., 2010) ;
- des contacts sédimentaires avec la lherzolite et les marbres (Lacroix, 1894 ; Choukroune, 1973 ; 1976 ; Lagabrielle & Bodinier, 2008) ;
- des coulées de débris chenalisées (Peybernès & al., 2001 ; Lagabrielle & Bodinier, 2008 ; Lagabrielle & al., 2010) ;
- des faciès d'ophicalcite (Lagabrielle & Bodinier, 2008).

Pour la seconde conception, les Brèches de Lherz sont des cataclasites contemporaines de la mise en place des lherzolites solides dans les marbres, du diapirisme et du métamorphisme pyrénéen. Elles résulteraient de la « tectonique » (Lacroix, 1900), d'« explosions gazeuses » (Ravier, 1959 ; Avé Lallemant, 1967), de « désagrégation mécanique » (Conquéré, 1978), de « déshydratation » (Hall & Bennett, 1979), de « trempe » (Minnight & al., 1980a ; 1980b) et/ou de « fracturation hydraulique » (Debroas & al., 1977 ; Golberg, 1987 ; Dauteuil & al., 1987 ; Debroas *in* Ternet & al., 1997). Les principaux arguments avancés à l'appui de ces origines cataclastiques sont :

- la conservation de la structure initiale des roches bréchifiées à divers stades de déstructuration qu'il s'agisse de la stratification des marbres (Lacroix, 1900 ; Avé Lallemant, 1967 ; Debroas *in* Ternet & al., 1997) ou bien du litage de la lherzolite (Conquéré, 1978) ce qui leur confère un faciès de « brèches organisées » monogéniques respectivement marmoréenne ou lherzolitique (Debroas *in* Ternet & al., 1997, fig. 8 : JBr et  $\pi^2$ Br) ;

- l'association de ces « brèches organisées » avec des « brèches inorganisées » monogéniques marmoréennes ou lherzolitiques dont les éléments non jointifs flottent dans une matrice de même nature (Debroas *in* Ternet & al., 1997, fig. 8 : BrJ et Br $\pi^2$ ) ;

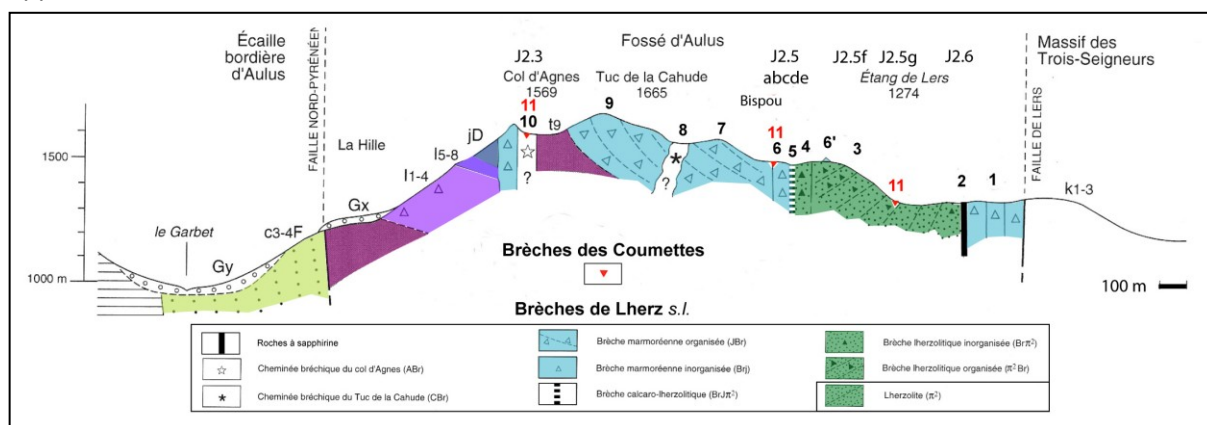
- le développement au voisinage des contacts entre les brèches monogéniques de « brèches calcaro-lherzolitiques » polygéniques aux faciès très variés (Ravier, 1959 ; Debroas *in* Ternet & al., 1997, fig. 8 : BrJ $\pi^2$ ) ;

- la présence d'une brèche monogénique de fracturation hydraulique aux épontes de la « cheminée » verticale d'échappement de fluide qui a recoupé les marbres du col d'Agnes vers 95 Ma (Golberg, 1987 ; Golberg & Maluski, 1988).

L'ensemble de ces caractères et en particulier la similitude des faciès de la brèche de fracturation hydraulique avec ceux des « marbres bréchiques que l'on rencontre abondamment dans la région de Lherz » (Golberg, 1987, p. 169] a conduit à assimiler en totalité les Brèches de Lherz à un complexe de fracturation hydraulique (Debroas, 1996 ; *in* Ternet & al., 1997).

Aujourd'hui, l'origine cataclastique des brèches lherzolitiques du massif de l'étang de Lherz (Conquéré, 1978) est la seule unanimement admise. Néanmoins, pour de nombreux auteurs des brèches sédimentaires et cataclastiques coexisteraient dans des proportions variables non précisées (Debroas & al., 1977 ; Conquéré, 1978 ; Debroas & al. *in* Solé Sugranès & Souquet, 1980 ; Dau-teuil & al., 1988 ; Lagabriele & Bodinier, 2008 ; Vielzeuf & Kornprobst, 1984 ; Viéville, 1983). Cette opinion a été récemment vérifiée par la mise en évidence de l'ensemble sédimentaire discordant des « Brèches des Coumettes » qui a enfin permis de préciser les caractères et l'extension relative des cataclasites et des sédiments (Fig. 101 et 107 ; Debroas & al., 2010a, b et c).

Ainsi, sur la transversale du col d'Agnes à l'étang de Lherz, il est actuellement possible de distinguer au moins 11 grands ensembles bréchiques juxtaposés et/ou superposés. Les dix premiers ensembles correspondent à diverses cataclasites formées aux dépens des marbres jurassiques et de la lherzolite, le onzième correspond aux Brèches des Coumettes sédimentaires, discordantes et très localisées (Fig. 107). Sous quelques petits placages discordants de Quaternaire et entre des contacts apparemment redressés, ce sont :



1 - la lame verticale de brèches marmoréennes monogéniques organisées qui sont au contact du massif des Trois-Seigneurs ;

2 - les brèches à éléments de roches à sapphirine, d'amphibolites et de cornéennes micacées qui sur près de 500m de long sur quelques dizaines de mètres de large frangent le contact nord de la lherzolite (Monchoux, 1970 ; 1972) (J2.6);

3 - les brèches lherzolitiques monogéniques et organisées ("bancs bréchiques"), à pendage sud, ou les brèches lherzolitiques monogéniques et inorganisées et les brèches calcaro-lherzolitiques que F. Conquéré (1978) a cartographié en détail dans le massif de lherzolite de l'étang ou, hors de la coupe, à sa surface où elles sont surmontées de brèches marmoréennes inorganisées (LB 2, et 6' Fig. 107);

4 - une lame verticale de brèches lherzolitiques monogéniques recoupant les bancs bréchiques précédents et enveloppant la moitié sud-orientale du massif de lherzolite (J2.5a1) ;

5 - une lame verticale complexe de brèches calcaro-lherzolitiques polygéniques et inorganisées aux faciès très variables (99% lherzolite à 99% de marbres ; J2.5a2, c et d) ;

6 - une lame verticale complexe et discontinue de brèches marmoréennes monogéniques inorganisées (J2.5a3, c et d) et 6', un témoin des mêmes brèches, conservé ponctuellement à la surface de la lherzolite ;

7 - les brèches marmoréennes monogéniques organisées à pendage nord ou très variable (J2.5a, c et d) déjà représentées par H.G. Avé Lallemant (1968) et formées aux dépens des marbres du Jurassique moyen et supérieur ;

8 - trois cheminées subcirculaires de 20 à 200 m de diamètre occupées de brèches inorganisées polygéniques qui percent à travers les brèches précédentes au nord du tuc de la Cahude et qui ramènent à leur niveau des débris de marbres variés et de schistes noirs liasiques (mais qui pourraient également correspondre à des puits remplis de Brèches des Coumettes) ;

9 - les brèches du col d'Agnes qui entourent le diapir du col d'Agnes, mais dont les caractères demandent encore à être précisés (J2.4d) ;

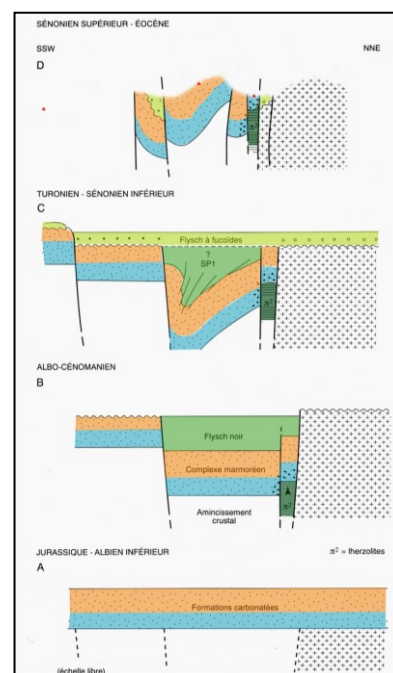
10 - les brèches de fracturation hydraulique et d'échappement de fluide de la cheminée du col d'Agnes caractérisée par sa zonation concentrique verticale décrite et datée d'environ 95 Ma par J.-M. Golberg et al. (1986) et J.-M. Golberg (1987) (J2.4c);

11 - les Brèches des Coumettes dont les strates et lamines gréseuses subhorizontales montrent qu'il s'agit de sédiments discordants sur les Brèches du Col d'Agnes (J2.4e), sur celles de Lherz (J2.5b et c) et sur la lherzolite (J2.5g), et qu'ils sont donc postérieurs à l'inversion structurale fini-crétacée du fossé d'Aulus.

## 9 - L'évolution structurale

Les structures du fossé d'Aulus résultent successivement de son effondrement à partir de l'Albien moyen au milieu de la plateforme carbonatée antérieure puis de son inversion au cours de deux déformations majeures, la première d'âge céno-manien à sénonien inférieur alors qu'il est encore enfoui sous une couverture de Flysch à fucoïdes, et la seconde d'âge sénonien supérieur au cours de son extrusion à travers sa couverture (Fig. 108). Après les érosions consécutives à cette inversion structurale, des sédiments continentaux, les « Brèches des Coumettes » se déposent encore localement en discordance sur les Brèches de Lherz et sur la lherzolite.

**Figure 108 - Les quatre étapes principales de l'évolution structurale du fossé d'Aulus sur la transversale de la vallée du Garbet à l'ouest d'Aulus.**  
A : anté-rift ; B : syn-rift ; C : post-rift ; D : post-inversion.  
(D'après Debroas in Ternet & al., 1997 )





## Arrêt J2.1 - Les schistes noirs à biotite de l'Albo-Cénomanién

### Localisation

L'affleurement est situé dans le talus nord de la RD 17, 1000m à l'est de Sentenac d'Oust (Fig. 97) et au niveau du départ d'un chemin privé fermé par un portail. Stationnement limité sur le bas côté opposé.

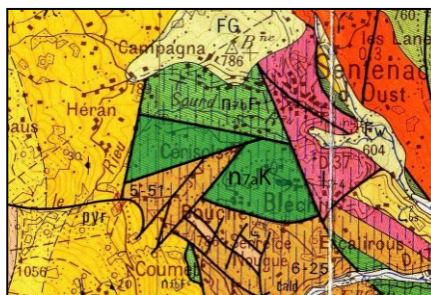
### Intérêts

(1) Les sédiments « albo-cénomaniens » du fossé d'Aulus (Fig. 98 et 99) sont affectés par le métamorphisme pyrénéen mésozonal et la schistosité S1 associée.

(2) La similitude des transformations et déformations de ces sédiments « albo-cénomaniens » et de ceux « albo-aptiens » qui constituent le sommet de leur substratum antérift (J2.2).

### Rappel historique

Après avoir été longtemps attribués à des schistes ordoviciens granitisés, c'est le faciès ardoisier de ces schistes et leurs lits de grès fins ou leurs conglomérats à gros éléments cristallins qui ont conduit à les attribuer au flysch cénomanien (Thiébaud, 1959) puis albo-cénomanién (Castéras et Souquet, 1968 ; Lanau, 1971) et enfin au Flysch ardoisier albién supérieur (Souquet & al., 1976). Ces schistes sont conservés dans un petit témoin (env. 800x150m, Lanau, 1971) aux affleurements médiocres qui est recouvert de dépôts fluvio-glaciaires discordants du Quaternaire au nord et tectoniquement coincé entre les gneiss du Massif de Castillon à l'ouest et le granite d'Ercé à l'est et les marbres noirs albo-aptiens au sud (Fig. 109).



**Figure 109 - Position structurale et extension révisée du Flysch noir ardoisier de Sentenac (50 000 Saint-Girons modifié)**

### Données stratigraphiques et sédimentologiques

L'affleurement expose des couches tabulaires peu épaisses, peu pentées et assez altérées. Il s'agit de schistes sombres à biotite qui alternent avec de minces bancs de grès fins brunâtres (Fig. 110).



**Figure 110 - Vue partielle de l'affleurement de Flysch noir ardoisier de Sentenac d'Oust.**

Un tel faciès s'accorde avec l'attribution de ces schistes au Flysch noir ardoisier albo-cénomanién bien qu'ils n'aient pas livré de fossiles.

De plus, les biotites orientées par la S1 (visibles à l'œil nu à la surface des échantillons ou au microscope en lame mince) montrent que ce flysch a bien subi le même métamorphisme et la même déformation que son substratum albo-aptien (J2.2). Un affleurement de Flysch noir voisin renferme également un niveau carbonaté transformé en marbre à scapolite affecté par la même schistosité de flux S1.

## Arrêt J2.2 - Les marbres noirs à biotite de l'« Albo-Aptien »

### Localisation

L'affleurement est situé en bordure de la RD 3, à 2 km au sud de Seix (Fig. 97). Il correspond à la carrière abandonnée située face au pont sur le Salat qu'emprunte le chemin montant vers les hameaux d'Esteyches et de Coumechaude (Fig. 111). Les blocs placés au bord de la route permettent d'observer facilement les roches exploitées.



Figure 111 - L'ancienne carrière de marbre noir

### Intérêts

(1) Les sédiments « albo-aptiens » qui occupent la moitié occidentale du fossé d'Aulus (Fig. 98 et 99), sont affectés par le métamorphisme pyrénéen mésozonal et la schistosité S1 associée.

(2) La similitude des transformations et déformations des sédiments « albo-aptiens » et ceux « albo-cénomaniens » qui constituent de leur couverture syn-rift (J2.1).

### Rappel historique

Les roches noires, compactes et très dures qui étaient exploitées dans cette carrière sont l'un des terrains attribués au « Calcaire primitif » par les premiers géologues pyrénéens (de Charpentier, 1823). C'est à peu près à leur niveau, au contact avec les marbres blancs voisins que Jean de Charpentier avait signalé un nouveau minéral : la « Couzeranite ». Mais, près 70 ans plus tard, en 1896, Alfred Lacroix a montré qu'il s'agissait en réalité d'une simple variété de dipyre de teinte noire (Fig. 112). Ces roches qui étaient traditionnellement qualifiées de « cornéennes » à cause de leur caractère compact et de leur dureté, correspondent à l'« Albien » des cartes géologiques au 1/80 000. L'appellation de « cornéennes » est inappropriée, car malgré leur manque de fissilité, ces roches sont affectées par une schistosité contemporaine du métamorphisme pyrénéen qui a été décrite et illustrée au sud de Seix (Ravier, 1959).



Figure 112 - Cristaux de « Couzeranite »

### Données stratigraphiques

Ces roches se rattachent cartographiquement aux « Marbres noirs du Bois d'Escot » (n5-6, Fig. 113) qui renferment encore des « fantômes » d'orbitolines à leur base.

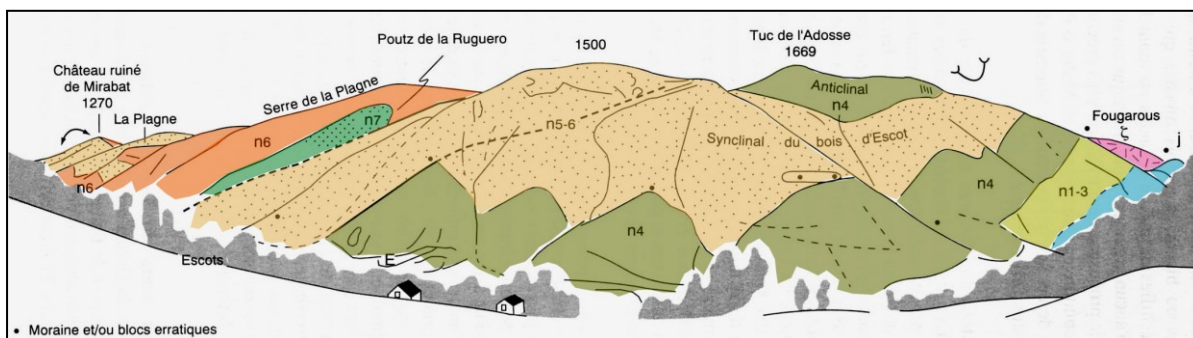


Figure 113 - Les puissantes formations éocènes du fossé d'Aulus sur la rive droite de l'Alet (d'après Debroas in Ternet & al., 1997). Les « Marbres noirs du Bois d'Escot » d'âge aptien, notés n5-6, correspondent au prolongement oriental de ceux observés dans la carrière de la vallée du Salat. Leur épaisseur est de l'ordre de 400 à 500 m. Légende et coupes correspondantes fig. 99 et 115.



Par leur lithologie, leur épaisseur et leur position lithostratigraphique ces marbres noirs sont les équivalents métamorphiques des formations marneuses fossilifères de l'Aptien connues sous les noms de « Marnes à *Deshayesites* » et « Calcschistes intermédiaires » (Peybernès, 1976).

### Données sédimentologiques

Le caractère massif, non ou mal stratifié, de ces anciennes marnes est également bien visible dans la carrière. Il permet de les distinguer des pélites du Flysch noir qui à l'inverse sont toujours bien stratifiées (J1 et J2.1).

### Données pétrographiques

Ces roches à l'apparence de cornéennes sont en fait des marbres noirs ou gris sombre à grain fin ou très fin, souvent pyriteux et dont l'altération donne des terres noires parfois ferrugineuses. Leur paragenèse caractéristique associe calcite + plagioclase + biotite + muscovite +/- quartz +/- pyrite. Elle est apparue sous une température de l'ordre de 450° et une pression de 1,5 à 2 kbar (Azambre *in* Ternet & al., 1997)

### Données structurales

Bien que non fissiles ces marbres noirs sont affectés par une schistosité de flux parfois à l'origine d'une linéation visible à l'œil nu (Fig. 114). Cette schistosité correspond à la première schistosité pyrénéenne régionale S1. Elle est donc contemporaine du métamorphisme pyrénéen d'âge céno-mano-turonien.



Figure 114 - Linéation soulignée par l'alignement des fins cristaux de pyrite dans le marbre noir

Elle est également contemporaine de la première phase de plissement conformément à son développement dans la charnière du synclinal du Bois d'Escot (Fig. 115).

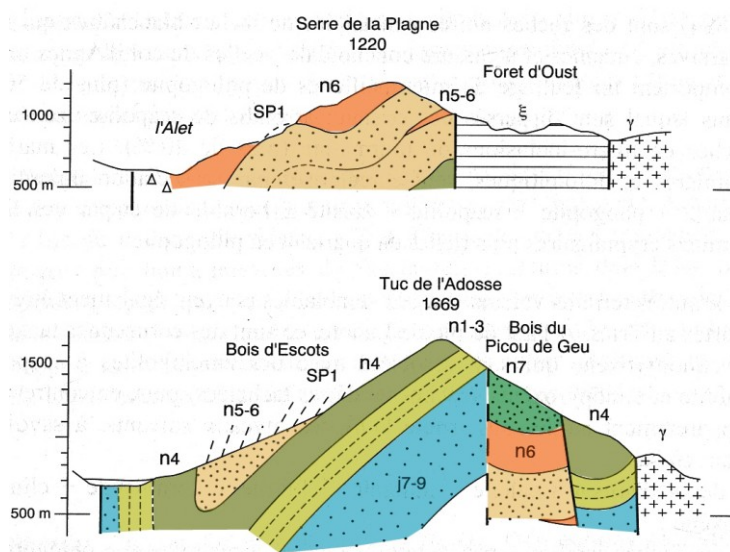
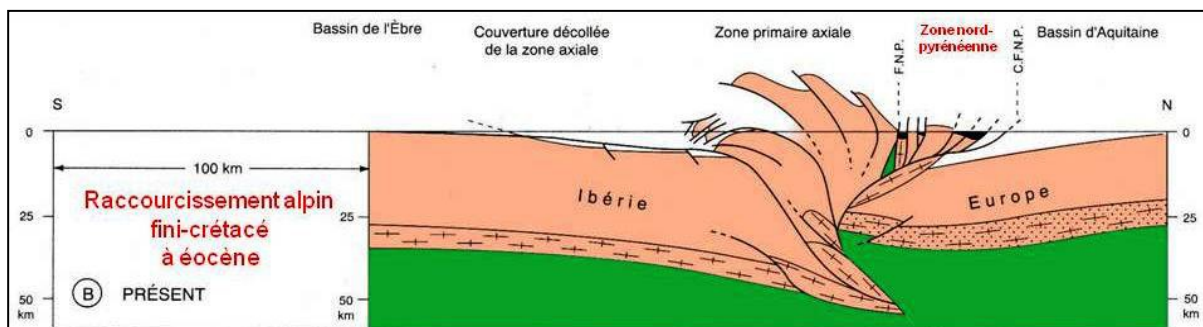


Figure 115 - Structure et épaisseur des formations éocènes du fossé d'Aulus (D'après Debroas *in* Ternet & al., 1997). Noter que la schistosité de flux SP1 des Marbres noirs aptiens n5-6 est parallèle au plan axial du synclinal du Bois d'Escot et donc qu'elle est à la fois contemporaine du métamorphisme pyrénéen et de la formation de ce pli. Légende : ζ : Gneiss de Fougareux ; ξ : Micascistes de la forêt d'Oust ; γ : Granite d'Ercé ; j7-9 : Marbres de Labouche (Kimmeridgean et Tithonien) ; n1-3 : Marbres noirs et marbres de Fougareux (Néocomien) ; n4 : Marbres du Tuc de l'Adosse (Barrémien) ; n5-6 : Marbres noirs du Bois d'Escot (Bédoulien-Gargasien) ; 6 : Marbres de la Serre de la Plagne (Clansayésien) ; 7 : Marbres noirs du Poutz de la Ruguère (Albien inf.).



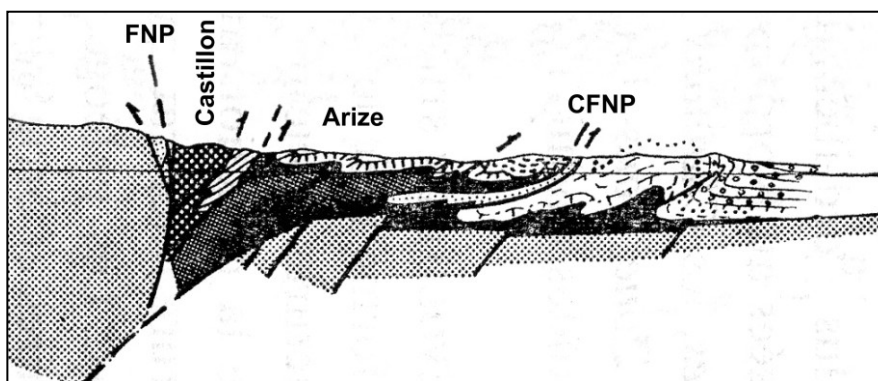
## Informations supplémentaires

Cet arrêt dans la haute vallée du Salat est placé sur le tracé même du profil ECORS Pyrénées. Ce profil du Programme « Etude des Continents et des Océans par Réflexion Sismique » a été réalisé en 1985 (cf notice Aulus) et son interprétation a permis d'entrevoir la structure profonde complexe de la chaîne (Fig. 116).

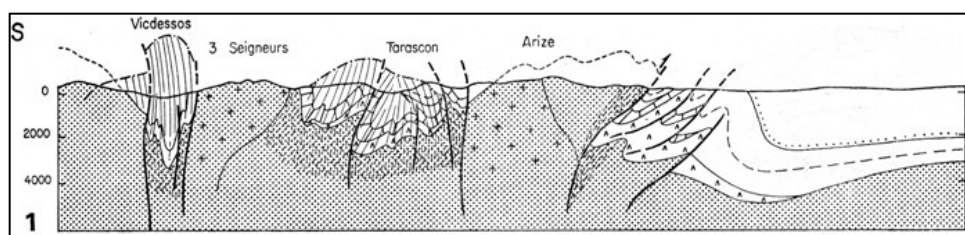


**Figure 116 - L'allochtonie de la zone nord-pyrénéenne sur le bord méridional de la plaque Europe établie par le profil ECORS (Choukroune & ECORS team, 1989 ; Roure & al., 1989).**

C'est donc l'occasion de rappeler que ce profil ECORS a également conduit à vérifier, très implicitement, l'interprétation de l'allochtonie de la zone nord-pyrénéenne sur le bord méridional du bassin d'Aquitaine qui avait été proposée une dizaine d'années plus tôt (Souquet & al., 1975 ; 1977 ; Fig. 117). Il est vrai qu'à l'époque cette allochtonie avait été présentée comme une « interprétation ultranappiste » dont il était prédit que les « excès analogues à ceux de L. Bertrand » seraient vite oubliés (Choukroune & Mattauer, 1978). A la même époque, les auteurs de cette opinion enracinaient encore les massifs nord-pyrénéens sur place conformément à l'interprétation autochtoniste de la chaîne de fond proposée par M. Casteras 40 ans plus tôt (Fig. 118).



**Figure 117 - L'interprétation allochtoniste de la zone nord-pyrénéenne charriée sur le bord de la plaque Europe (Souquet & al., 1975 ; 1977).**



**Figure 118 - L'interprétation autochtoniste de la zone nord-pyrénéenne enracinée sur place (Choukroune, 1976).**

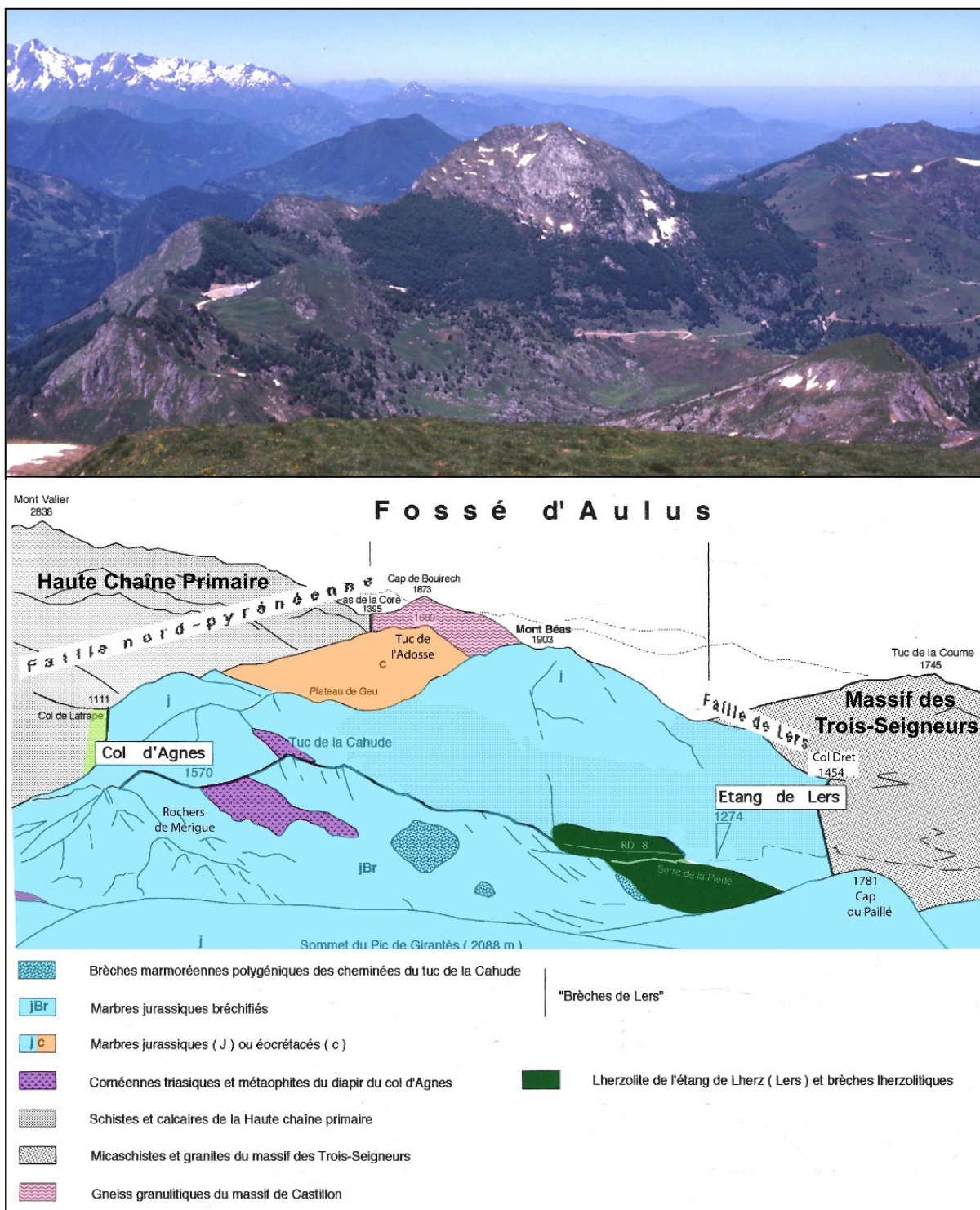


Figure 119 - Le fossé d'Aulus vu du sommet du Pic de Girantès

## Arrêt J2.3 - Le panorama sur la transversale Col d'Agnes-Etang de Lherz

### Localisation

Le point de vue sur ce panorama correspond au sommet du Tuc de la Cahude (1665m) qui est situé à 250m au NE du col d'Agnes (1570 m). Une courte marche par les pelouses de ses pentes sud-orientales permet de l'atteindre facilement (environ 1200 m aller-retour ; Fig. 123, p. 79).

### Intérêt

Bien qu'il soit moins vaste que celui du sommet du Pic de Girantès (2088m ; fig. 119 ; Debroas, 1999), ce panorama permet de présenter les caractères qui font toute l'originalité de ce segment du fossé d'Aulus :

- sa faible largeur d'environ 3000m ;
- ses failles bordières verticales nord-pyrénéenne et de Lherz ;
- la juxtaposition du diapir du col d'Agnes et du massif de lherzolite de l'étang de Lherz enveloppés par les marbres jurassiques entièrement bréchifiés sous des faciès variés ;
- sa position intermédiaire entre des formations anté-rift peu ou pas bréchifiées et plissées de l'anticlinal du Pic de Cayzardet que le Mont Béas cache à l'ouest (Fig. 120), et du synclinal du Pic de Girantès, visible à l'est (Fig. 121) distantes d'environ 3000m

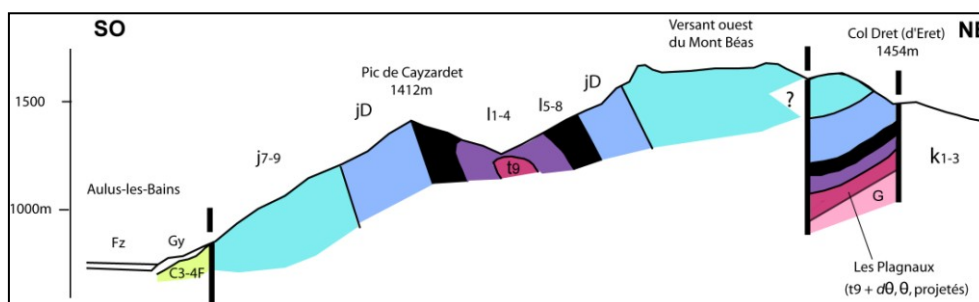


Figure 120 - L'anticlinal du Pic de Cayzardet à l'ouest de la transversale.

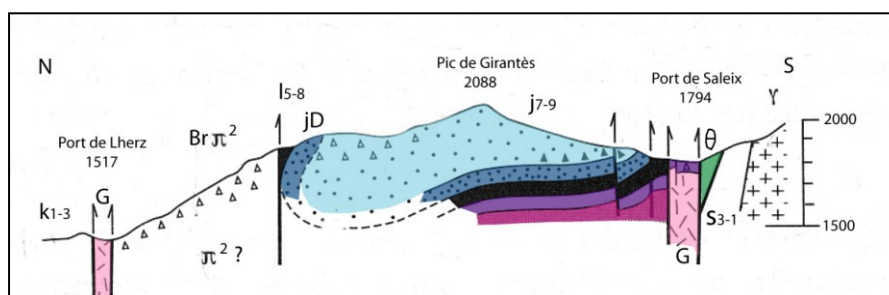


Figure 121 – Le synclinal du Pic de Girantès à l'est de la transversale.

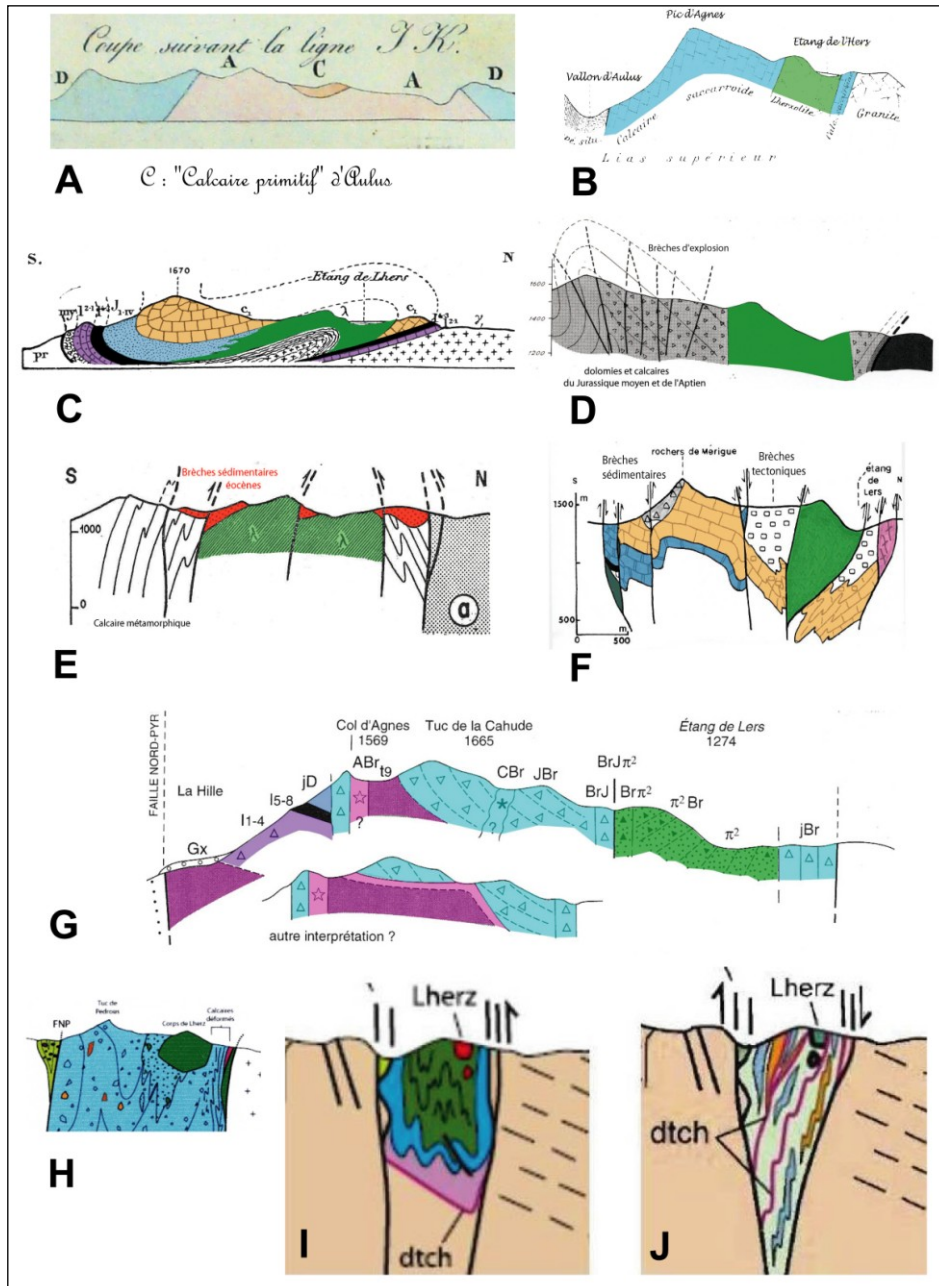
### Rappel historique sommaire

Depuis la première coupe géologique de J. de Charpentier (1823), il y a près de deux siècles, la stratigraphie et la structure de cette transversale ont fait l'objet d'assez nombreuses interprétations. Les coupes proposées fournissent une illustration significative quelques étapes essentielles de l'évolution des conceptions. (Fig. 122).

Les marbres initialement considérés comme le « Calcaire primitif » (« C » Fig. 122) ont ensuite été attribués au secondaire métamorphique. La lherzolite a été découverte ici même en 1787 par Claude-Hugues Lelièvre et nommée « Pierre de Lherz » par Jean-Claude de la Métherie en 1797. Au cours du XIXème siècle et jusqu'à la moitié du XXème, elle a été considérée comme une roche magmatique intrusive dans les « calcaires saccharoïdes » (Mussy, 1870) et les brèches qui l'accompagnent



comme des brèches de cheminée volcanique (Cordier *in* d'Orbigny, 1868). Les travaux de A. Lacroix (1894, 1900) ont confirmé cette origine magmatique et ouvert un débat toujours d'actualité sur l'origine sédimentaire ou mécanique des brèches. Au début du XXème, la lherzolite a été un temps considérée comme une roche métamorphique formée par la transformation des dolomies jurassiques au contact de granite (Longchambon, 1912). Au milieu du XXème, sa mise en place est comparée à celle des kimberlites et liée à des « brèches d'explosion » (Ravier, 1959) puis son origine mantellique et sa mise en place à l'état solide sous forme d'écaïlles tectonique est enfin établie (Avé Lallemant, 1967). Depuis cette dernière interprétation de sa mise en place a été remise en question à deux reprises sur la foi de l'attribution des Brèches de Lherz à des sédiments éocènes continentaux (Choukroune, 1973 et 1976) ou albiens marins (Lagabrielle & Bodinier, 2008).



**Figure 122 - Diverses conceptions de la coupe transversale col d'Agnes - étang de Lherz.**

A : de Charpentier (1823) ; B : Mussy (1870) ; C : Longchambon (1912) ; D : Avé Lallemant (1967) ; E : Choukroune (1973) ; F : Viéville (1983) ; G : Debroas *in* Ternet & al. (1997) ; H : Clerc (2008) ; I : Lagabrielle & al. (2010) ; J : Clerc & al., 2012).

## Arrêt J2.4 - Les diverses brèches au contact du diapir du col d'Agnes

### Localisation des affleurements et des principaux sites d'observations

Au pied même du Tuc de la Cahude, dans le talus de la RD 8f à l'est du col d'Agnes qui offre de très bons affleurements pratiquement ininterrompus. Ils permettent des observations sur plus de 300m de long et sur une hauteur d'une cinquantaine de mètres. Les observations s'effectueront en descendant du col vers les lacets, et se focalisant plus particulièrement sur les cinq principaux constituants de l'affleurement a, b, c, d et e et leurs relations (Fig. 123).

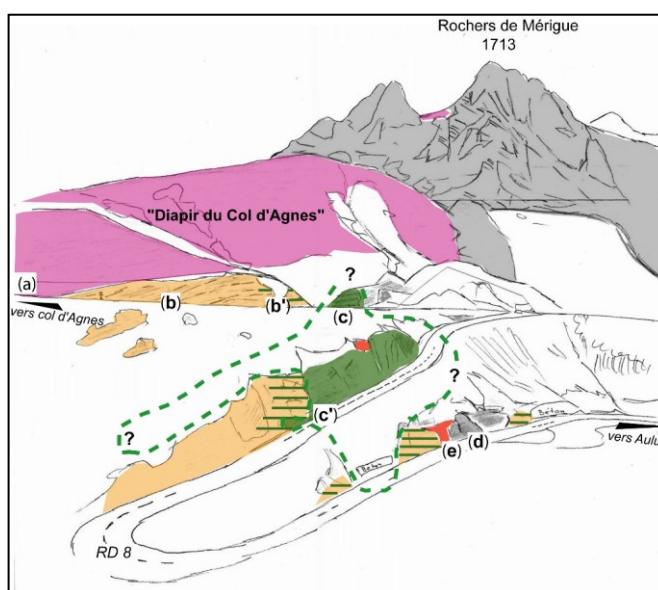
**Figure 123 - Le trajet pédestre (1600m A-R) et les principaux sites d'observation**



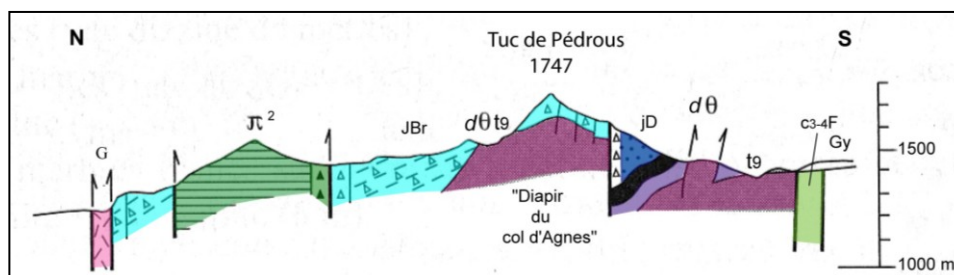
### Intérêts

Ce site du diapir du col d'Agnes est unique. Il permet d'observer les terrains suivants et leurs relations (Fig. 124 et 125):

- (a) Les cornéennes tachetées du Trias « supérieur » ;
- (b et b') Les marbres à scapolites du Trias « moyen » intacts puis bréchifiés ;
- (b' et c) Les brèches de fracturation hydraulique et d'échappement de fluide de la cheminée du col d'Agnes;
- (d) Les brèches mal stratifiées du col d'Agnes ;
- (e) Les brèches discordantes d'un puits karstique et des placages superficiels voisins.



**Figure 124 - Le site du col d'Agnes vu depuis les abords de la table d'orientation (D'après Debroas in Canérot & al., 2004)**



**Figure 125 - Structure du « Diapir du col d'Agnes » à l'est du col (Les notations sont celles de la carte 50 000 d'Aulus ; d'après Debroas in Ternet & al., 1997).**

## Rappel historique

Bien de l'ophite ait été cartographiée au voisinage du Col d'Agnes (Longchambon, 1912), elle a été oubliée ultérieurement et ce n'est qu'après l'ouverture de la RD 8f au milieu des années 70, que la complexité géologique de ce site a été progressivement mise en évidence.

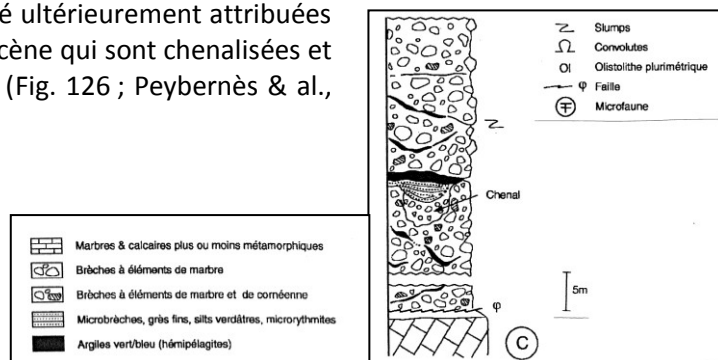
Des cornéennes tachetées y ont tout d'abord été identifiées comme d'anciens sédiments argileux de milieux lagunaires riches en Na, K, Mg déposés au début du Lias (Ravier & Thiébaud, 1982).

Des brèches ont ensuite été attribuées au remplissage à zonation concentrique d'une cheminée d'échappement de fluide contemporaine du métamorphisme pyrénéen (Golberg & al., 1986 ; Golberg, 1987).

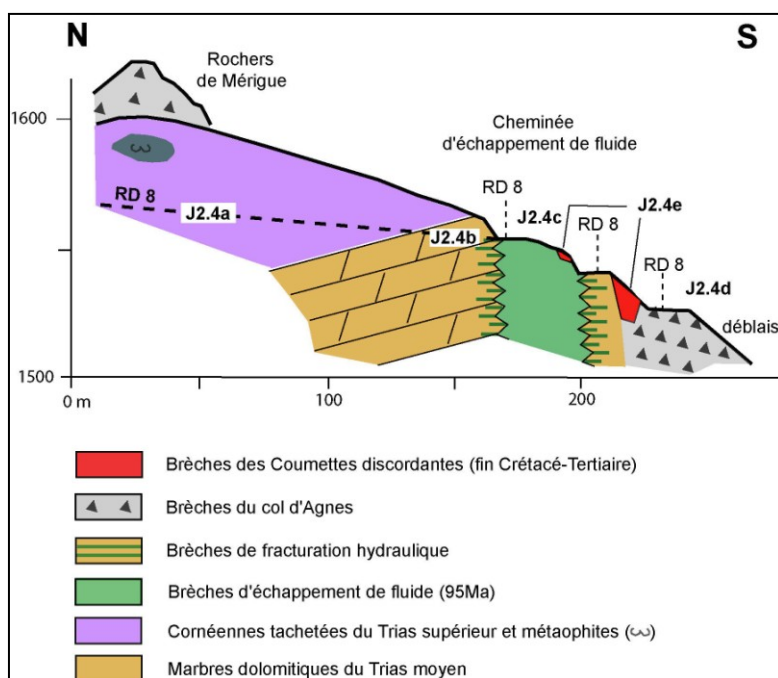
Puis, cette cheminée a été localisée sur le bord méridional d'un « Diapir du col d'Agnes » enveloppé par les brèches des Tucs de la Cahude et de Pédrus et formé non seulement par les cornéennes et les marbres précédents mais aussi par les métaophites qui les accompagnent et permettent d'y reconnaître du Trias supérieur (Debroas *in* Ternet & al., 1997 et *in* Colchen & al., 1997).

Des brèches mal stratifiées ont été ultérieurement attribuées à des débris sous-marines d'âge Paléocène qui sont chenalisées et qui emballent des olistolites de marbre (Fig. 126 ; Peybernès & al., 2001).

**Figure 126 - Le « chenal » interstratifié dans les « débris sélandiennes » du col d'Agnes**



Enfin, un examen d'ensemble des affleurements à permis de distinguer les brèches de la cheminée d'échappement de fluide, des Brèches du col d'Agnes mal stratifiées et du remplissage superficiel bréchiq et sableux à stratification horizontale d'un puits karstique discordant à la place du « chenal » interstratifié dans les brèches précédentes (Debroas *in* Canérot & al., 2004 ; Fig. 124). Ces observations permettent de dessiner une coupe interprétative transverse subméridienne de la cheminée qui schématise les relations géométriques observées entre ses divers constituants (Fig. 127).



**Figure 127 - Coupe NS de la cheminée d'échappement de fluides du col d'Agnes (a, b, c, c', d, e : points d'observations).**



## J2.4a et b - Les cornéennes tachetées et les marbres à scapolites du Trias.

### Pétrographie

a - Les cornéennes tachetées sont des roches sombres constellées de taches blanchâtres dans lesquelles quelques lits ou bancs minces plus clairs soulignent une stratification subhorizontale (Fig. 128). Il s'agit de véritables cornéennes à texture équate et à cassure conchoïdale luisante. Elles sont constituées d'un feutrage de micropaillettes de phlogopite (plus de 50%) dans lequel sont dispersés des cristaux arrondis de scapolites zonées et riches en micro-inclusions de tourmaline (plus de 40% ; Fig. 129). Les lits et les bancs plus clairs interstratifiés sont laminés, à patine brune et baguettes de scapolites, ils correspondent à des calcaires marmoréens à micro-rythmes stromatolitiques non déformés



Figure 128 - Un contact cornéenne tachetée(H) calcaire marmoréen à lamines (B ; x4).



Figure 129 - Scapolites zonées des cornéennes Triasiques (col d'Agnes)



Figure 130 - Baguettes de scapolite d'un marbre néocomien (Bois de Fougail)

b - Les marbres à patine jaunâtre en minces lits tabulaires sont caractérisés par l'association dolomite+quartz+phlogopite+zoïsite+/-hornblende et par des lits laminés plus riches en quartz et en phlogopite.

### Age des sédiments

Attribuées à l'Hettangien lors de leur découverte, les cornéennes paraissent mieux correspondre au Trias supérieur (Rhétien et Keuper). Une telle attribution se justifie par la présence de massifs de métaophite au sein des cornéennes (versant nord des Rochers de Méricue, Ravin d'Artigou) ainsi que par l'épaisseur de la barre calcaire sous-jacente, compatible avec son assimilation au « Trias moyen » (J. Canérot, communication orale).

### Conditions et âge du métamorphisme pyrénéen statique

Pour une pression lithostatique faible, de l'ordre de 1,5 Kb, sa température est voisine de 550°C.

Son âge a été déterminé sur les biotites des cornéennes par les méthodes K/Ar puis  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  qui ont respectivement donné 93 +/-3 Ma (Montigny & al., 1986) et 98 +/-2 Ma (Golberg & Maluski, 1988). Il a également été déterminé sur l'amphibole d'une métaophite voisine par la méthode K/Ar qui a indiqué 93 +/-5 Ma (Fig. 85 ; Montigny & al., 1986). Ces âges compris entre 98 et 93 Ma cou-

vrent l'ensemble du Cénomanien. Ils sont nettement postérieurs aux âges albiens du magmatisme local (109 à 100Ma).

### Structure

Ces cornéennes, les métaophites associées (versant nord des rochers de Méricue, Ravin d'Artigou) et les marbres sous-jacents affleurent dans une zone assez large (env. 3x1km) qui est ceinturée et en partie recouverte par les « Brèches du col d'Agnes » (Fig. 106). Sur leur bord méridional, elles sont également associées à la cheminée bréchique d'échappement de fluide du col d'Agnes objet du prochain arrêt (J2.4c) et aux 3 cheminées bréchiques du Tuc de la Cahude (Debroas *in* Ternet & al., 1997). L'ensemble paraît ainsi correspondre à une structure diapirique intrusive dans les marbres bréchifiés du Jurassique supérieur.

## J2.4c - Les brèches de la cheminée d'échappement de fluides

### Les brèches de fracturation hydraulique

Ce premier type de brèche se développe au contact de la cheminée dans les marbres dolomitiques du Trias (Fig. 124 et 127). Dans ces marbres qui peuvent être très fracturés (Fig. 131), apparaissent des amas de brèches monogéniques sans limites nettes (Fig. 132). Il s'agit de brèches monogéniques à éléments anguleux qui sont jointifs à flottants dans un liant verdâtre plus ou moins abondant et qui devient jaunâtre à l'altération. C'est le faciès typique des brèches de fracturation hydraulique formées par éclatement du marbre et déplacement variable de ses débris sous l'effet de la circulation de fluide sous-pression.



**Figure 131 - Marbre dolomitique affecté par un réseau dense de fractures**



**Figure 132 - Brèches de fracturation hydraulique aux débris en place (à G) ou légèrement déplacés (à D).**

### Les brèches d'échappement de fluide

Ces deuxième et troisième types de brèches constituent la zone centrale de la cheminée du col d'Agnes (zones « intermédiaire » et « interne » de Golberg, 1987). Il s'agit de brèches dont les éléments monogéniques (marbres blancs) ou polygéniques (marbres clairs ou sombres à minéraux) sont associés à une matrice verdâtre plus ou moins cristallisée et abondante (Fig. 133 et 134). Dans les brèches monogéniques, au centre même de la cheminée, les éléments de marbre blanc, non jointifs, lenticulaires et orientés verticalement, déterminent une structure fluidale verticale. Au contact de la matrice ils présentent une auréole réactionnelle avec néoformation d'amphiboles. La matrice verte bien cristalline est constituée de calcite et de dolomite (plus abondante au centre), de phlogopite verte, d'une hornblende magnésienne et de scapolite associés à du rutile et de l'allanite.

Les minéraux néoformés de cette matrice ont donné des âges  $^{39}\text{Ar}$  -  $^{40}\text{Ar}$  de 95 +/- 1,9 Ma pour la biotite et de 96,3 +/- 5 Ma pour l'amphibole (Golberg & Maluski, 1988). Ces âges cénomaniens montrent que le fonctionnement de cette cheminée est contemporain du métamorphisme pyrénéen.





**Figure 133 - Brèche polygénique à matrice verte**



**Figure 134 - Brèche monogénique à matrice verte**

De telles brèches à éléments non jointifs résultent de la fluidisation et du déplacement notable des matériaux bréchifiés par la fracturation hydraulique sous l'effet de l'échappement vers le haut d'un fluide sous pression concentré dans des cheminées. L'origine de ces fluides initialement rapportée au magmatisme alcalin dans le manteau (Golberg & Leyreloup, 1985) a ensuite été contestée et liée aux métasédiments triasiques voisins (Ravier & Azambre, 1986 ; Golberg, 1987).

Le contact des brèches de fracturation hydraulique avec la zone centrale de la cheminée qui est masqué par un thalweg en (c), est observable immédiatement en contre-bas, entre (c) et (d), où il est bien dégagé dans le talus (Fig. 135).

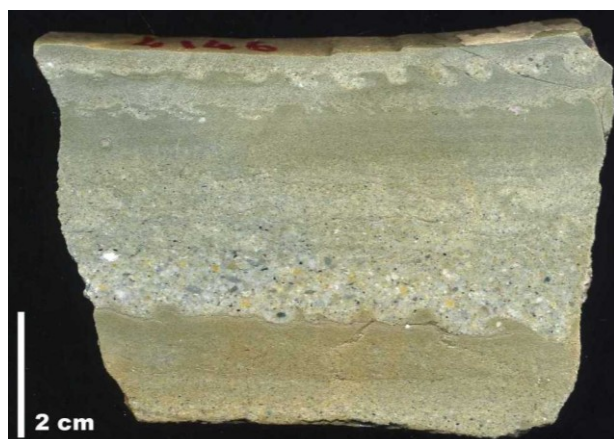


**Figure 135 - Contact entre les brèches à matrice verte de la cheminée (à D) et les brèches de fracturation hydraulique de ses épontes à G ; (point c')**

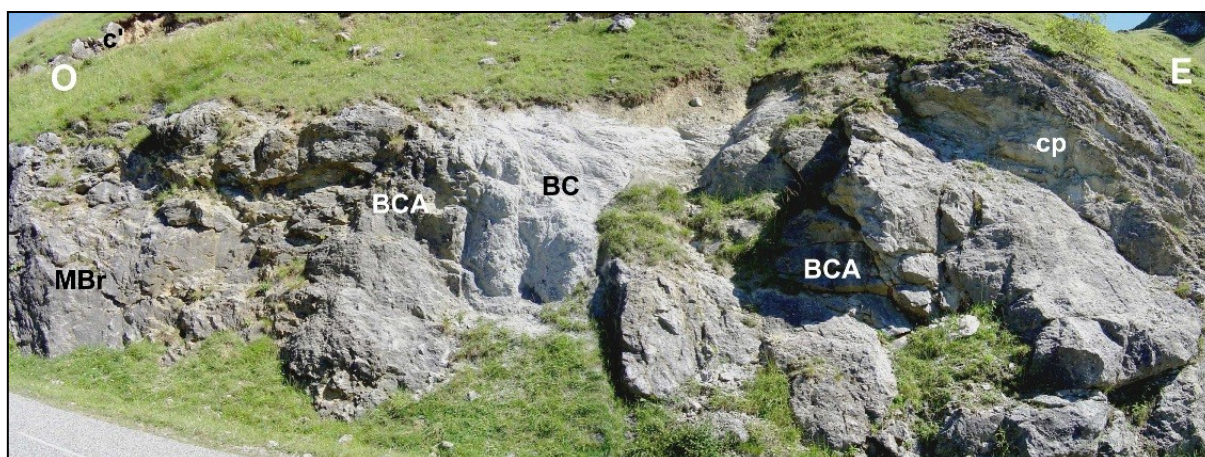
## J2.4d - Les Brèches du col d'Agnes

Il s'agit de brèches bien consolidées et massives ou mal stratifiées qui sont associées à des paquets irréguliers de calcarénites beige parfois granoclassées et de pélites verdâtres laminées ou massives (Fig. 136 et 137). Il reste à préciser si ces calcarénites et pélites de pendage variable sont emballées dans les brèches ou bien si elles sont interstratifiées avec elles et soulignent alors leur stratification originelle. Quoiqu'il en soit, les calcarénites montrent parfois un granoclassement et des figures de charge indiscutables qui indiquent une polarité normale (Fig. 136). Les pélites vertes sont très détritiques (abondantes paillettes de micas et grains minéraux en résidu de lavage) et dépourvues de bioclastes. Une surface striée irrégulière à pendage sud fort à moyen les sépare localement des marbres triasique bréchifiés sous-jacents de la cheminée. Cartographiquement, ces « Brèches du col d'Agnes » enveloppent et coiffent (Rochers de Méricue) les affleurements de Trias et d'ophite du diapir du col d'Agnes (Fig. 125 et 127).





**Figure 136 - Mince banc de calcarénite interstratifiée dans les pélites silteuses verdâtres des Brèches du col d'Agnes.** Le granoclassment et les microfigures de charge associées montrent une polarité sédimentaire normale. Noter également l'absence de déformation tectonique (Debroas in Canérot & al., 2004).



**Figure 137 - L'encaissement des Brèches des Coumettes discordantes (BC) à la surface des Brèches du col d'Agnes (BCA) et des marbres triasiques bréchifiés (MBr) qui les supportent. Le contact BCA sur MBr plonge au sud alors que les paquets de calcarénites et de pélites (CP) plongent au nord.**

## J2.4e - Les Brèches des Coumettes

Ce dernier ensemble, discordant et dépourvu de couverture, associe :

- (1) des brèches blanchâtres, mal consolidées et riches en débris de marbre et de cornéennes tachetées du Trias ;
- (2) des grès carbonatés friables (altérites remaniées ?) qui constituent le liant des brèches ou qui les surmontent localement en étant alors vaguement laminés avec un pendage globalement horizontal.

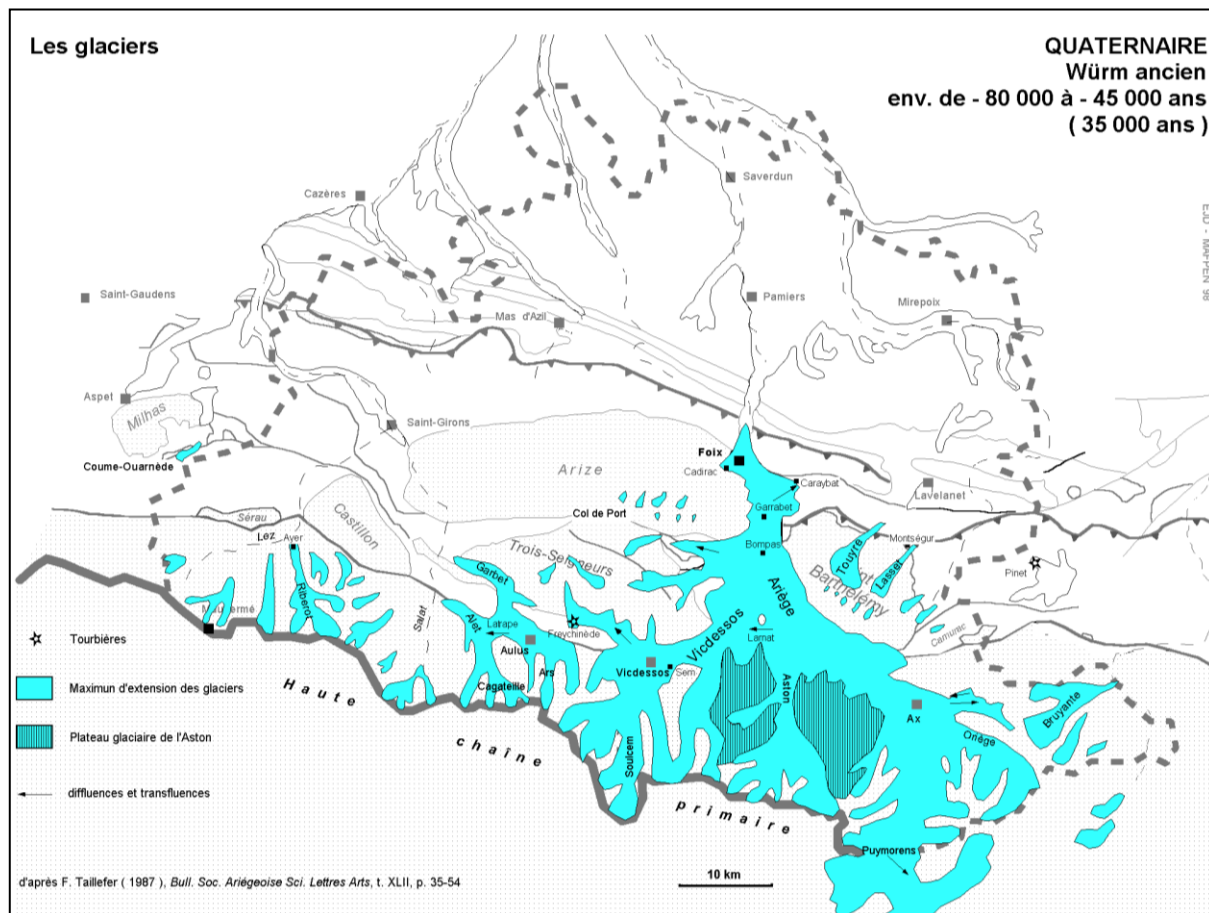
Ces brèches et ces grès constituent un corps vertical plus haut que large. Il est encaissé dans les brèches précédentes (marbres bréchifiés et Brèches du col d'Agnes ; Fig. 124, 127 et 137). Les brèches apparaissent aussi en placage superficiel discordant à la surface des brèches vertes de la cheminée (c') et des brèches du col d'Agnes. L'encaissement de ces dépôts dans un substratum calcaire, leur section en entonnoir suggèrent un remplissage de dépression karstique (puits, lapiaz) postérieure à l'inversion structurale. Ce remplissage a toutefois subi une tectonique ultérieure, correspondant sans doute aux mouvements pyrénéens de l'Eocène. Elle se manifeste par des failles verticales aux épontes schistossées (N135 et 150°E) qui le recoupent ou affectent son contact avec les brèches encaissantes.

Ces sédiments sont attribués aux Brèches des Coumettes qui ont été récemment identifiées dans la région de Lherz (Debroas & al., 2010b ; Fig. 100 et 101). Des brèches comparables superficielles, subhorizontales, discordantes, dépourvues de couverture, tectonisées et vraisemblablement continentales sont également connues dans la zone nord-pyrénéenne de Haute-Garonne et des Hautes-Pyrénées (Canérot & al., 2004).

## Repas au col d'Agnes

### Localisation

Sur les pelouses du col d'Agnes au pied du tuc de la Cahude et face à la Haute chaîne primaire du Couserans et à son remarquable modelé glaciaire (cirques en van du Certescans, cirque de Cagatelle sur le granite de Bassiès et auge glaciaire du Garbet). *Au café de l'étang de Lherz en cas de mauvais temps...*



**Figure 138 - Les glaciers ariégeois lors de leur extension maximale (Taillefer, 1987).**

Au maximum de leur englacement, les vallées du Garbet et de l'Alet étaient occupées par deux belles langues de glace jumelles de :

- 20 et 15 km de long ;
- 2 à 3 km de large, et jusqu'au double au niveau de leur coalescence par-dessus le col de Latrape et le plateau suspendu de Geu ;
- 650 m d'épaisseur sur le site d'Aulus.

Elles constituaient deux appareils complets, à l'origine d'un véritable « Musée des traces glaciaires » (Debroas, 1998). Parmi les nombreux autres glaciers de la Haute chaîne des Pyrénées ariégeoises (Fig. 138), elles sont également remarquables par leur taille moyenne et par leur position intermédiaire entre :

- le grand glacier composite de la vallée de l'Ariège (52 km de long, 5 à 10 km de large - voire plus au niveau de la calotte glaciaire de l'Aston - et jusqu'à 950m d'épaisseur et,
- les petits glaciers élémentaires des hautes vallées du Salat et du Lez.







## Arrêt J2.5 - Les brèches de Lherz et des Coumettes au contact de la lherzolite

### Localisation

Dans la descente du col d'Agnes vers l'étang de Lherz, la RD 8f recoupe trois fois le contact vertical de la lherzolite avec les Brèches de Lherz puis elle traverse le massif sur toute sa largeur. Au niveau des trois contacts son talus fournit de bons affleurements du contact proprement-dit et de la structure des brèches voisines. Au-delà, la lherzolite affleure en continu. Un trajet pédestre de 1100m permettra d'observer sept sites distincts (Fig. 139). Leur position structurale est indiquée par la figure 107.

<= **Figure 139 - Le trajet pédestre et ses sept sites d'observation.**

### Intérêts

Cette traversée du massif de lherzolite permettra d'observer successivement (Fig. 139) :

- (a) Le contact oriental lherzolite/Brèches de Lherz ;
- (b) Les Brèches des Coumettes encaissées dans les Brèches de Lherz ;
- (c) Le contact central lherzolite/Brèches de Lherz, les Brèches des Coumettes sur celles de Lherz ;
- (d) Le contact occidental lherzolite/Brèches de Lherz ;
- (e, f) la lherzolite, les divers filons associés et leurs déformations ;
- (g) les Brèches de Coumettes discordantes sur la lherzolite.

### Rappel historique

Les premiers géologues considéraient apparemment que les brèches calcaréo-lherzolitiques de la région de Lherz étaient sédimentaires (Picot de Lapeyrouse, 1788 ; de Charpentier, 1812). Elles ont ensuite été successivement considérées comme :

- des brèches de cheminée volcanique (Cordier *in* d'Orbigny, 1868) ;
- des brèches sédimentaires à la base du Jurassique supérieur discordantes sur le Lias et la lherzolite (Lacroix, 1894) ;
- des brèches résultant « d'actions dynamiques consécutives à des mouvements orogéniques » (Lacroix, 1900) ;
- une association de brèches sédimentaires de la base de l'Albo-Aptien et de brèches de friction (Longchambon, 1913 ; Fig. 122C) ;
- des brèches d'explosion liées à une « brusque détente de gaz » à « une certaine profondeur » lors d'une mise place des lherzolites voisine de celle des kimberlites (Ravier, 1959) puis des brèches d'explosions gazeuses liées à la mise en place solide des massifs de lherzolite (Avé Lallemant, 1967 ; Fig. 122D) ;
- des brèches sédimentaires continentales d'âge éocène reposant en discordance sur les marbres et la lherzolite (Choukroune, 1973, 1976, 1980 ; Fig. 122E) ;
- des brèches de deshydratation et de faille au contact de la lherzolite solide (Hall & Bennett, 1979)
- des brèches d'explosions gazeuses liées au dégagement de CO<sub>2</sub> produit par la décomposition des calcaires et au contact de la lherzolite solide et chaude (effet de trempe ; Minnigh & al., 1980a et b) ;
- un complexe de fracturation hydraulique formé sous l'effet du dégagement de fluides chauds et sous-pression résultant des effets combinés du rifting, du diapirisme, du métamorphisme, de la mise en place des lherzolites et des plissements qui sont intervenus entre l'Albien et le début du Sénonien (Debroas, 1996 ; *in* Ternet & al., 1997 ; Fig. 122G) ;
- une puissante série de débrites sous-marines albiennes remaniant des débris de lherzolite de taille variable, du grain de sable à l'olistolite (Lagabrielle & Bodinier, 2008 ; Lagabrielle & al., 2010 ; Clerc & al., 2012 ; Fig. 122H, I, J) ;

- un complexe de cataclasites par fracturation hydraulique et boudinage synmétamorphique lié à la mise place des lherzolites dans les marbres jurassiques au cours du céno-manoturonien, et ponctuellement surmonté en discordance par les Brèches des Coumettes, des sédiments continentaux piégés dans des cavités vraisemblablement karstiques à la suite de l'inversion structurale fini-crétacée et de l'émersion du fossé d'Aulus (Debroas & al., 2010b ; Fig. 107).

En résumé, la mise en place des lherzolites dans leur localité type est envisagée selon deux grandes conceptions :

- l'« ancienne », élaborée il y a une cinquantaine d'année et dont les diverses variantes admettent une mise place tectonique d'écaillés de lherzolite dans les marbres jurassiques qui se bréchifient selon divers processus pendant le céno-manoturonien suivie de leur exhumation mais seulement à la suite de l'inversion structurale fini-crétacée ;

- la « moderne », exposée dans trois publications depuis 2008, qui propose au contraire une exhumation des lherzolites dès l'Albien et sur le fond sous-marin du fossé d'Aulus qu'accompagne un remaniement sédimentaire de ses débris mélangés à ceux des marbres au sein de débris stratifiés.

## J2.5a - Le contact oriental Lherzolite-Brèches

Les observations s'effectuent du nord vers le sud le long de la RD 8f sur trois sites principaux.

### a1 - Les brèches lherzolitiques monogéniques (B $\pi$ 2)

Ces brèches monogéniques à éléments de lherzolite ont un liant constitué par les minéraux désagrégés de la lherzolite. Elles sont « organisées » lorsque la cataclase n'a pas détruit le litage de la roche (bancs bréchiques de F. Conquéré, 1978) ou bien « inorganisées » dans le cas inverse (Fig. 140). Elles apparaissent ponctuellement en amas ou bien elles ceinturent la moitié sud-orientale du massif.

**Leur origine cataclastique est unanimement admise.**



*Figure 140 - Brèche lherzolitique monogénique inorganisée (à G) et le contact avec les Brèches de Lherz marmoréennes (à D, J2.5b).*

### a2 - Le contact brèches lherzolitiques - Brèches de Lherz

Les brèches « calcaro-lherzolitiques » qui jalonnent ce contact ont des faciès très divers allant de brèches lherzolitiques semblables aux précédentes mais avec déjà quelques éléments de marbre à des brèches marmoréennes avec encore quelques éléments de lherzolite. De la même manière leur liant peut être aussi être marmoréen dans les brèches lherzolitiques ou bien lherzolitique dans les brèches marmoréennes (Fig. 141).

*Figure 141 – Un détail du contact entre les brèches lherzolitiques (à D) et les Brèches de Lherz (à G)*



**Ces brèches seraient sédimentaires pour les uns, cataclastiques pour les autres. L'examen du seul affleurement ne permet pas de trancher.**

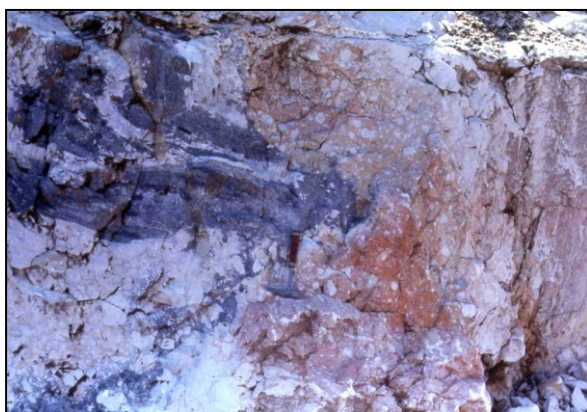


Il est toutefois possible de s'étonner de l'absence de stratification et d'altération des minéraux de la lherzolite après leur longue exposition à l'eau de mer.

### a3 - Les Brèches de Lherz (BrJ)

Ce sont des brèches marmoréennes monogéniques à éléments de marbres et liant de calcite grenue ou microgrenue. Parfaitement cimentées elles ont été aussi facilement lapiazées qu'un calcaire massif si bien que seuls leurs éléments dolomitiques apparaissent seulement en faible relief à leur surface (Fig. 142). Elles sont « organisées » ou « inorganisées » selon qu'elles présentent ou non des restes déformés soit de la stratification originelle des marbres jurassiques (alternances calcaires-dolomies), soit de sa foliation. Un passage rapide s'observe de l'une à l'autre. Elles ont subi une fracturation notable et sont affectées de stylolites (Fig. 143 et 144).

**Figure 142 - Eléments dolomitiques en léger relief sur la surface lapiazée de la brèche marmoréenne inorganisée (BrJ).**



**Figure 143 - Brèches marmoréennes inorganisées emballant un bloc de marbre plissé (photo de Juillet 1977). Aujourd'hui, épargnée par la patine superficielle, seule une infime partie de ces brèches est directement visible sur la partie droite de l'affleurement.**



**Figure 144 - Section polie d'un « sucre » et lame mince en LN (x 4) de la brèche marmoréenne inorganisée affectée de stylolites de l'affleurement précédent (Fig. 143).**

De telles brèches marmoréennes monogéniques constituent la majeure partie des Brèches de Lherz attribuées depuis 50 ans à des cataclasites formées sur place aux dépens des marbres dolomitiques du Jurassique. Elles ont été récemment réinterprétées et cartographiées en débris polygéniques albiennes (Lagabrielle & Bodinier, 2008, fig. 2).

**Cependant, elles sont dépourvues des structures sédimentaires (stratification, granoclassement, lamines...), de la matrice pélitique et des déformations synschisteuses et symmétamorphiques caractéristiques des débrites albo-cénomaniennes sous-marines du Flysch noir. Ainsi, rien ne permet de les assimiler à de telles brèches sédimentaires.**

Par contre, ces brèches marmoréennes sont comparables aux brèches de fracturation hydraulique observées précédemment dans les marbres triasiques du col d'Agnes (J2.4c, Fig. 132). Elles ressemblent également à certaines Brèches de Lherz dans lesquelles des brèches organisées où la stratification est encore en partie conservée, passent sans discontinuité à des brèches inorganisées à éléments jointifs puis flottants et qui paraissent manifestement résulter d'une fracturation symmétamorphique par boudinage des bancs dolomitiques interstratifiés dans le calcaire (Fig. 145).



**Figure 145 - Déstructuration progressive, de D à G, par boudinage symmétamorphique de bancs de dolomie sombre dans des calcaires clairs (Dépression de Bispou, 500m au sud-est de l'arrêt J2.5a ; Debroas & al., 2010b).**

### **J.2.5b - Les Brèches des Coumettes**

La partie supérieure de la piste qui entre (a) et (c) recoupe le lacet de la RD 8f (Fig. 139, p. 86), a éventré superficiellement une petite poche de quelques mètres de large qui est encaissée à la surface des Brèches de Lherz et remplie de Brèches des Coumettes. Sur l'assise et en bordure de cette piste sont dispersés de nombreux blocs de taille variable de ces deux brèches qui bien que déplacés sont manifestement extraits de cette poche.

De nombreux petits blocs montrent des grès conglomératiques jaunâtres à granules, graviers et petits galets anguleux ou subanguleux polygéniques constitués de marbre, de métaophite (cf J1-5, p. 57), de lherzolite et de schistes (Fig. 146).



**Figure 146 - La brèche polygénique à débris de marbre (M), de métaophite (O), de lherzolite (L) et de schistes sombres (S).**

Plusieurs des gros blocs gris de Brèche de Lherz marmoréenne montrent des placages superficiels jaunâtres de grès conglomératique. L'un d'entre-eux est associé à des lamines gréseuses sombres et micritiques claires de granulométrie variable (Fig. 147, quatrième de couverture).

**L'origine sédimentaire des roches du remplissage de la poche ne fait donc aucun doute (Debroas & al., 2010b ; site CB 12 de la figure 101).**

Le même bloc montre également le contact net et non déformé entre les Brèches des Coumettes et les Brèches de Lherz marmoréennes grises à rosées. Le même type de contact est également observable sur les nombreux autres blocs. Il correspond à une surface d'érosion/dissolution sédimentaire qui peut être irrégulière.





**Figure 148 - Plancher calcitique conservé entre l'encaissant gris de Brèches de Lherz et le remplissage jaunâtre de Brèches des Coumettes.**

**Figure 147 - La stratification des sédiments polygéniques et leur contact net avec les cataclasites monogéniques.**

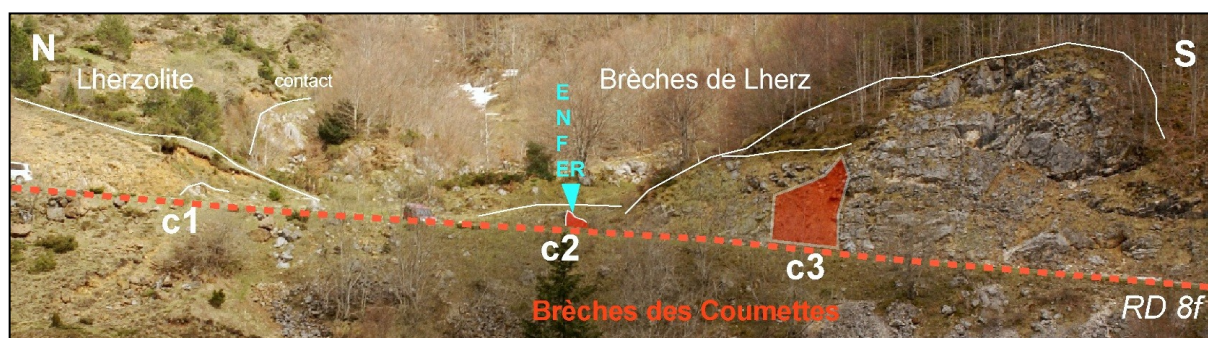


Enfin, sur un autre bloc (prélevé, Fig. 148), cette surface est jalonnée par un plancher calcitique d'épaisseur centimétrique de calcite fibreuse à litage concentrique irrégulier.

**Ce fragment de plancher calcitique atteste de l'origine karstique de la surface de contact et donc de la cavité que remplissent les Brèches des Coumettes.**

### **J2.5c - Le contact central lherzolite/Brèches-, les Brèches des Coumettes**

Les observations détaillées reprennent plus bas en bordure de la RD 8f (Fig. 139, p. 86) en s'effectuant du nord vers le sud sur les trois sites c1, c2 et c3 (Fig. 149).



**Figure 149 - L'affleurement J2.5c et les trois principaux sites d'observation.**

#### **c1 - Le contact central lherzolites/Brèches de Lherz**

Ce contact subvertical entre la lherzolite et les Brèches de Lherz est tenu pour mécanique ou pour sédimentaire sur la base d'arguments distincts (Fig. 150).

L'interprétation moderne considère depuis peu ce seul contact en se focalisant sur sa partie supérieure présentée comme le contact sédimentaire normal d'une microbrèche carbonatée qui moule la surface irrégulière de la lherzolite (Lagabrielle & Bodinier, 2008, fig. 6 a et b).

Dans l'interprétation ancienne c'est par contre l'ensemble du contact de la lherzolite avec les marbres et la structure des Brèches de Lherz méridionales qui permettait d'accepter l'origine mécanique du contact au moment de la mise place de la lherzolite solide. La partie basse, calcaro-lherzolitique, de l'affleurement semble d'ailleurs compatible avec cette interprétation. Elle montre l'émiettement d'une lherzolite très fracturée au contact d'un marbre dans lequel ses débris sont dispersés.





**Figure 150 - Détail du contact des Brèches de Lherz avec la lherzolite**

En l'absence dans cette brèche calcaro-lherzolitique, de toute stratification ou lamine parallèle au contact vertical avec la lherzolite l'interprétation classique est confortée. Tout particulièrement, après avoir constaté précédemment plus au sud (J2.5a3), que ce sont les marbres jurassiques bréchifiés qui occupent le domaine où les débris polygéniques albiens étaient cartographiés.

## c2 - Un placage de Brèches des Coumettes

Au sud du contact précédent, après une lacune d'observation d'une vingtaine de mètres, un affleurement de Brèches de Lherz porte l'inscription **ENFER** en bleu ciel. La surface irrégulière de ses marbres dolomitiques cataclasés est tapissée par plusieurs petits placages discontinus brunâtres de grès conglomératiques polygéniques appartenant aux Brèches des Coumettes. (Fig. 151).



**Figure 151 - Placage de Brèches des Coumettes à la surface de marbres dolomitiques cataclasés.**

## c3 - Une poche de Brèches des Coumettes

A une quinzaine de mètres au sud, les Brèches de Lherz sont à nouveau excavées par une nouvelle poche remplie de Brèches des Coumettes. Elle complète les observations précédentes. Bien que non stratifiés, ses grès et ses brèches polygéniques brunâtres sont comparables aux précédents mais ici ces sédiments remplissent clairement une cavité verticale (Fig. 152).



**Figure 152 - Puits karstique vertical entaillé dans les Brèches de Lherz et son remplissage de Brèches des Coumettes.**

Ces nouveaux affleurements de Brèches des Coumettes sont interprétés comme le remplissage sédimentaire d'un ancien puits karstique entaillé dans les Brèches de Lherz postérieurement à l'inversion et à l'émersion fini-crétacée du fossé d'Aulus (Debroas & al., 2010b, site CB 12 de la figure 101).



Au-delà de c3, les affleurements de la RD 8f qui descendent vers l'étang montrent encore des Brèches de Lherz marmoréennes (Fig. 153 et 154) jusqu'au troisième et dernier contact méridional brèches/lherzolite (J2.5d).



Figure 153 - Brèche marmoréenne inorganisée



Figure 154 - Brèche marmoréenne organisée

### J2.5d - Le contact occidental Brèches de Lherz/lherzolite

Du sud vers le nord, les sites d1, et d2 retiendront particulièrement notre attention (Fig. 155).

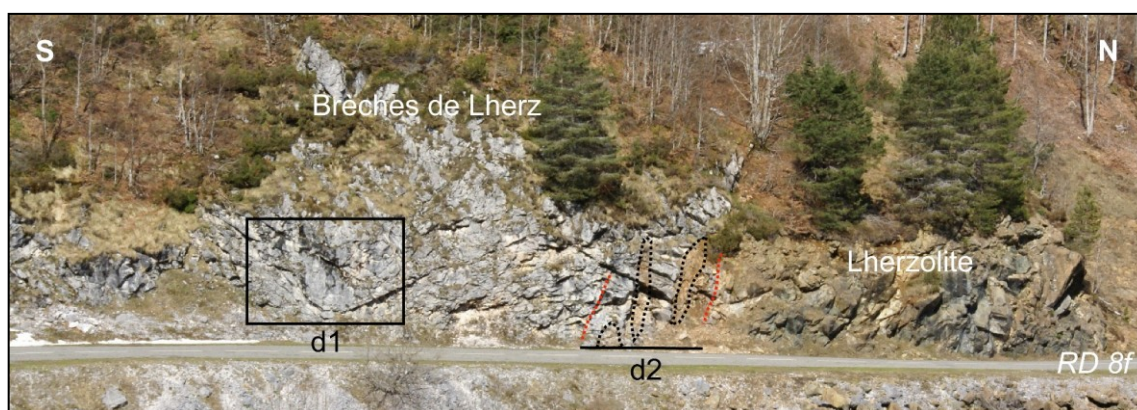


Figure 155 - L'affleurement J2.5d et les deux principaux sites d'observation.

#### d1 - Les Brèches de Lherz marmoréennes

Ces brèches monogéniques et organisées correspondent aux marbres jurassiques bréchifiés déjà observés plus haut. Ici aussi, la bréchification affecte des marbres déjà plissés comme l'atteste la synforme décimétrique dessinée par leur rubanement blanc et gris (Fig. 156).

Figure 156 - Charnière synforme dans les marbres rubanés (Photo Juillet 1977).

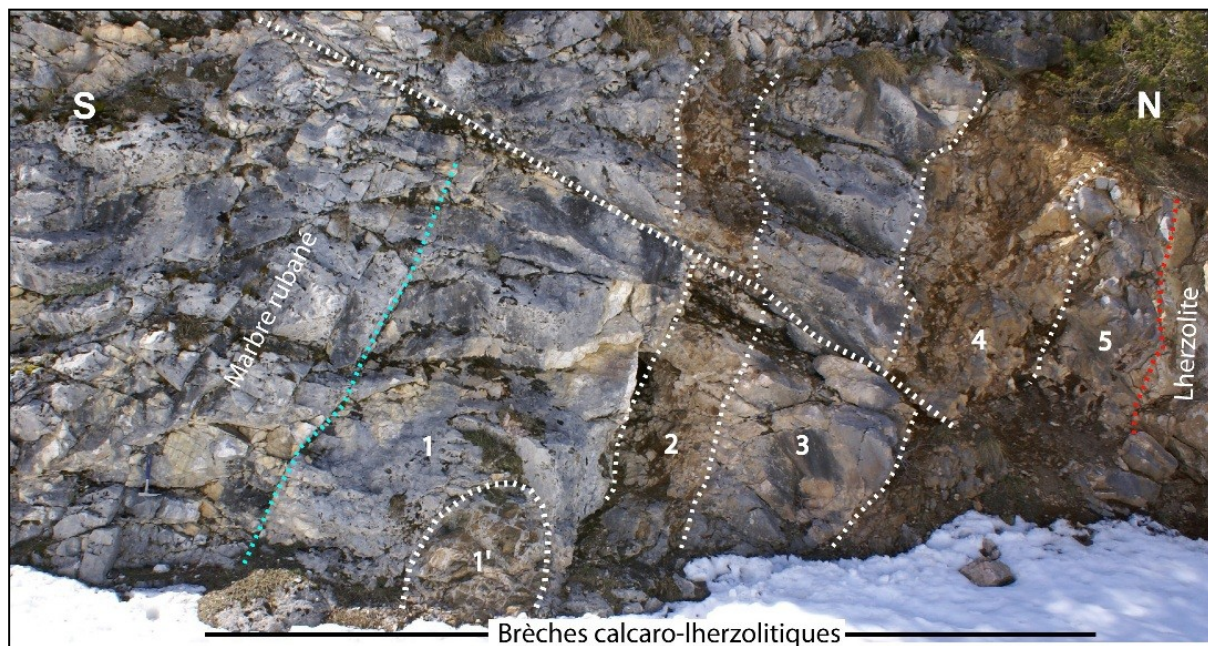


Ici encore, comme sur les précédents affleurements de Brèches de Lherz, aucune débrite polygénique n'est observable.



## d2 - Les Brèches calcaro-lherzolitiques et leurs contacts

Les brèches calcaro-lherzolitiques de cet affleurement sont épaisses d'une dizaine de mètres (Fig. 157). Entre leurs contacts verticaux nets avec les marbres rubanés verticaux au sud et la lherzolite au nord, deux lentilles brunes riches en éléments de lherzolite structurent ces brèches en cinq ensembles verticaux.



**Figure 157 - Les principaux ensembles à observer sur l'affleurement J2.5d2**

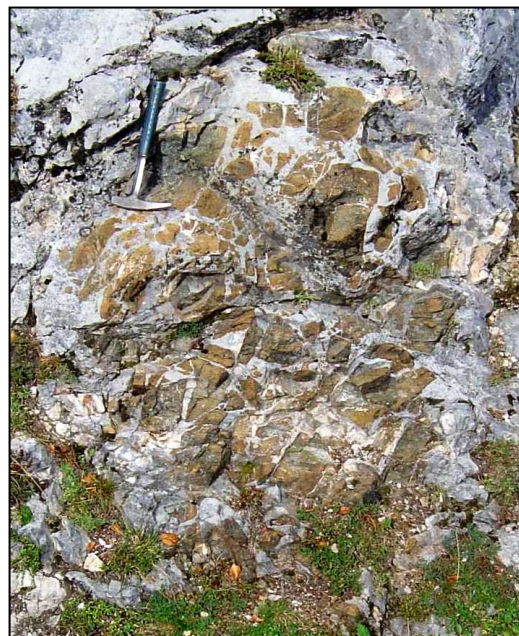
Ces cinq ensembles et le contact avec la lherzolite (Fig. 158) ont été respectivement présentés comme des strates verticales évidentes et comme un contact stratigraphique irrégulier des brèches sédimentaires sur la lherzolite (Lagabrielle & Bodinier, 2008, fig. 6 d) à la place du contact mécanique anciennement admis. Mais, aucune précision n'a été donnée sur le contact de ces brèches avec les marbres méridionaux cartographiés en brèches polygéniques.



**Figure 158 - Détail du contact vertical, net et irrégulier du marbre microbréchique gris de la Brèche de Lherz et de la lherzolite brune (Photo Août 2004). Le bloc correspondant à la partie supérieure de la photo, s'est depuis éboulé, a séjourné dans le fossé où il a été photographié - Lagabrielle & Bodinier, 2008, fig. 6d - avant de disparaître).**



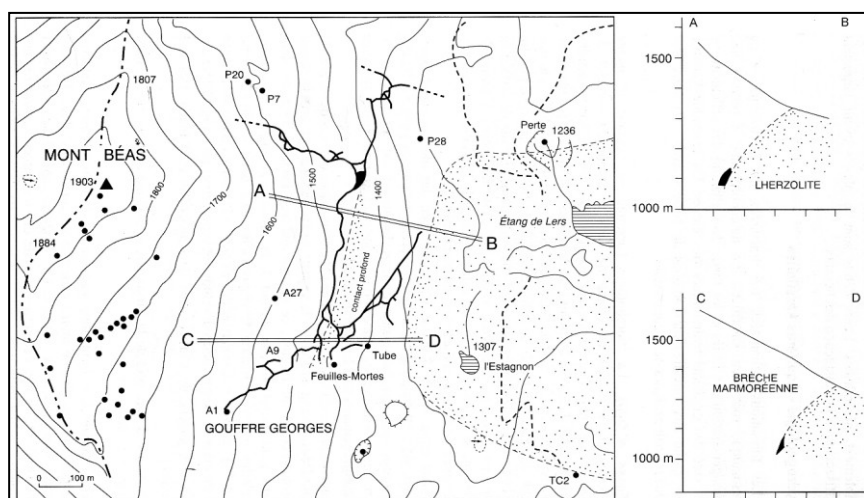
Si une structuration verticale de ces brèches calcaro-lherzolitiques est indéniable, leur origine sédimentaire est bien moins évidente qu'annoncé. En effet, comme sur les affleurements précédents, ces « strates » ne présentent ni les structures sédimentaires (contacts nets, granoclassement, lamines sommitales...), ni la matrice pélitique caractéristiques des débris albiens sous-marins du Flysch noir, ni leur déformation. En outre, la structure éclatée du bloc de lherzolite (Fig. 159), les limites diffuses des « strates » et l'absence de tri entre leurs débris de marbre et de lherzolite dont la densité est pourtant bien distincte, paraissent difficilement compatibles avec un transport par coulée boueuse de débris.



**Figure 159 – Puzzle des débris anguleux peu déplacés du bloc de lherzolite éclaté (en 1' sur fig. 157)**

### Observations complémentaires

L'exploration spéléologique du réseau du gouffre Georges a révélé le plongement moyen vers l'ouest du contact occidental marbre/lherzolite (Fig. 160).



**Figure 160 - Le contact occidental de la lherzolite et des Brèches de Lherz**

(D'après Claria & Petit, 1970 et topographies des spéléoclubs de Massat et du Haut-Sabarthès in Ternet & al., 1997). Voir également la figure 192, p. 108.

Les mesures d'anomalies gravimétriques régionales (Malzac & Rousseau, 1982) puis locales (Anderson, 1984) ont également établi que la profondeur du massif de Lherz ne devait pas dépasser 300m. Une aussi faible extension verticale confirmait le « déracinement » des massifs de lherzolite que l'observation du massif de Fontête rouge (Fig. 180, p. 102), son voisin occidental, laissait déjà envisager depuis longtemps. Ainsi approchée, la géométrie en tablette du massif (1500 x 700 x 300 m) paraît difficilement compatible avec son interprétation en olistolite emballé dans une série verticale de brèches sédimentaires qui conduit à admettre qu'il reposait initialement sur sa tranche la moins épaisse !.



## J2.5e - Un filon de hornblendite

### Localisation

Dans la lherzolite, au sud-ouest de l'Estagnon (Fig. 139, p. 86).

### Intérêt

Témoin du magmatisme albien dans le manteau.

### Rappel historique

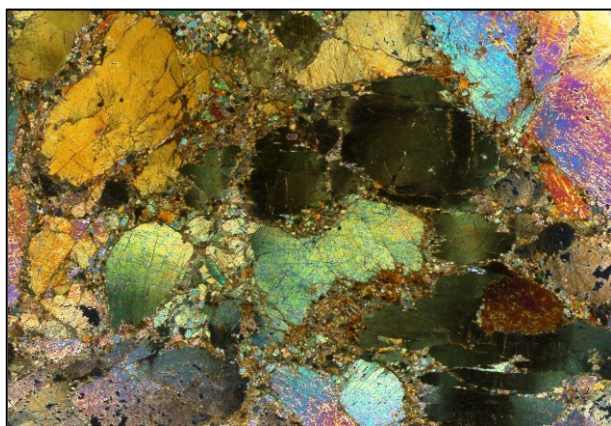
Les roches de ce type correspondent aux « ariégites à amphiboles » et aux « lherzites » d'A. Lacroix (1917).

### Observations

Filon mince de hornblendite noire à grands cristaux de kaersutite prédominants (90%) et phlogopite titanifère (Fig. 161 et 162).

Il recoupe à 45° le litage de la lherzolite.

*Figure 161 - Le filon peu penté de hornblendite noire recoupe nettement le litage webstéritique fortement penté de la lherzolite (photo de 1990).*



*Figure 162 - Texture porphyroclastique d'une hornblendite de Lherz (Lherz, LP, x5). Grandes plages d'amphibole et paillettes de phlogopite visibles dans la partie droite de la lame.*

### Remarques complémentaires

Ces faciès hydratés ont fait l'objet de datations à environ 100 Ma (Vershure & al., 1967; Goldberg & al., 1986; Henri & al., 1998) qui ont conduit à les rattacher au magmatisme albien. Les hornblendites sont fréquemment associées à des filons de pyroxénites à amphiboles dans lesquels elles apparaissent aussi en lentilles. Ensemble, les deux roches représentent des cumulats de basaltes alcalins qui ont cristallisé sous des pressions de l'ordre de 10 à 13 kbar donc dans un manteau encore situé à 30 ou 35 km de profondeur (Fabriès & al., 1992). Les pyroxénites à amphiboles sont encore affectées par la foliation pénétrative du manteau D2 bien qu'elles la recoupent (Fig. 163). Dans les filons minces ou en bordure des plus épais, un rééquilibrage chimique est intervenu entre ces roches et les péridotites du manteau. Ainsi, au moment de leur intrusion, pendant l'Albien supérieur, l'ascension du manteau était encore loin d'être achevée.

En outre, comme les cataclasites lherzolitiques monogéniques (J2.5a1) renferment des débris de ces hornblendites, ces dernières ont subi la même cataclase que les lherzolites. Il est donc évident qu'elles recoupaient déjà le manteau avant que ce dernier soit cataclaté au cours de son ascension.

**Figure 163 - Filon de pyroxénite à amphibole avec lentilles de hornblendite affecté par la foliation de la lherzolite qu'il recoupe (au sud de l'étang de Lherz).**



L'intrusion de ces roches dans le manteau s'étant effectuée à l'Albien supérieur (vers 100 Ma) et à différents niveaux au cours de son exhumation, ce dernier ne pouvait donc pas affleurer sur le plancher sous-marin du fossé d'Aulus pendant l'Albien que ce soit dès l'Albo-Aptien, à l'Albien inférieur ou même à encore l'Albo-Cénomanién.

## J2.5f - La lherzolite

### Localisation

Au nord-ouest de l'Estagnon (Fig. 139, p. 86)

### Rappel historique et intérêt

Le massif de l'**étang de Lherz** est plus célèbre des massifs de lherzolite.

D'abord, car cette « pierre de Lherz » lui doit son nom (de La Métherie, 1797) pour avoir été signalée pour la première fois entre l'étang et le port de Lherz (Lelièvre, 1787).

Ensuite parce que ses conditions d'affleurement au sein des marbres blancs qui l'entourent, sont les plus spectaculaires. Il est le mieux conservé et l'un des plus grands (1800x900m), et donc le plus étudié et le plus visité des Pyrénées (Fig. 164 et 165).

Enfin, car étant le site éponyme et la localité-type de la lherzolite, il est considéré comme son étalon international de référence.



**Figure 164 - L'étang, le port de Lherz et la surface brune en relief de la lherzolite vus depuis le Mont Béas.**



**Figure 165 - Contraste entre les marbres blancs et la lherzolite brun-rougeâtre au sud de l'étang de Lherz.**



Ce massif est ainsi devenu un site scientifique de premier plan, véritable « monument historique » du patrimoine géologique pyrénéen et mondial à protéger et à mettre en valeur (Debroas, 2011).

### Observations

A l'échelle de l'échantillon, les **lherzolites** sont des roches de densité élevée ( $d = 3.3$  contre 2.3 pour les calcaires). Elles se reconnaissent facilement à leur couleur superficielle d'altération brune à orangée et à celle verte d'intensité variable de leur cassure fraîche (Fig. 166). Elles sont composées de cristaux identifiables à l'œil nu en raison de leur taille millimétrique ou, plus rarement, centimétrique. Les plus abondants de ces cristaux (Laforêt & al. 1983 ; J.-P. Lorand, en ligne ; Fig. 167) correspondent aux minéraux suivants :

- un péridot, l'**olivine** verdâtre à jaunâtre dont l'abondance permet de la rattacher à la famille des péridotites (de 50 à 60%) et dont l'altération superficielle donne leur teinte rouille aux affleurements de lherzolite ;
- deux pyroxènes, de l'**enstatite** gris beige (25 à 30 %) et du **diopside** vert émeraude (5 à 15%) ;
- un spinelle chromifère, la **picotite** noire (2 à 3%).

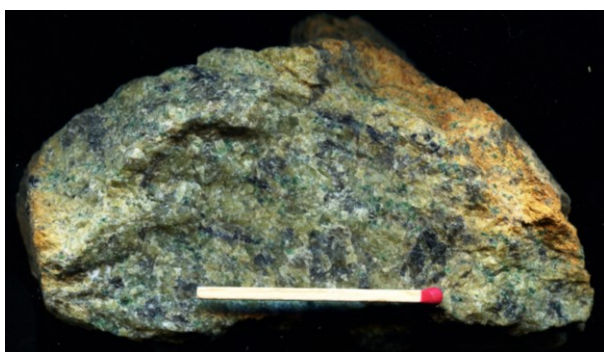


Figure 166 – Echantillon de lherzolite fraîche avec sa croûte d'altération (Lherz).

Figure 167 – Les principaux minéraux de la lherzolite visibles sur sa surface altérée (Lherz).

Olivine altérée brun orangé.  
Enstatite gris beige  
Diopside vert émeraude  
Picotite noir



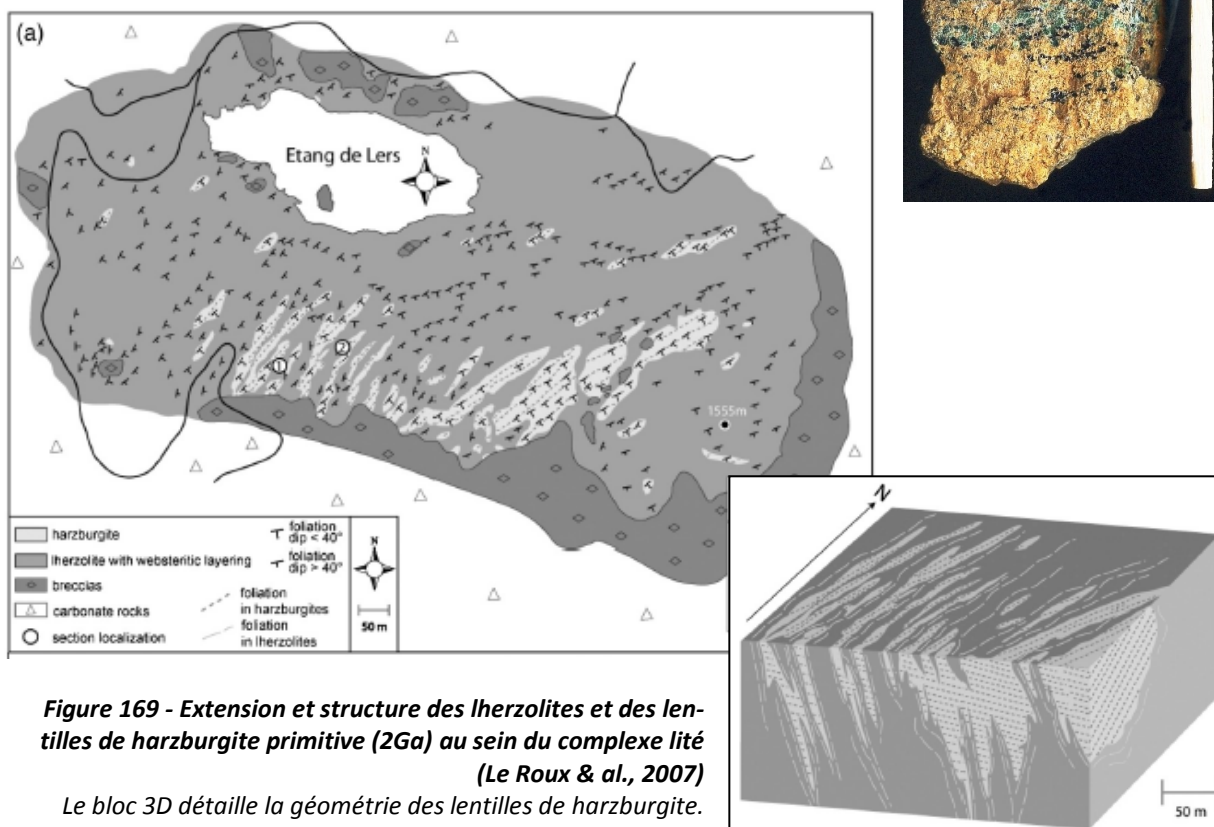
Figure 168 - Cristaux de la lherzolite intacts ou fracturés (Lame mince, LP, X ??).

Une vingtaine d'autres minéraux moins fréquents mais tout aussi importants dans la reconstitution de l'évolution des lherzolites les accompagnent. Il s'agit soit de rares amphiboles (Pargasite), oxydes (Magnétite) ou sulfures de fer (Pyrite, Pyrrhotite, Chalcopyrite, Pentlandite, Mackinavite) soit de micro-minéraux de métaux précieux (platine, palladium, ruthénium, osmium, irridium, or ; Lorand & al., 2008 ; Lorand, 2010).

A l'affleurement, les lherzolites se présentent généralement sous forme d'un complexe lité déformé (Fig. 169).

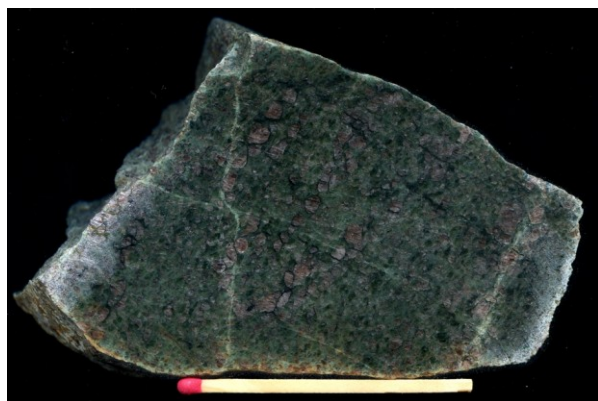
Les bancs plurimétriques de lherzolites à spinelle renferment soit de minces lits de **webstérite**, une pyroxénite riche en diopside (Fig. 170), soit d'épaisses lentilles de **harzburgite**, une autre péridotite plus ancienne qui ne contient pratiquement qu'un seul pyroxène (Enstatite). Datées à 2,2 Ga (Reisberg & Lorand, 1995), ces harzburgites constituent une des plus vieilles roches de France.

**Figure 170 - Détail de deux lits de webstérite riches en diopside vert**



**Figure 169 - Extension et structure des lherzolites et des lentilles de harzburgite primitive (2Ga) au sein du complexe lité (Le Roux & al., 2007)**

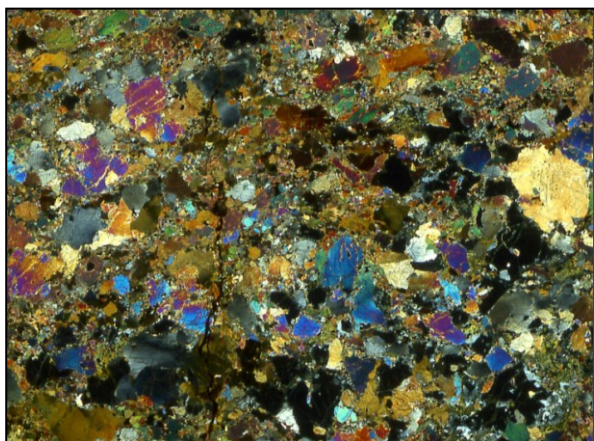
Le bloc 3D détaille la géométrie des lentilles de harzburgite.



Ce complexe est également traversé par de minces (cm à dm) et assez rares filons. Les plus anciens, sont des clinopyroxénites à grenat (anciennement « **ariégite** ») également vertes mais reconnaissables à leurs grenats roses (Fig. 171 et 172). Ils représentent des cumuls de magma tholéitique contemporains de la déformation D1 du manteau (*cf* infra). Ils sont localement plissés avec la lherzolite (Fig. 173).

**Figure 171 - Section polie de clinopyroxénite à grenat**





**Figure 172 - Clinopyroxénite à grenats (Lherz).**  
*Lame mince (LP, x ??).*



**Figure 173 – Pli isoclinal dissymétrique affectant un filon de clinopyroxénite.**

Les plus récents, non plissés, correspondent aux clinopyroxénites à amphibole et aux hornblendites (anciennement « **lherzites** ») albiennes évoquées et observées à l'arrêt précédent. Les anciens noms d'origine locale de deux de ces roches nous rappellent qu'elles ont été découvertes dans les Pyrénées au début du XX<sup>e</sup> siècle (Lacroix, 1894 ; 1901 ; 1917).

L'intrusion de ces derniers filons dans les lherzolites, au cours de leur ascension à travers la croûte, a été précédée par 2 stades de déformation plastique et de recristallisation du manteau.

Le stade **D1/R1 « à haute-température et faible contrainte »** (950°/8 à 17 kbar) enregistré par la déformation plastique de *structures à gros grains*. Les fabriques orientées de l'olivine (Avé Lallemant, 1967) indiquent une direction de fluage témoin de systèmes de glissement. (Fig. 174).

Le stade **D2/R2 « à basse température et contrainte élevée »** (600-750/>9 kbar) enregistré par la déformation cisailante et la recristallisation de *structures porphyroblastiques*. Ces structures sont très irrégulièrement développées et peuvent conduire dans certains cas à des textures mylonitiques (Fig. 176 et 177).



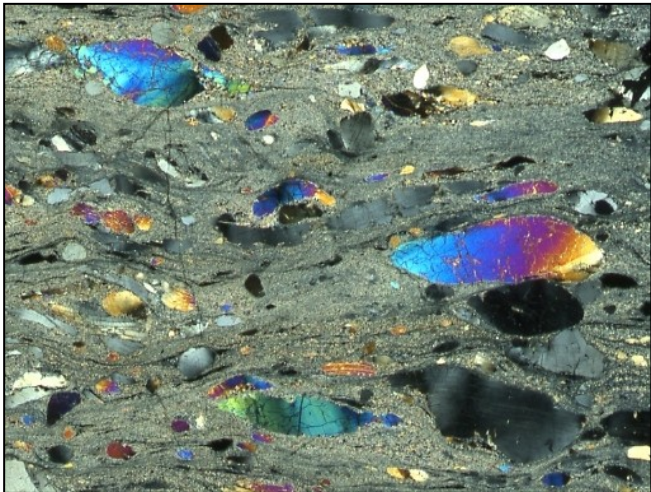
**Figure 174 - Plis isoclinaux dissymétriques serrés du litage webstéritique de la lherzolite (D1).**



**Figure 175 - Ondulations tardives du litage webstéritique (photo 1977.)**

Enfin, outre la bréchification (cataclase) qu'il a subi au cours de sa mise en place dans la croûte puis les marbres et qui a été évoquée précédemment, ce complexe lité de péridotite est également recoupé par de nombreux plans de fractures alpins. Le long de certains d'entre eux, la lherzolite est parfois transformée en une **serpentinite** verdâtre (Fig. 161, plan vert clair sous le manche bleu du marteau) qui est parfois remarquable par ses surfaces luisantes et lisses ou bien striées (Fig. 178). Cette serpentinisation peut aussi se développer plus largement jusqu'à ne laisser subsister que des reliques des minéraux de la roche initiale (Fig. 94 et 179).





*Figure 176 - Lherzolite mylonitisée  
(Turon de la Técoùère, LP, x ??)*

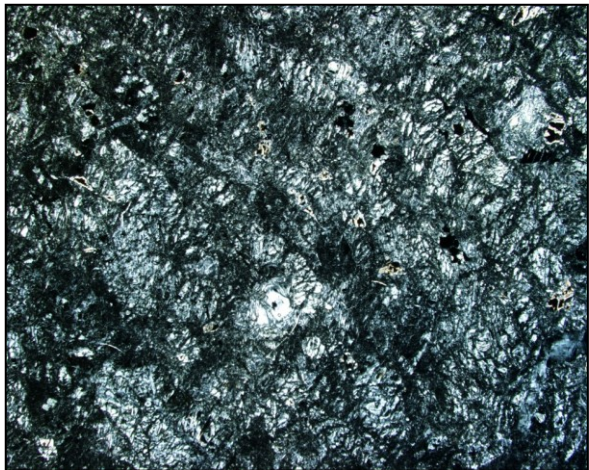


*Figure 177 - Section polie d'une lherzolite mylonitisée  
(D2, étang de Lherz, 12x 8 cm)*



*Figure 178 - Plan de cassure strié dans la serpentinite  
(Lherz).*

*Figure 179 - lame mince de lherzolite serpentinisée  
(Lherz, LP, x ??).*



????????????????



## Des « PUBS » aux « OURS » : un peu de pub pour l'orthographe et l'étymologie de Lherz

Aux pieds même de certains affleurements de lherzolite, la chaussée de la RD 8f est ornée du large tag « NON AUX OURS » maquillé en « NON AUX PUBS » que l'on rencontre si fréquemment sur les routes et les murs d'Ariège. Il nous fournit le prétexte pour aborder, non pas l'épineux problème de la survie de l'ours en Ariège, mais, plus paisiblement, pour faire un peu de « pub » au sujet de l'orthographe et de l'étymologie de « Lherz ».



Ce nom s'écrit actuellement « **Lers** » dans les meilleurs cas mais aussi **Lerz**, **Lhers**, **l'Hers**, **l'Herse**, **l'Ers** ! Un retour officiel à l'orthographe de Lherz serait amplement justifié dans la mesure où actuellement le site est mondialement connu depuis 1797 grâce à Jean-Claude de la Métherie qui a donné le nom de « Pierre de Lherz » à la « Chrysolite des volcans » découverte dix ans plus tôt entre le port et l'étang de Lherz par Claude-Hugues Lelièvre. Néanmoins, il ne faut pas oublier qu'à la fin du XVIII<sup>e</sup> siècle cette orthographe était apparemment aussi incertaine que de nos jours. La feuille n° 40 de la « Carte de Cassini » publiée vers 1780 mentionne un étang « **de Lars** ». En 1781, Pierre-Bernard Palassou, le géologue béarnais, cite le port et la montagne « **de Lers** ». En 1788, l'éminent naturaliste toulousain Philippe Picot de Lapeyrouse note un étang « **de Lhers** ». En 1812, Jean de Charpentier emploie à nouveau **Lherz**... alors qu'il abandonne le terme lherzolite pour celui de pyroxène en roche !

Quoiqu'il en soit, le nom initial de **Lars** qui se retrouve également au sud d'Aulus pour désigner la vallée d'**Ars** et sa célèbre cascade, serait la forme dérivée du gaulois *Artos* (Maumont, 2007) ou du basque *artza* (A. Mangin comm. orale) qui désignerait... l'OURS !

Cette étymologie ne fait pas l'unanimité mais... c'est une autre histoire !



**Figure 180 - Le versant occidental du massif de Lherzolite de Fontête rouge (Est de Lherz).**  
A 1839 m d'altitude, le sommet de ce massif constitue le point culminant des lherzolites pyrénéennes.

## Arrêt J2.5g - Le liant micritique d'une brèche lherzolitique monogénique

### Localisation

A l'est de l'étang de Lherz (Fig. 139, p. 86)

### Intérêt

Lamines horizontales du liant sédimentaire d'une brèche lherzolitique monogénique.

### Rappel historique

En 1812 J. de Charpentier signale de « très-jolis poudingues » au bord de l'étang de Lherz. Il les décrit en ces termes « *Ce sont des fragmens anguleux de pyroxène à arêtes vives, de la grosseur de plusieurs pieds cubes, jusqu'à celle d'un grain de sable, agglutiné par un ciment calcaire, d'un très beau blanc. Les espaces entre ces fragmens ne sont pas souvent entièrement remplis ; et alors de jolis cristaux de chaux carbonatée tapissent les parois de ces vides* » (Fig. 181). Il signale également qu'à l'extrémité orientale de l'étang « *les fragmens ont rempli une large fente, dans laquelle ils ont été agglutinés par l'infiltration des eaux chargées de molécules calcaires* ».



Figure 181 - Les « jolis cristaux de chaux carbonatée » (5x2 cm)

Mais, « *il n'y a pas lieu de s'arrêter à cette théorie* » pour A. Lacroix (1894).

Les brèches lherzolitiques monogéniques de cet affleurement ont été cartographiées en cataclites (Conquéré, 1978).

Trente ans plus tard, l'observation d'une matrice sableuse recoupée de filons carbonatés a conduit à assimiler ces brèches à des « ophicalcites » c'est-à-dire à les considérer comme des remplissages tectono-sédimentaires de fentes formées à la surface de la lherzolite au cours de son exhumation albienne sur le plancher sous-marin du fossé d'Aulus (Lagabrielle & Bodinier, 2008).

En 2010, l'observation, dans le liant des mêmes brèches, de micrites à lamines horizontales de polarité normale a permis de les assimiler aux Brèches des Coumettes discordantes et postérieures à l'inversion structurale et à l'émersion du fossé d'Aulus (Debroas & al., 2010b, site CB 5).

### Observations

Du sud vers le nord, le talus de la RD 8 expose successivement : (1) la lherzolite massive ; (2) un contact net vertical de direction N160°E (Fig. 182) ; (3) des brèches lherzolitiques monogéniques sur une vingtaine de mètres de long ; (4) un contact net de direction N 45°E avec un plongement de 55°NO ; (5) la lherzolite massive.



Figure 182 – Le contact méridional vertical entre la lherzolite et les brèches lherzolitiques.

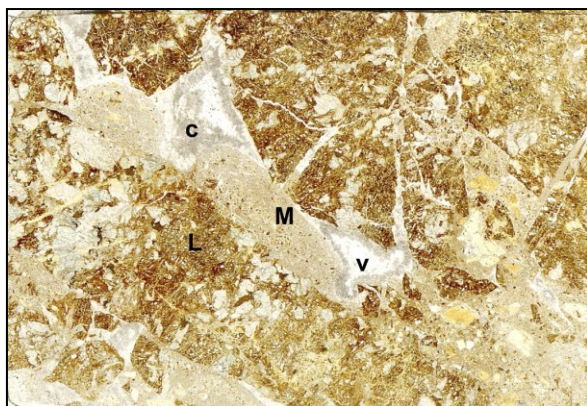
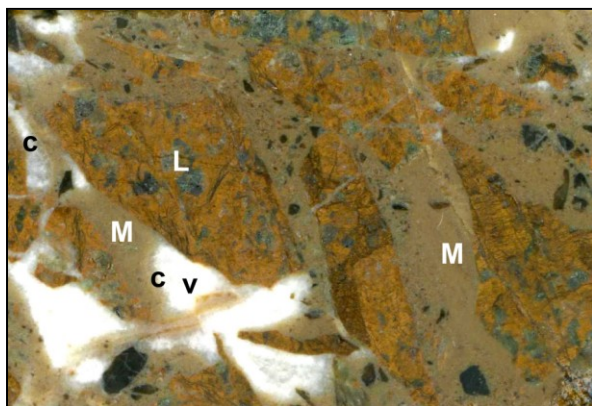
Les brèches montrent deux types superposés : à la base une brèche cataclastique dont les éléments anguleux ne sont pas ou sont très peu déplacés les uns par rapport aux autres et, au sommet, une brèche dont les éléments toujours anguleux sont inorganisés et manifestement déplacés (Fig. 182, respectivement au-dessous et au-dessus de « brèches »).



Dans la brèche cataclastique inférieure un liant apparaît ponctuellement. Il correspond soit à une micrite beige rarement homogène car elle englobe des granules et des grains anguleux de lherzolite granoclassés et manifestement déplacés, soit à un ciment de calcite blanche qui comble partiellement les vides restants en laissant subsister d'assez rares petites géodes (Fig. 184). Des filonnets d'une calcite également blanche recoupent parfois la micrite. Enfin, et surtout, en quelques points la micrite beige présente de petits faisceaux de lamines massives et à granoclassement normal (du sable fin à la micrite) qui sont encore horizontales à subhorizontales et qui parfois même moulent des microsurfaces de ravinement basales conformes à la polarité normale observée (Fig. 183). Non recristallisée, cette micrite est complètement distincte du liant de calcite cristalline des Brèches de Lherz marmoréennes des affleurements précédents.



*Figure 183 - Deux « détails » fondamentaux des micrites à lamines gradées en polarité normale.*



*Figure 184 - Section polie d'un sucre (x4) et lame mince correspondante en LN (x4).*

*L : lherzolite, M : micrite, C : calcite, V : vide.*

Une telle micrite n'a donc subi ni le métamorphisme pyrénéen céno-mano-turonien, ni l'inversion structurale fini-crétacée. Ainsi, elle ne peut être ni albo-aptienne, ni albo-cénomaniennne, ni antérieure à l'inversion structurale, ni assimilée à une ophicalcite océanique, ni confondue avec le liant cristallin des Brèches de Lherz environnantes.

Par contre, en étant clairement postérieure à l'inversion structurale, elle est attribuable à un témoin de la formation discordante et vraisemblablement continentale des Brèches des Coumettes (Debroas & al., 2010b).

Pour résumer, au terme de cet arrêt J2-5, un long trajet à cheval sur le contact méridional de la lherzolite avec les Brèches de Lherz et les Brèches des Coumettes, les multiples données observées selon l'ordre géographique des affleurements peuvent s'ordonner plus logiquement selon les relations géométriques et chronologiques constatées entre les trois ensembles (Fig. 185).

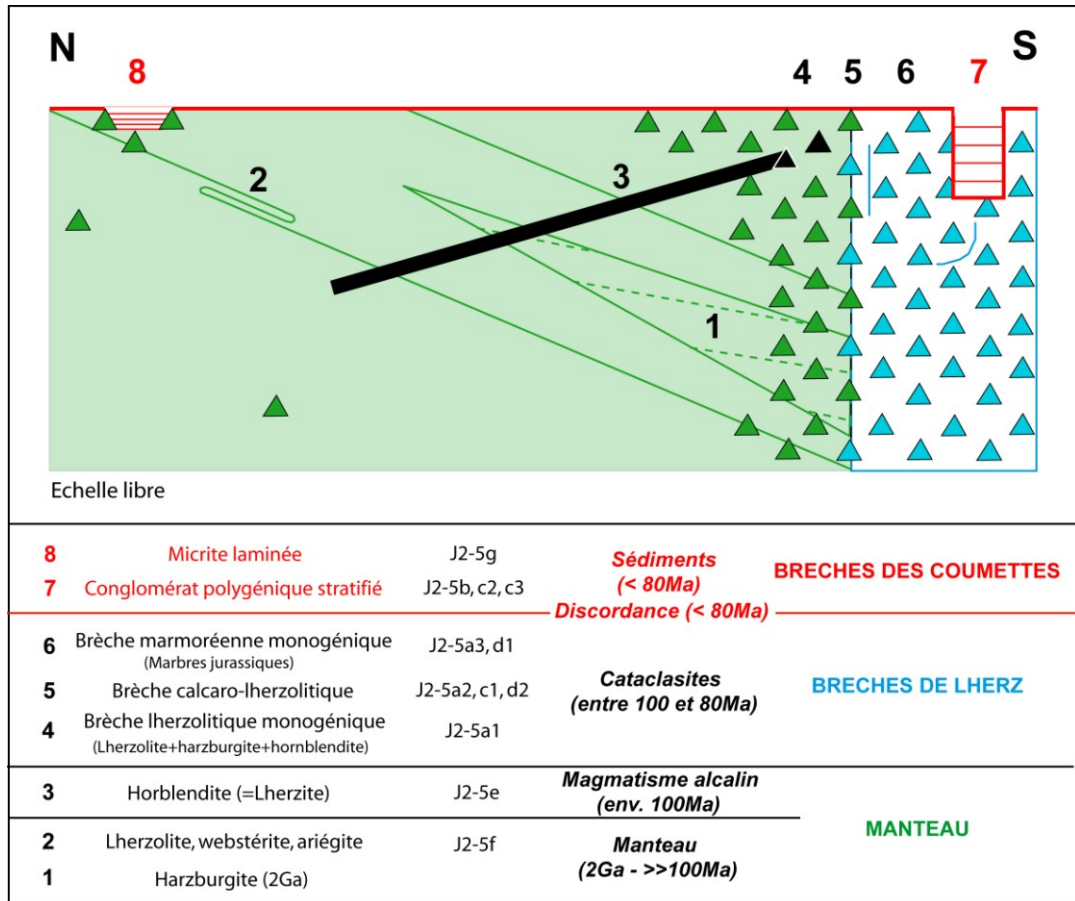


Figure 185 - Tableau synthétique résumant les relations géométriques et chronologiques observées entre le manteau et les diverses brèches au niveau du contact méridional du massif de Lherz (Arrêt J2-5)

## Arrêt J2.6 - Les roches à saphirine au contact de la lherzolite

### Localisation

Au Nord de l'étang de Lherz, dans le talus nord de la RD 8f face au café-restaurant (Fig. 139 et 186)

Figure 186 - Localisation des roches à saphirine affleurantes et non affleurantes au contact nord de la lherzolite.



### Rappel historique

Lors de l'ouverture de la route de l'étang de Lherz, la bordure nord de son terminus, au-dessus de l'étang, à partiellement dégagé de son recouvrement superficiel un affleurement discontinu de plusieurs mètres carrés constitué par des roches qui séparent la lherzolite des marbres septentrionaux. P. Monchoux (1969, 1970 et 1972) y a relevé une série subverticale de direction N60°E et d'une



épaisseur d'environ 20 m dans laquelle il a distingué une vingtaine de niveaux distincts (Fig. 187) composés de roches très friables riches en minéraux variés - anthophyllite-gédrite, sapphirine, kornerupine (Fig. 188 et 189), corindon, cordiérite, phlogopite - et d'amphibolites (niv. 14-15) et de cornéennes tachetées (niv. 16 et 18) parfois bréchifiées (niv. 17).

Avec les deux autres affleurements voisins qu'il a également décrit plus à l'est, l'un au niveau du carrefour de la route vers le port de Lherz (depuis longtemps disparu) et l'autre à 200 m plus haut dans un thalweg, cette zone de contact s'étend sur environ 500 de long pour une largeur de quelques dizaines de mètres.

Certaines de ces roches placées au contact de la lherzolite ont récemment été assimilées à des sédiments (« type b » de La-gabrielle & Bodinier, 2008).

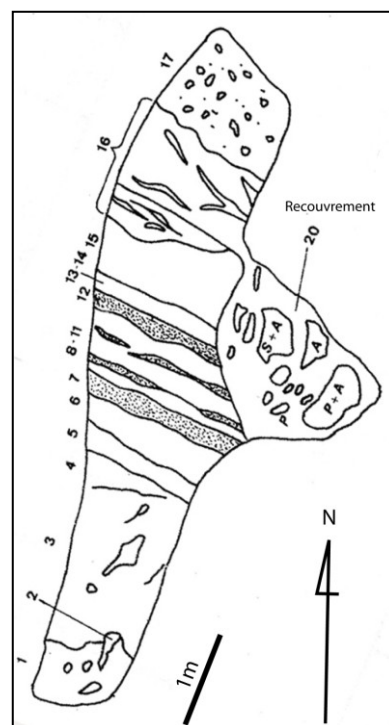


Figure 187 - Carte de l'affleurement (Monchoux, 1970)

<p><b>SAPHIRINE</b> : <math>Mg_2Al_4[O_6/SiO_4]</math>.</p> <p>Gisement : <i>étang de LERS</i> (anciennement LHERZ), feuille d'Aulus-les-Bains au 1/50 000<sup>e</sup> (<math>x = 522</math>, <math>y = 57</math>, <math>z = 1\ 300</math>), à 10 km au sud de MASSAT (ARIÈGE).</p> <p>Le minéral apparaît en divers points du contact entre lherzolites et calcaires, sur environ 500 m au NE du massif de lherzolites. Il est associé à : vermiculite, anthophyllite, calcite, accessoirement kornerupine, spinelle, rutile, dipyre, dans une roche litée, friable, formant une bande de quelques décimètres, dans une zone à amphiboles, au contact même des lherzolites.</p> <p>La sapphirine est parfois le minéral le plus abondant de la roche. De couleur bleue, elle est en grains irréguliers ou en cristaux tabulaires aplatis suivant (010), atteignant 1 cm de long. Elle a été déterminée par ses propriétés optiques (<math>1,700 &lt; n_p &lt; 1,705 &lt; n_m &lt; 1,710</math> ; <math>n_p &lt; 1,715</math> ; biaxie négative ; <math>2V \approx 50^\circ</math>), et son diagramme de poudre, pratiquement identique à celui donné par la fiche ASTM n° 11607.</p> <p>Pierre MONCHOUX, Faculté des sciences, Toulouse.</p>	<p><b>KORNERUPINE</b> : <math>Mg_4Al_6[(O, OH)_2/BO_4/(SiO_4)_4]</math>.</p> <p>Gisement : <i>Étang de LERS</i> (ARIÈGE), dans la roche à sapphirine à 10 km au S de MASSAT (ARIÈGE).</p> <p>La kornerupine est dispersée dans la roche à sapphirine et assez rare. Elle se présente en prismes trapus à faces verticales striées et rugueuses, de couleur gris pâle, atteignant 1 cm de long. Elle contient en inclusion de l'anthophyllite et du rutile. Elle a été déterminée par ses propriétés optiques (uniaxie, ou presque, négative, <math>n_m</math> et <math>n_p = 1,680 \pm 0,005</math> ; <math>n_p = 1,670 \pm 0,005</math>) et par son diagramme de poudre, pratiquement identique à celui publié par J. P. GIRAULT (<i>Amer. Mineralogist</i>, 37, 534, 1952).</p> <p>PIERRE MONCHOUX, Faculté des sciences, Toulouse.</p>
---	---

Figure 188 - Description de la sapphirine et de la kornerupine du gisement visité (Monchoux, 1969).

## Observations et intérêt

L'affleurement actuel, très réduit, permet d'observer les roches à sapphirine, très claires (Fig. 189), et leur contact avec la lherzolite ainsi que leur recouvrement superficiel par des sables lherzolitiques discordants à stratification horizontale (Quaternaire).

Ces roches représenteraient le produit de la transformation en profondeur, à 800-900°C et 6-9kbar, de gneiss mis en contact avec la lherzolite au cours de son ascension à travers la croûte continentale (Monchoux, 1970).



Figure 189 - Cristaux bleutés de sapphirine dans une matrice de cristaux d'anthophyllite (Coll. P. Monchoux).

## Arrêt J2.7 - Les gneiss granulitiques du port de Lherz

### Localisation

Ancienne carrière au bord de la RD 18 entre l'étang et le port de Lherz dans la partie haute du ravin de Bastard (Fig. 97, 139 et 190).

**Figure 190- La carrière du ravin de Bastard et sa position morphologique et structurale.**



### Intérêt

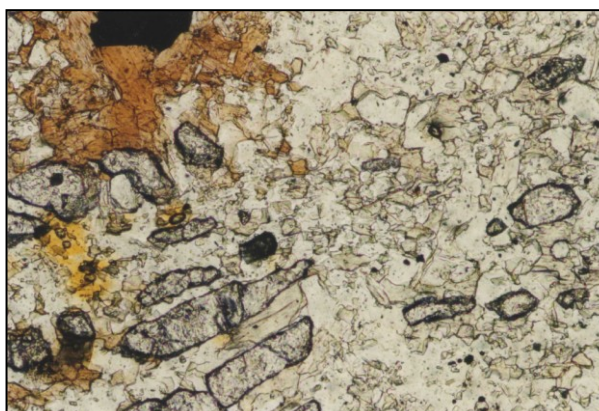
Un exemple de la croûte continentale inférieure des Pyrénées traversée par la lherzolite.

### Rappel historique

Ces roches ont été distinguées de celles du massif des Trois-Seigneurs et attribuées à la base de la croûte continentale il y a seulement trente cinq ans (Azambre & Ravier, 1978).

Ces formations catazonales constituent deux importantes écailles principales qui jalonnent les accidents bordiers du fossé d'Aulus. Au sud, celle de Saleix est la plus complète avec des granulites basiques qui représenteraient un ancien complexe basique (Vielzeuf, 1980), des granulites acides et des charnockites ainsi que des marbres à forstérite-humite (Fig. 104). Au nord, l'écaille du port de Lherz comporte quelques pyriclasites (Fig. 191) et surtout des granulites acides (Fig. 192).

**Fig. 191 - Pyriclasite à ortho et clinopyroxènes et plagioclases antiperthitiques (Port de Saleix ; LP, x 40)**



**Figure 192 - Réaction de destabilisation du grenat (en îlots) et de l'orthose, en présence d'eau, pour donner de la cordiérite (fond microcristallin avec zircon à auréole pléochroïque jaune) et de la biotite. (Port de Saleix, LN, x 40).** Cette réaction qui indique que la cordiérite n'est pas en équilibre avec le grenat et la sillimanite, est une de celles qui montrent que cet épisode de granulitisation est de moyenne pression (au-dessus du domaine de stabilité de la cordiérite).

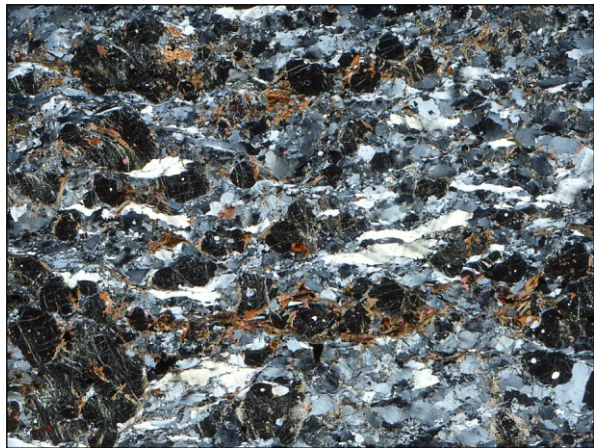
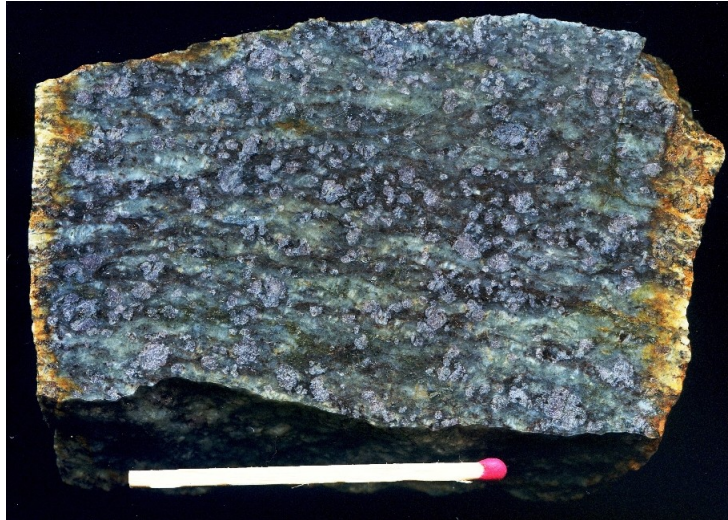


## Observations

Cette carrière est ouverte à l'extrémité occidentale de la plus étendue (3000 m x 500 m) et la plus facilement accessible des écaïlles de granulites du fossé d'Aulus mais qui est également la plus altérée. Elle est exclusivement constituée de paragneiss catazonaux :

- des roches très claires à texture granoblastique ou blastomylonitique à grenats abondants et dépourvues de silicates d'alumine (granulites s.s.) ;
- des **kinzigites** plus ou moins **khondalitiques** riches en sillimanite prismatique et comportant grenat, biotite, rutile, graphite et zircon (Fig. 193).

Des passées anatectiques purement quartzo-feldspathiques sont fréquentes.



**Figure 193 – Kinzigite de l'écaïlle de gneiss catazonaux du port de Lherz**  
(Echantillon, lame mince en LN et LP, 2 x 1.5 cm). Remarquer la foliation soulignée par l'orientation des cristaux de quartz, feldspath et biotite et la répartition des grenats, la sillimanite n'est pas visible.





#### 4 - QUELLE MISE EN PLACE POUR LA LHERZOLITE DANS SA LOCALITÉ-TYPE ?

Bien que voisins immédiats, les deux sous-bassins du rift albo-cénomaniens qui ont été visités, se distinguent par la conservation très inégale de leur remplissage syn-rift de Flysch noir et par les interprétations avancées pour rendre compte de leur évolution et de la mise en place de leurs lherzolites. Mais, alors qu'une interprétation unanimement admise rend compte de l'évolution du fossé de la Ballongue, celle du fossé d'Aulus fait l'objet de deux interprétations concurrentes.

Les observations du premier jour ont été largement consacrées aux faciès sédimentaires, métamorphiques et tectoniques des débrites sous-marines du Flysch noir albo-cénomaniens et au contexte de la lherzolite de Coumes. Elles ont conduit à rappeler que cette lherzolite et ses voisines du fossé de la Ballongue s'étaient mises en place à la base de 4000 à 5000 m de sédiments anté et syn-rift soumis au métamorphisme pyrénéen cénomano-turonien avant d'être exhumées sous la forme d'écaillés tectoniques au cours de l'inversion structurale fini-crétacée.

Les observations du second jour ont été essentiellement consacrées aux faciès des diverses brèches du fossé d'Aulus, et en particulier aux Brèches de Lherz et à leurs contacts avec la lherzolite du célèbre massif de l'étang de Lherz. Elles ont ainsi conduit à présenter parallèlement les arguments de chacune des deux interprétations concurrentes :

- l'« ancienne », élaborée il y a une cinquantaine d'années et depuis confortée par de nombreux travaux, qui admet une mise place tectonique d'écaillés de lherzolite dans les marbres jurassiques bréchifiés pendant le Céno-mano-turonien puis leur exhumation à la suite de l'inversion structurale fini-crétacée ;

- la « moderne », publiée en 2008 et depuis précisée dans deux autres publications, qui propose au contraire une exhumation sous marine de la lherzolite au cours de l'Albien, sur le fond du fossé d'Aulus et avec un remaniement sédimentaire de ses débris et de ceux des marbres anté-rifts dans des débrites stratifiées.

Cette présentation a permis de rappeler les arguments de l'interprétation moderne que l'interprétation ancienne ignorait en partie. Ils correspondent :

- (1) à des données générales, avec les cas d'exhumation sous-marine du manteau accompagnée de la resédimentation de ses débris qui ont été établis sur divers sites océaniques actuels ou anciens ;

- (2) à une donnée régionale classique, avec le cas unique de la lherzolite d'Urdach-les Pernes dont les débris resédimentés dans les Brèches d'Urdach attestent de l'exhumation sous-marine ponctuelle du manteau pyrénéen dès la fin de l'albo-cénomaniens ;

- (3) à une donnée locale nouvelle, avec l'assimilation des Brèches de Lherz à des débrites sous-marines et à des ophicalcites d'âge « albien » imprécis (« albo-cénomaniens » puis « albo-aptien »).

La confrontation des arguments de chacune des interprétations a fait progressivement apparaître que si les données générales et régionales invoquées par l'interprétation moderne sont incontestables, c'est par contre l'inverse qui s'est produit pour la donnée locale. Les observations réalisées au cours des deux journées ont effectivement permis de constater que :

- le contexte géologique des lherzolites et des Brèches de Lherz est aussi clairement distinct de celui de la lherzolite et des Brèches d'Urdach dont elles étaient rapprochées, que de celui des lherzolites et des brèches de la Ballongue pourtant voisines ;

- les Brèches de Lherz ne s'interstratifient ni avec le Flysch noir albo-cénomaniens, ni avec les marnes albo-aptiennes, les deux formations sédimentaires du fossé d'Aulus auxquelles elles étaient implicitement assimilées, et qui sont conservées entre 15 et 8 kilomètres plus à l'ouest ;

- les Brèches de Lherz ne montrent ni pélites, ni stratifications, ni déformations syn-métamorphiques des débrites sous-marines du Flysch noir albo-cénomaniens auxquelles elles étaient

implicitement assimilées alors que contrairement à ces débris, elles renferment essentiellement des débris de marbres jurassiques métamorphisés et déformés pendant le Cénomano-turonien ;

- les seuls sédiments indiscutables qui sont associés aux lherzolites sont polygéniques, stratifiés, laminés et appartiennent en réalité aux « Brèches des Coumettes » discordantes à leur surface et postérieures à l'inversion structurale fini-crétacée ;

- le contact méridional vertical des Brèches de Lherz avec la lherzolite qui était tenu pour sédimentaire, est manifestement un contact mécanique entre les marbres jurassiques plissés et bréchifiés et la lherzolite intacte ou bréchifiée ;

- les « ophicalcites » sensées s'être mises en place à la surface de la lherzolite lors de sa dénudation sous-marine albiennaise sont en fait des sédiments non métamorphiques, peu déformés, encore horizontaux et en polarité normale qui sont donc manifestement postérieurs au métamorphisme pyrénéen cénomano-turonien et à l'inversion structurale fini-crétacée et ainsi très vraisemblablement continentaux comme les Brèches des Coumettes auxquelles ils sont rattachés ;

- les roches magmatiques alcalines albiennes ont recoupé une lherzolite qui était certes en cours d'ascension mais qui était encore bien au-dessous du plancher sous-marin du fossé d'Aulus, comme l'attestent leurs textures granoblastiques, leurs transformations au contact de la lherzolite et leur déformation par la foliation pénétrative de la lherzolite qui affecte au moins les plus anciennes d'entre elles.

De telles observations montrent donc clairement que les Brèches de Lherz ne peuvent être ni les débris sous-marines, ni les ophicalcites albiennes admises par l'interprétation « moderne ». Elles vérifient ainsi une incohérence chronologique fondamentale de cette interprétation qui permettait de douter à priori de sa validité, à savoir que les âges « albo-cénomaniens » (109-96 Ma) puis « albo-aptiens » (125-109 Ma) qui ont été successivement attribués aux brèches sont incompatibles avec l'âge « cénomano-turonien » du métamorphisme pyrénéen à l'origine des marbres (98-86 Ma ; Fig. 16) dont elles étaient sensées remanier les débris.

Ainsi, privée de son argument local, unique et fondamental, l'interprétation « moderne » d'une exhumation albiennaise du manteau lherzolitique sur le plancher sous-marin du fossé d'Aulus se trouve dépourvue de tout fondement concret. Elle doit donc être abandonnée. Il en est également de même des brèches et des autres massifs de lherzolite de l'Ariège qui faisaient l'objet de la même interprétation.

**Cette brève excursion, a donc permis de vérifier que malgré leurs imperfections les données locales caractéristiques du fossé d'Aulus, restent favorables à l'interprétation « ancienne » de la mise en place tectonique des lherzolites dans les marbres jurassiques qui sont bréchifiés à leur contact.**



**Figure 194 - Le site de l'étang de Lherz vu de l'extrémité orientale de l'étang (Lacroix, 1894).**  
Le contact occidental de la lherzolite (A) et des Brèches de Lherz (c, j) est actuellement masqué par la forêt.



## Bibliographie

- Agirrezabala L. (2009) - Mid-Cretaceous hydrothermal vents and authigenic carbonates in a transform margin, Basque-Cantabrian Basin (western Pyrenees) : a multidisciplinary study - *Sedimentology*, 56, 969-996.
- Albarède F., Michard-Vitrac A. (1978) - Age and significance of the North Pyrenean metamorphism - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40, 327-332.
- Anderson H.J. (1984) - Gravity modelling of the Iherzolite body at Lers (French Pyrenees); some regional implications - *Geol. Mag.*, 122, 51-56.
- Avé Lallemant H.G. (1967) - Structural and petrofabric analysis of an « alpine-type » peridotite: the Iherzolite of the French Pyrenees - *Leidse Geol. Mededelingen*, 42, 1-57.
- Azambre B., Ravier J. & Thiébaud J. (1971) - A propos du phénomène de dipyrisation des roches éruptives d'âge secondaire des Pyrénées - *C.R. Acad. Sci. Paris, D*, 272, 2137-2139.
- Azambre B. & Rossy M. (1976) - Le magmatisme alcalin d'âge crétacé dans les Pyrénées occidentales et l'Arc basque ; ses relations avec le métamorphisme et la tectonique - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XVIII, 6, 1725-1728.
- Azambre B. & Ravier J. (1978) - Les écaillés de gneiss du faciès granulite du port de Saleix et de la région de Lherz (Ariège), nouveaux témoins du socle profond des Pyrénées - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XX, 3, 221-228.
- Azambre B., Rossy M., Lago M. (1987) - Caractéristiques pétrologiques des dolérites tholéitiques d'âge triasique (ophites) du domaine pyrénéen - *Bull. Minéral.*, 110, 379-396.
- Azambre B., Sagon J.-P. & Debroas E.-J. (1991) - Le métamorphisme crétacé du fossé des Baronnies (Hautes-Pyrénées, France), témoin des anomalies thermiques de la zone transformante nord-pyrénéenne - *C.R. Acad. Sci. Paris, II*, 313, 119-124.
- Azambre B. & Rossy M. (1992) - La province magmatique alcaline crétacée des Pyrénées - Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées, vol. 3, Chapitre 22 « Magmatisme crétacé », BRGM, en cours d'édition.
- Azambre B., Rossy M., Albarède F. (1992) - Petrology of the alkaline magmatism from the Cretaceous North-Pyrenean Rift Zone (France and Spain) - *Eur. J. Mineral.*, 4, 813-834.
- Azambre B. & Monchoux P. (1998) - Métagabbros amphiboliques et mise en place crustale des Iherzolites des Pyrénées (France) - *C.R. Acad. Sc. Paris*, 327, 9-15.
- Baby P., Crouzet G., Specht M., Deramond J., Bilotte M. & Debroas E.-J. (1988) - Rôle des paléostructures albo-cénomaniennes dans la géométrie des chevauchements frontaux nord-pyrénéens - *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 306, sér. II, p. 307-313, 1 fig., 1 pl.
- Barrouquère G., Pélissonnier H., Castaing C., Roux L., Souquet P., Rey J., Peybernès B., Casteras M., Fournier J., Lanau M., Debroas E.-J. & Lagasquie J.-J. (1976) - Saint-Girons (carte) - *Carte géol. France (1/50000)*, feuille n° 1074, BRGM, Orléans,.
- Barrouquère G., Roux L., Souquet P., Peybernès B., Rey J., Debroas E.-J., Lagasquie J.-J., Ternet Y., Bois J.-P. & Bambier A. (1976) - Saint-Girons (notice explicative), *Carte géol. France (1/50000)*, feuille n° 1074, BRGM, Orléans, , 40 p., 10 fig.
- Bernus-Maury C. (1984) - Etude des paragenèses caractéristiques du métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées - Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris VI
- Bertrand L. (1910) - Feuille de Bagnères de Luchon - Carte géologique détaillée de la France 1/80 000, n° 252, 1<sup>e</sup> éd., BRGM, Orléans.
- Bilotte M (1978) - Evolution sédimentaire et tectonique du bassin sous-pyrénéen à la fin du Crétacé, à l'est de la Garonne - *Bull. Soc. géol. France*, 7, XX (1978) 649-655.
- Bilotte M. (1985) - Le Crétacé supérieur des plate-formes est-Pyrénéennes - *Strata Toulouse*, 2, 5, 438 p.
- Bilotte M. (1992) - Enregistrement sédimentaire et datation du passage de la marge stable à la marge convergente durant le Sénonien dans la zone sous-pyrénéenne orientale (Corbières, France) - *C.R. Acad. Sci. Paris, II*, 315, 77-82.
- Bilotte M. , Debroas E.-J., Baby P., Crouzet G. Deramond J., Bonnemaison M. & Giot D. (1987) - Rôle des chevauchements nord-pyrénéens et des massifs de l'Arize et du Saint-Barthélémy dans l'évolution tecto-sédimentaire et la structure des bassins flyschs du Crétacé - Programme National Géologie Profonde de la France (GPF 3), thème 6 : allochtonie des massifs paléozoïques nord-pyrénéens, *Doc. BRGM*, Orléans, n° 143, p. 3-43, 13 fig., 5 tabl.
- Boillot G. & Capdevilla R. (1977) - The Pyrenees : subduction and collision ? - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 35, 151-160.
- Canérot J. (1987) - Evolution géodynamique alpine de la zone nord-pyrénéenne en Bigorre méridionale (region Lourdes-Bagnères) - *C.R. Acad. Sci. Paris, II*, 305, 297-300.
- Canérot J. & Debroas E.-J. (1988) - Remise en question du "Complexe de résédimentation albo-cénomanienn" de la zone nord-pyrénéenne - *C.R. Acad. Sci. Paris, II*, 307, 1711-1716.

- Canérot J., Debroas E.-J. & Bilotte M. (2004) - Brèches des Pyrénées tenues pour « marines, profondes et sélaniennes - Excursion 18 au 20 Septembre 2004, Livret-guide, 83 p., en dépôt à la Soc. Géol. France.
- Carez L. (1905) - La géologie des Pyrénées françaises. Feuilles de Bagnères-de-Luchon et de Saint-Gaudens - Mém. Carte Géol. France, fasc. III.
- Canérot J., Debroas E.-J., Bilotte M., Azambre B., Flament J.-M. (2011) - Le Bassin de Mauléon (Pyrénées-Atlantiques) - Excursion AGSO 11 et 12 Juin, Livret-guide, 77 p.
- Casteras M. (1933) - Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales - *Bull. Serv. Carte Géol. France*, XXXVII, 189, 515 p.
- Casteras M. (1957) - Camarade (Conglomérat de) - in *Lexique stratigraphique international*, vol. I, fasc. 4aVI, p. 78-79.
- Casteras M. (1976) - Feuille Foix - Carte géologique de la France 1/80 000, n° 235, 3<sup>e</sup> éd., BRGM, Orléans. Notice explicative par M. Casteras (1969), 25 p.
- Casteras M. & Raguin E. (1943) - Seconde note sur les schistes de la bordure nord du massif de Castillon (Ariège) - *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p.59.
- Casteras M., Dalloni M., Raguin E. (1951) - Feuille de Bagnères de Luchon - Carte géologique détaillée de la France 1/80 000, n° 252, 2<sup>e</sup> éd., BRGM, Orléans.
- Casteras M. & Souquet P. (1968) - Le synclinal cénomanien de Soueix double au nord le bassin crétacé supérieur d'Oust et de Massat (Ariège) - *C.R. Acad. Sci. Paris*, D, 267, 1255-1257.
- Charpentier J. de (1812) - Sur la nature et le gisement du Pyroxène en roche, connu sous le nom de lherzolite - *Journal des Mines*, XXXII, 321-340.
- Charpentier J. de (1823) - Essai sur la constitution géognostique des Pyrénées - 633 p., 1 carte géol., Paris.
- Choukroune P. (1973) - La brèche de Lherz dite « d'explosion liée à la mise en place des lherzolites » est une brèche sédimentaire d'âge cénozoïque (Pyrénées ariégeoises) - *C.R. Acad. Sci. Paris*, D, 277 (1973) 2621-2624.
- Choukroune P. (1976) - Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne - Mém. Soc. géol. France, Paris, n° 127, 116 p.
- Choukroune P. (1980) - Comment on "Quenching : an additional model for emplacement of the lherzolite at Lers (French Pyrenees)" - *Geology*, 8, 514.
- Choukroune P. (1992) - Tectonic evolution of the Pyrenees - *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 20, 143-158.
- Choukroune P & Mattauer M. (1978) - Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne; comparaison avec des modèles actuels - *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, (7), XX, p. 689-700.
- Colchen M., Ternet Y., Debroas E.-J., Dommanget A., Gleizes G., Guérangé B., Roux L. (1997) - Feuille Aulus-les-Bains (1086) - *Carte géol. France 1/50 000*, Orléans, BRGM éditions.
- Collignon M., Debroas E.-J., Peybernès B., Souquet P. (1978) - Nouvelles preuves sur l'âge albien supérieur du "Flysch ardoisier" de la zone interne métamorphique des Pyrénées navarro-languedociennes et de ses équivalents latéraux commingeois et ultra-commingeois - Réunion extr. Soc. géol. France, Montpellier, 15 Septembre 1977. *Archives Sc. Genève*, vol. 31, fasc. 1, p. 57-66, 2 fig.
- Conquéré F. (1978) - Pétrologie des complexes ultramafiques de lherzolite à spinelle de l'Ariège (France) - Thèse Sciences, Paris VI 333 p.
- Clerc C. (2008) - Exhumation du manteau pyrénéen à l'Albien : de la tectonique à la sédimentation - Cartographie détaillée de la région de Lherz - Mém. Master 2, Univ. Montpellier, 38 p.
- Clerc C., Lagabrielle, Y., Neumaier M., Reynaud J.-Y., Saint Blanquat M. de (2012) - Exhumation of subcontinental mantle rocks : evidence from ultramafic-bearing clastic deposits nearby the Lherz peridotite body, French Pyrenees - *Bull. Soc. Geol. Fr.*, soumise.
- Dauteuil O., Raymond D., Ricou L.E. (1987) - Brèches de fracturation hydraulique dans la zone métamorphique des Pyrénées, exemple à l'est du Saint-Barthélémy - *C.R. Acad. Sci. Paris*, II, 304, 1025-1028.
- Debroas E.-J. (1976) - Les flyschs crétacés pyrénéens de la Ballongue, du Castillonnais et de la région d'Arbas (Ariège, Haute-Garonne) - Thèse de 3<sup>e</sup> cycle Toulouse, 84 p.
- Debroas E.-J. (1977) - Identification d'un paléocône sous-marin dans le flysch ardoisier des Pyrénées ariégeoises. Séance spéc. Soc. géol. France, Bordeaux, 1976 - *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XIX, n° 2, p. 267-274, 5 fig.
- Debroas E.-J. (1978) - Evolution de la fosse du flysch ardoisier de l'Albien supérieur au Sénonien inférieur (zone interne métamorphique des Pyrénées navarro-languedociennes) - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XX, p. 639-648.
- Debroas E.-J. (1985) - Géométrie et position structurale des fossés albiens nord-pyrénéens : l'exemple des Pyrénées centrales - "Sédimentation et tectonique" Réunion Assoc. Sédim. Français-Soc. géol. France, Paris, 17-18 Décembre 1984 - *Strata*, Toulouse, sér. 1, vol. 2, p. 99-106.



- Debroas E.-J. (1987a) - Modèle de bassin triangulaire à l'intersection de décrochements divergents pour le fossé albo-cénomaniens de la Ballongue (Zone Nord-pyrénéenne, France) - *Bull. Soc. Géol. France*, (8), III, 887-898
- Debroas E.-J. (1987b) - Le Flysch à fucoïdes d'Uchentein témoin d'un escarpement turono-sénonien inférieur de la paléofaune nord-pyrénéenne, Pyrénées centrales, France - *Strata*, Toulouse, sér. 1, vol. 3, p. 77-93.
- Debroas E.-J. (1987c) - Un nouveau "bassin losangique" albo-cénomaniens dans la zone transformante nord-pyrénéenne : le fossé de Camarade, Ariège - 1<sup>er</sup> *Congrès Français de Sédimentologie*, Paris, 19-20 Novembre 1987, résumés, p. 130-131, 2 fig.
- Debroas E.-J. (1989) - L'ouverture du sillon flysch albiens à sénonien inférieur dans les Pyrénées centrales - *Séminaire international Ouverture des Bassins Pyrénéens*, Assoc. Géol. Sud-Ouest, Pau, 16-17 Février, résumés, 1 p.
- Debroas E.-J. (1990) - Le Flysch noir albo-cénomaniens témoin de la structuration albiens à sénonienne de la zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France) - *Bull. Soc. Géol. France* (8), VI, 273-285.
- Debroas E.-J. (1992a) - Structuration anté-cénomaniens de la zone nord-pyrénéenne centrale : données de terrain contre hypothèses - 14<sup>e</sup> *RST*, Toulouse, Soc. géol. France, édit. Paris, p.49.
- Debroas E.-J. (1992b) - La zone nord-pyrénéenne centrale du Gave d'Ossau au Salat (Hautes-Pyrénées, Haute-Garonne, Ariège) - Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées, vol. 3, Contribution au Chapitre 22 « Tectonique alpine », BRGM, en cours d'édition.
- Debroas E.-J. (1995) - Flysch noir et rifting oblique albo-cénomaniens sur la marge aquitaine du sillon nord-pyrénéen - Séance spécialisée de la Soc. géol. France " Le Bassin d'Aquitaine, évolution sédimentaire et structurale", Toulouse, 18 Septembre 1995 - *Strata*, Toulouse, sér. 1, vol. 7, p. 21-23, 2 fig.
- Debroas E.-J. (1996) - Les brèches de Lers et du col d'Agnes (zone nord-pyrénéenne, Ariège) : un complexe de fracturation hydraulique, 16<sup>e</sup> *RST Orléans*, Soc. géol. France édit., Paris, p. 75.
- Debroas E.-J. (1998) - Les traces des glaciers du Garbet et de l'Alet sur le plateau de Geu et à ses abords - Comité Ecologique Ariégeois, Sortie du 19 Avril 1998, 4 p.
- Debroas E.-J. (1999) - Le pic de Girantès : un belvédère unique sur le site de l'étang de Lers, la Haute-Ariège et... l'histoire géologique des Pyrénées - *Comité Ecologique Ariégeois*, sortie du 27 Juin 1999, 2 p.
- Debroas E.-J. (2002) - Identification de l'activité synsédimentaire polyphasée de la faille d'Alas (zone nord-pyrénéenne, Ariège, France) - 19<sup>e</sup> *RST, Nantes*, p. 104-105, livre en dépôt à la Soc. géol. de France, Paris.
- Debroas E.-J. (2003) - Le bassin du Flysch noir albo-cénomaniens dans les Pyrénées centrales : un rift à ouverture triphasée, en transtension senestre, d'extension décroissante vers l'Est et d'amplitude pluridécakilométrique - "Bassins crétacés de France et d'Europe occidentale", séance spéc. SGF, AGBP, APF, ASF, CFS, Paris 6-7 Novembre 2003.
- Debroas E.-J. (2009) - Géologie du bassin versant du Baget (Zone nord-pyrénéenne, Ariège, France) : Nouvelles observations et conséquences - *Strata*, Toulouse, sér. 2, vol. 46, 93 p., 15 fig., 9 pl h-t.
- Debroas E.-J. (2011a) - Les massifs de Iherzolite des Pyrénées : 40 « monuments historiques » du patrimoine géologique mondial à mettre en valeur et à protéger - Les Amis de Moncaut, Bulletin d'information n° 6, en ligne sur [www.moncaut.net](http://www.moncaut.net) / et <http://agso.brgm.fr/>
- Debroas E.-J. & Souquet P. (1972) - Contribution à la connaissance du Flysch ardoisier nord-pyrénéen : les schistes métamorphiques du synclinal de la Ballongue (Pyrénées centrales) - *C.R. Acad. Sci. Paris*, D, 275, p. 2813-2816.
- Debroas E.-J. & Souquet P. (1976) - Sédimentogenèse et position structurale des flyschs crétacés du versant nord des Pyrénées centrales - Journées Association des Géologues Sud-Ouest, Toulouse 1974, *Bull. B.R.G.M.*, sect. 1, n° 4, p. 305-320, 6 fig.
- Debroas E.-J., Marty F., Médiavilla F., Souquet P. (1977) - Description de brèches tectoniques dans les brèches réputées sédimentaires et éocènes de la zone interne métamorphique des Pyrénées: conséquences stratigraphiques et structurales - *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 113, 1-2, 212-218.
- Debroas E.-J., Sagon J.-P. & Azambre B. (1991) - Diapirisme, sédimentation et métamorphisme dans le flysch turono-sénonien inférieur d'Arbas (zone nord-pyrénéenne, France) - " Halocinèse", réunion spécialisée de la Soc. géol. France et du comité pour l'étude des phénomènes halocinétiques, Paris, 14 Octobre 1991, résumés, 1 p.
- Debroas E.-J. & Meurisse J. (2003) - Le Flysch noir de Bareille (Ariège) : témoin des sédimentation, érosion et tectonique de l'Albiens sur le haut-fond médian du rift nord-pyrénéen - 9<sup>ème</sup> *Congrès des Sédimentologues Français*, Bordeaux, 14-16 Octobre 2003, 2p.
- Debroas E.-J., Canérot J., Bilotte M. (2010a) - Les Brèches d'Urdach, témoins de l'exhumation du manteau pyrénéen dans un escarpement de faille vraconnien-cénomaniens inférieur (Zone nord-pyrénéenne, Pyrénées-Atlantiques, France) - *Géol. France*, 2, 54-63.

- Debroas E.-J., Canérot J., Bilotte M. (2010b) - The sedimentary structures of the Lherz Breccias evidence a karst infilling subsequent to the structural inversion of the Aulus Basin (North-Pyrenean Zone, Ariège, France) - *C.R. Geoscience*, soumise. Titre version révisée 2012 : The Coumettes Breccias: subhorizontal sediments unconformably overlapping the Lherz Breccias and Iherzolites (North-Pyrenean Zone, Ariège, France).
- Delair J. (1977) - Etude structurale de la zone nord-pyrénéenne entre Bagnères-de-Bigorre et Saint-Girons - Rapport interne Soc. Nat. Elf-Aquitaine (prod.), Mission France, Boussens.
- Delamétherie J.-C. (1797) - Théorie de la Terre - Paris, vol. II, p. 281
- Delfaud J. (1969) - Essai sur la géologie dynamique du domaine aquitano-pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé inférieur - Thèse Doctorat Etat, Univ. Bordeaux
- Dubarry de Lasalle J. (2000) - Identification des marbres - Ed. H. Vial, 303 p.
- Durand-Delga M. (2008) - Pierre-Bernard Palassou (1745-1830), pionnier de la géologie des Monts-Pyrénées - in J. Gaudant, coord., Géologues et paléontologues : de la passion à la profession - Presse de l'Ecole des Mines, Paris, p. 11-52.
- Fabriès J., Lorand J.-P., Bodinier J.-L., Dupuy C. (1992) - Les massifs Iherzolitiques - Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées, Chapitre 20, BRGM, en cours d'édition.
- Fabriès J., Lorand J.-P., Bodinier J.-L. (1998) - Petrogenetic evolution of orogenic Iherzolite massifs in the central and western Pyrenees - *Tectonophysics*, 292, 145-167.
- Fondecave-Wallez M.-J., Peybernès B. (2004) - Diachronisme des bassins turbiditiques d'avant-pays méso-néocrétacés du Pays de Sault (Aude, Pyrénées françaises) - *C.R. Geoscience*, 336, 1391-1400.
- Fournier E. (1905) - Etudes géologiques sur la partie occidentale des Pyrénées entre la vallée d'Aspe et celle de la Nive - *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 4, 5, 704 p.
- Freytet P. (1971) - Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et les couches de passage à l'Eocène en Languedoc - *Bull. BRGM*, 2, 4, 1-54.
- Gaillard C., Hantzpergue P eds (2010) - Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées et de leurs abords : Le Jurassique et le Crétacé - *Docum. Lab. Géol. Lyon*, n° 167, 31p. ; 11 cartes.
- Golberg J.-M. (1987) - Le métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées. Relations avec l'évolution de la chaîne au Crétacé - Thèse de 3<sup>e</sup> cycle, Montpellier, 235 p.
- Golberg J.-M. & Leyreloup A.-F. (1986) - Mise en évidence de fluides mantelliques dans la zone nord-pyrénéenne (region de Lherz) - *C.R. Acad. Sci. Paris*, II, 306, 429-435.
- Golberg J.-M., Maluski H., Leyreloup A.-F. (1986) - Petrological and age relationship between emplacement of magmatic breccias, alkaline magmatism and static metamorphism in the North Pyrenean Zone - *Tectonophysics*, 129, 275-290.
- Golberg J.-M. & Leyreloup A.-F. (1990) - Hight temperature-low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France) - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, 194-207.
- Golberg J.-M., Maluski H. (1988) - Données nouvelles et mise au point sur l'âge du métamorphisme pyrénéen - *C.R. Acad. Sci. Paris*, 306 II, 429-435.
- Goujou J.-C. (1987) - Le métamorphisme mésozoïque dans les Pyrénées centrales ; Exemple du bassin de la Ballongue (Ariège, Haute-Garonne) - DEA, Montpellier, 81 p.
- Goujou J.-C., Golberg J.-M., Leyreloup A.F. (1988) - Réactions de décarbonatation dans les roches calcaréopélitiques de la Ballongue (zone nord-pyrénéenne). Formation de biotite et de plagioclase - *C.R. Acad. Sci. Paris*, II, 307, 39-44.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. and al. (2004) - A Geologic Time Scale 2004 - Cambridge University Press, 589 p.
- Hall C.A. & Bennett V.C. (1979) - Significance of Iherzolite at the Etang de Lherz, Central Pyrenees, southern France - *Earth Planet. Sci. Lett*, 45, 349-354.
- Harang C. (1970) - Le Crétacé supérieur du synclinal d'Uchentein et du bassin d'Orgibet (Pyrénées ariégeoises) - Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Toulouse, 89p.
- Henri P., Azambre B., Montigny R., Rossy M., Stevenson R.K. (1998) - Late mantle evolution of the Pyrenean sub-continental lithospheric mantles in the light of new <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar and Sm-Nd ages on pyroxénites and peridotites (Pyrenees, France) - *Tectonophysics* 296, 103-123.
- Hervouet Y., Torné X., Fortané A., Duée G., Delfaud J. (1987) - Résédimentation chaotique de méta-ophites et de marbres mésozoïques de la vallée du Job (Pyrénées commingeoises) : relations détritisme-métamorphisme en Zone Nord-Pyrénéenne - *C.R. Acad. Sci. Paris*, 305, II, 721-726.
- Jacob Ch., Casteras M., Dalloni M. & Raguin E. (1950) - Feuille Foix - Carte géologique de la France 1/80 000, n° 235, 2<sup>ème</sup> éd., BRGM, Orléans.



- Jaffrezo M. & Obert D. (1978) - Les Pyrénées (8 au 15 Septembre 1978). Compte rendu de la réunion extraordinaire - *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XX, 5, 587-629.
- Jammes S., Manatschal G., Lavier L., Masini E. (2009) - Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean : Example of western Pyrenees - *Tectonics*, vol. 28, TC 4012, doi:10.1029/2008TC002406.
- Johnson & Hall (1989) - The structural and sedimentary evolution of the Cretaceous North Pyrenean Basin, southern France - *Geol. Soc. Am. Bull.* 101, 231-247.
- Kennedy W.J., Bilotte M. & Hansotte M. (1997) - Albien ammonite faunas from Pech de Foix (Ariège, France) - *Bull. Centres Rech. Explor. -Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, 21, 2, 457-499, 13 pl., 4 fig.
- Kornprobst J. (1994) - Le métamorphisme HT-BP du rift nord-pyrénéen – in Les roches métamorphiques et leur signification géodynamique - Masson
- Lacroix A. (1894) - Les phénomènes de contact de la lherzolite et de quelques ophites des Pyrénées - *Bull. Serv. Carte géol. France*, 42, VI, 307-446.
- Lacroix A. (1896) - Minéralogie de la France - Blanchard, Paris, rééd. 1962, T II, p.206 et 223.
- Lacroix A (1900) - Sur l'origine des brèches calcaires secondaires de l'Ariège : conséquences à en tirer au point de vue de l'âge de la lherzolite - *C. R. Acad. Sci. Paris*, 131, 396-398.
- Lacroix A. (1901) - Les roches basiques accompagnant les lherzolites et les ophites des Pyrénées - *C.R. VIII<sup>e</sup> Congr. Géol. Intern.*, Paris, 1900.
- Lacroix A. (1917) - Les péridotites des Pyrénées et les autres roches intrusives non feldspathiques qui les accompagnent - *C. R. Acad. Sci. Paris*, 165, 381-367.
- Lacroix A. (1920) - Les roches éruptives du Crétacé des Pyrénées et la nomenclature des roches éruptives modifiées - *C.R. Acad. Sci. Paris*, 170, 685-690.
- Laforêt C., Monchoux P., Oudin E., Tollon F. (1983) - Ariège t. 1, Bassin versant du Salat » - *Inventaire minéralogique de la France*, n° 11, BRGM éd., p. 107-108.
- Lanau M. (1971) - Le Crétacé supérieur nord-pyrénéen des bassins de Soueix, Oust-Massat et Saurat (Ariège) - Thèse 3<sup>e</sup> cycle Toulouse ; 111p.
- Lagabriele Y. & Bodinier J.-L. (2008) - Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotite, French Pyrenees, *Terra Nova*, 20, 1 (2008) 11-21.
- Lagabriele Y., Labaume P. & de Saint-Blanquat M. (2010) - Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological settings of the lherzolite bodies - *Tectonics*, 29, TC4012, doi:10.1029/2009TC002588, 26 p.
- Le Fur-Balouet S. (1985) - Les séquences paléovolcaniques du domaine pyrénéen depuis le Stéphanien-Permien jusqu'au Crétacé : essai d'identification basé sur l'étude géochimique des éléments en traces - Thèse 3<sup>e</sup> cycle Paris VI.
- Lelièvre C.-H. (1787) - Sur la chrysolite des volcans - *Journal de Physique*, 30, p.397.
- Le Maitre (2003) - Igneous rocks classification, Cambridge.
- Lenoble J.-L. & Canérot J. (1993) - Sequence stratigraphy of the Clansayesian (uppermost Aptian) formations in the western Pyrenees - *Spec. Publs Int. Ass. Sediment.*, n° 18, 283-294.
- Le Pichon X., Bonnin J., Sibuet J.-C. (1970) - La faille nord-pyrénéenne : faille transformante liée à l'ouverture du Golfe de Gascogne - *C.R. Acad. Sci. Paris*, 271, D, 1941-1944.
- Le Roux V., Bodinier J.-L., Tommasi A., Alard O., Dautria J.-M., Vauchez A., Riches A.J.V. (2007) - The Lherz spinel lherzolite : Refertilized rather than pristine mantle - *EARTH PLANET. SCI. LETT*, 259, 599-612.
- Longchambon M. (1912) - Contribution à l'étude du métamorphisme des terrains secondaires dans les Pyrénées orientales et ariégeoises - *Bull. Serv. Carte Géol. France*, 131, XXI, 1910-1911, 323- 391.
- Longchambon M. (1913) - Sur les brèches du Complexe marmoréen ariégeois, conséquences qu'on peut en tirer au sujet de l'âge et de la localisation de la lherzolite - *C.R. Acad. Sci. Paris*, CLVII, 612-615.
- Lorand J.-P. (2010) - Inventaire et origine du cortège de micro-minéraux de métaux précieux (platine, palladium, ruthénium, osmium, iridium, or) dans les lherzolites des Pyrénées ariégeoises, France - *Le Règne Minéral*, 95, p. 17-21.
- Lorand J.-P. (en ligne) - Les lherzolites de l'étang de Lherz - <http://www2.mnhn.fr/hdt/lherz/>
- Lorand J.-P., Lugué A., Alard O., Bezos A. & Meizel Th. (2008) - Distribution of platinum-group elements in orogenic lherzolites : a case study in a Fontête Rouge lherzolite (French Pyrenees) - *Chemical Geology*, 248, 174-194.
- Malzac J. & Rousseau A. (1982) - Gravimétrie des Pyrénées ariégeoises : quelques conséquences structurales - *Bull. Soc. Géol. France*, 24, 4, 739-753.
- Magnan H. (1868) - Note sur une deuxième coupe des Petites Pyrénées de l'Ariège - *Bull. Soc. Géol. France*, t. XXV, p. 714.

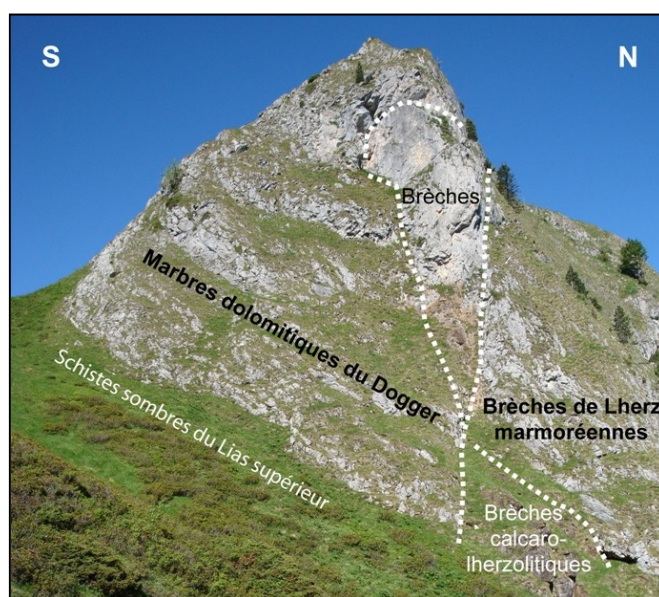
- Martin-Chivelet & al. (2002) – Cretaceous -in Gibbons W.& Moreno T. (eds). "The Geology of Spain", Geol. Soc., London, p.255- 292.
- Massini E. (2011) - L'évolution tectono-sédimentaire syn-rift des bassins de marges profondes passives : Exemples du bassin de Savedan (Alpes centrales, Suisse) et du bassin de Mauléon (Pyrénées basques françaises) - Thèse de l'Université de Strasbourg, 223 p..
- Mattauer M., Proust F., Ravier J. (1964) - Remarques sur l'âge du métamorphisme pyrénéen - *C.R. somm. Soc. Géol. France*, Paris, 3, 129-131.
- Maumont R. (2007) - Le Couserans. Dictionnaire étymologique - 97 p.
- Meurisse M. (1974) - Données nouvelles sur les brèches rouges éocènes et la tectogenèse de la zone nord-pyrénéenne orientale. Datation et conséquences - *Arch. Sc. Genève*, 28, 1, 67-79.
- Meurisse M. (1979) - La tectogenèse crétacée des Pyrénées : débat autour d'un secteur-clé en Couserans - Laboratoire de Tectonophysique, Paris VII, CRE/79, n°11, 18 p.
- Meurisse M. (1980) - Dans les Pyrénées, la tectogenèse majeure de la zone interne débute-t-elle bien à l'Albien supérieur ? -- *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 1, p. 13-15.
- Minnigh L.D., Van Castelren P.W.C., Den Tex E. (1980a) - Quenching an additional model for emplacement of lherzolite at Lers, French Pyrenees - *Geology*, 8, 18-21.
- Minnigh L.D., Van Castelren P.W.C., Den Tex E. (1980b) - Reply to comment on "Quenching an additional model for emplacement of lherzolite at Lers, French Pyrenees" - *Geology*, 8, 515.
- Monchoux P. (1969) - Corindon, kornerupine, sapphirine - *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 92, 397-399.
- Monchoux P. (1970) - Les lherzolites pyrénéennes : contribution à l'étude de leur minéralogie, de leur genèse et de leurs transformations - Thèse Sciences, Toulouse.
- Monchoux P. (1972) - Roches à sapphirine au contact des lherzolites pyrénéennes - *Contr. Mineral. and Petrol.* 37, 47-64.
- Monchoux P. (1972) - Description des gisements de sapphirine associés aux lherzolites pyrénéennes : I. Gisements de l'étang de Lherz - *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 108, p. 410-419.
- Monchoux P. (1975) - Description des gisements de sapphirine associés aux lherzolites pyrénéennes : II. Gisements du Port de Lherz et du Bois du Fajou (Ariège) de Lherz - *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 111, 3/4, p. 229-233.
- Montigny R., Azambre B., Rossy M., Thuizat R. (1986) - K-Ar study of Cretaceous magmatism and metamorphism from Pyrenees: age and length of rotation of the Iberian peninsula - *Tectonophysics*, Amsterdam, 129, 257-274.
- Mussy (1870) - Carte géologique et minéralogique de l'Ariège. Texte explicatif - in 8°, 275 p., 8pl., Foix
- Olivet J.-L., Bonnin J., Beuzart p., Auzende J.-M. (1984) - Cinématique de l'Atlantique nord et central - CNEXO, Paris, 108 p.
- Olivet J.-L. (1996) - La cinématique de la plaque Ibérique - *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 20, 1, 131-195.
- Orbigny Ch. d' (1868) - Description des roches... rédigée d'après la classification, les manuscrits inédits et les leçons publiques de Feu P.-L.-A. Cordier - Savy et Dunod, Paris, 553 p.
- Palassou P.B. (1781) - Essai sur la Minéralogie des Monts Pyrénées - Didot jeune, A. Jombert jeune, Esprit, Paris.
- Peybernès B. (1976) - Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et et la Méditerranée - Thèse Sci. Toulouse, 459 p.
- Peybernès B., Fondécave-Wallez M.-J., Combes P.-J., Eichène P. (2001) - Mise en évidence d'un sillon marin à brèches paléocènes dans les Pyrénées centrales (Zone interne métamorphique et Zone nord-pyrénéenne) - *C.R. Acad. Sci. Paris*, 332, 379-386.
- Picot de Lapeyrouse Ph. (1788) - Fragments de la minéralogie des Pyrénées. Excursions dans une partie du Comté de Foix - *Histoire et Mémoires de l'Académie Royale des Sciences, Inscription et Belles-Lettres de Toulouse*, t. III, p. 384-427.
- Poprawski Y. (2012) - La marge nord du Fossé Basque à l'Albien : architecture sédimentaire et diapirisme dans un contexte décrochant (Pays Basque, Espagne) - Thèse de l'Université de Grenoble, 478 p.
- Raguin E. (1941) - Sur l'âge des schistes de la bordure du massif de Castillon (Ariège) - *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 8.
- Ravier J. (1959) - Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées - *Mém. Soc. géol. Fr.*, 86, 250 p.
- Ravier J., Souquet P., Thiébaud J. (1968) - Mise en évidence de nouveaux affleurements cénomaniens dans les Pyrénées centrales : le bassin d'Orgibet (Ariège) - *C.R. Acad. Sci. Paris*, D, 267, p. 1812-1814.
- Ravier J. (1970) - Excursion dans les Pyrénées centrales et orientales du 26 au 31 Mai - Livret-guide, Laboratoire de Pétrographie, Faculté des Sciences de Paris, 33 p.



- Ravier J. & Thiébaud J. (1982) - Sur l'origine lagunaire des marbres et cornéennes mésozoïques du col d'Agnes (Ariège) - *C.R. Acad. Sci., Paris*, sér. II, t. 294, p. 127-130.
- Ravier J. & Azambre B. (1986) - Métamorphisme pyrénéen et ophites dans la région de Lherz - 11<sup>ème</sup> RST Clermont-Ferrand, SGF édit. Paris.
- Ricateau R. & Choukroune P. (1970) - Les conséquences structurales de la présence de Crétacé supérieur dans la zone nord-pyrénéenne ariégeoise - *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 6, 190-192, 1 fig.
- Razin Ph. (1989) - Evolution tectono-sédimentaire alpine de Pyrénées basques à l'ouest de la transformante de Pamplona (Province du Labourd) - Thèse Doctorat Univ. Bordeaux 3, 464 p.
- Reisberg L. & Lorand J.-P. (1995) - Longevity of subcontinental mantle lithosphere from osmium isotope systematics in orogenic peridotite massifs - *Nature*, 376, 159-162.
- Rey J., Souquet P. (1974) - Les synclinaux des lambeaux de Baulou (Ariège) : témoins d'une couverture garum-nienne discordante sur la zone nord-pyrénéenne - *C.R. Acad. Sci. Paris*, 279, D, 1147-1149.
- Rossi Ph., Cocherie A., Mark Fanning C., Ternet Y. (2003) - Datation U-Pb sur zircons des dolérites tholéitiques pyrénéennes (ophites) à la limite Trias-Jurassique et relations avec les tufs volcaniques dits « infra-liasiques » nord-pyrénéens - *C. R. Geoscience*, 1071-1080.
- Rossey M. (1988) - Contribution à l'étude du magmatisme mésozoïque du domaine pyrénéen. I : Le Trias dans l'ensemble du domaine. II : Le Crétacé dans les Provinces Basques d'Espagne - Thèse Besançon, 386 p.
- Rossey M., Azambre B., Albarède F. (1992) - REE and Sr-Nd isotope geochemistry of the alkaline magmatism from the North Pyrenean Rift Zone (France and Spain) - *Chem. Geol.*, 97, 33-46.
- Roure F., Choukroune P., Berastegui X., Munoz J., Villien A., Matheron P., Bareyt M., Séguret M., Camara P., Déramond J., (1990) - ECORS deep seismic data and balanced cross sections, geometric constraints on the evolution of the Pyrenees - *Tectonics*, 8, 1, 41-50.
- Roussel J. (1893) - Etude stratigraphique des Pyrénées - *Bull. Serv. Carte Géol. France*, V, 35, 306 p.
- Roux L. (1977) - L'évolution des roches du faciès granulite et le problème des ultramafites dans le massif de Castillon - Thèse d'Etat, Toulouse, 530 p.
- Saint-Blanquat M. de (1993) - La faille normale ductile du massif du Saint-Barthélémy. Evolution hercynienne des massifs nord-pyrénéens catazonaux considérée du point de vue de leur histoire thermique - *Geodinamica Acta*, Paris, 6, 59-77.
- Schärer U., Parseval Ph. de, Polvé M., Saint-Blanquat M. de (1999) - Formation of the Trimouns talc-chlorite deposit (Pyrenees) from persistent hydrothermal activity between 112 and 97 Ma - *Terra Nova*, 11, 30-37.
- Sibuet J.-C., Srivastava S.P., Spakman W. (2004) - Pyrenean orogeny and plate tectonics - *J. Geophysical Res.*, 109, B08104, doi:10.1029/2003JB002514.
- Sitter L.U de, Zwart H.J. (1962) - Geological map of the Paleozoic of the central Pyrenees - *Leidse Geol. Med.* 27, p. 191-236.
- Sole Sagrañes L., Souquet P. & al. (1980) - La chaîne alpine des Pyrénées (Pyrénées centrales et orientales ; France-Espagne) - Livret-guide de l'excursion 42A du 26<sup>e</sup> Congrès Géologique International, 26 juin-4 juillet, *Bull. Cent. Rech. Explor.- Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, Mém. 3, p. 157-196, 27 fig.
- Soula J.-C. (1982) - Characteristics and mode of emplacement of gneiss domes in central and eastern Pyrenees - *J. Struct. Geol.*, Oxford, 4, 3, 313-342.
- Soula J.-C., Lamouroux C., Viallard P., Bessièrès G., Debat P., Ferret B. (1986) - The mylonites zones in the Pyrenees and their place in the Alpine tectonic evolution - *Tectonophysics*, Amsterdam, 129, 115-147.
- Souquet P. (1969) - Nouvelles observations stratigraphiques sur le Crétacé supérieur nord-pyrénéen de l'Ariège et de la Haute-Garonne - *C.R. Acad. Sci. Paris*, 269, D, 2491-2493.
- Souquet P. (1971) - Le Crétacé supérieur nord-pyrénéen entre les vallées de l'Ariège et du Ger (Pyrénées centrales) - 96<sup>e</sup> Congrès Nat. Soc. Sav., Toulouse, sect. Sci., t II, p. 223-237.
- Souquet P., Bilotte M., Canérot J., Debroas E.-J., Peybernès B., Rey J. (1975) — Nouvelle interprétation de la structure des Pyrénées - *C.R. Acad. Sci., Paris*, D, 281, p. 609-612.
- Souquet P. & Médiavilla F. (1976) - Nouvelle hypothèse sur la formation des Pyrénées - *C.R. Acad. Sci., Paris*, D, 282, p. 2139-2142.
- Souquet P., Peybernès B., Bilotte M. & Debroas E.-J. (1977) - La chaîne alpine des Pyrénées - *Géologie Alpine*, Grenoble, t. 53, fasc. 2, p. 193-216, 5 fig., 4 pl. h.t.
- Souquet P. & Debroas E.-J. (1980) - Tectorogénèse et évolution des bassins de sédimentation dans le cycle alpin des Pyrénées - 26<sup>e</sup> Congr. Géol. Intern., Paris 1980, colloque C7 : Géologie de la France. *Mém. B.R.G.M.*, n° 107, p. 213-233, 13 fig.
- Souquet P., Debroas E.-J., Boirie J.-M., Pons Ph., Fixari G., Roux J.-C., Dol J., Thieuloy J.-P., Bonnemaison M., Manivit H., Peybernès B., (1985) - Le groupe du Flysch noir (albo-cénomaniens) dans les Pyrénées - *Bull.*

*Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, 9, 1, 183-252.

- Souquet P. et Peybernès B. (1991) - Stratigraphie séquentielle du cycle albien dans les Pyrénées franco-espagnoles - *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 15, 1, 195-213.
- Souquet P. et Peybernès B. (1992) - Albien-Cénomanién inférieur du domaine pyrénéen - in « Crétacé », Chapitre 14, Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées, BRGM, en cours d'édition.
- Ternet Y., Colchen M., Debroas E.-J., Azambre B., Debon F., Bouchez J.-L., Gleizes G., Leblanc D., Bakalowicz M., Jauzion G., Mangin A., Soulé J.-C. (1997) - Notice explicative carte géol. France (1/50 000), feuille Aulus-les-Bains (1086), Orléans, BRGM éditions.
- Thiébaud J. (1959) - Observations géologiques sur le massif de la forêt de Castillon (Ariège) - *C.R. somm. Soc. Géol. France*, p. 67.
- Thiébaud J., Debeaux M., Durand-Wackenheim C., Souquet P., Gourinard Y., Bandet Y., Fondecave-Wallez M.-J. (1988) - Métamorphisme et halocinèse crétacés dans les évaporites de Betchat le long du Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (Haute-Garonne et Ariège, France) - *C.R. Acad. Sci. Paris*, II, 307, 1235-1540.
- Vétill J.-Y., Lorand J.-P., Fabriès J. (1988) - Conditions de mise en place des filons de pyroxénites à amphibole du massif ultramafique de Lherz (Ariège, France) - *C.R. Acad. Sci. Paris*, II, 307, 587-593.
- Vershure R.H., Hebeda E.H., Boelrigh N.A., Priem H.N.A., Avé Lallemant H.G. (1967) - K/Ar age of hornblende from hornblendite vein in the alpine ultramafic mass of the Etang de Lers (Ariège), French Pyrenees - *Leidse Geol. Mededelingen*, 42, 59-60.
- Vielzeuf D. (1980) - Existence d'un fragment de "complexe stratifié" (pyriclasites et anorthosites) associé à la série granulitique du Port de Saleix (Pyrénées arégoises) - *Bull. Minér.* 103, 287-296.
- Vielzeuf D. (1984) - Relations de phase dans le faciès granulite et implications géodynamiques. L'exemple des granulites des Pyrénées - Thèse Sci. Clermont II, 288 p.
- Vielzeuf D., Kornprobst J. (1984) - Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean lherzolites and granulites - *Earth Planet. Sci. Lett.* London, 67 87-96.
- Viéville J. (1983) - Etude hydrogéologique du massif de l'étang de Lers (Pyrénées ariégoises) - Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Montpellier, 308 p.
- Vissers R.L.M. & Meijer P.Th. (2012) - Mesozoic rotation of Iberia : subduction in the Pyrenees ? - *Earth Science Review*, 110, 93-110.
- Wallez J.-P. (1974) - Stratigraphie et structure de la partie méridionale du Pays de Sault (Aude) - Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Toulouse, 142 p., 13 pl. h.t.
- Withmarsch R.B., Manatschal G. & Minshull T.A. (2001) - Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading - *Nature*, v. 413, 13 sept. 2011, 150-154.



**Figure 195 - Un contact vertical entre la base de la série jurassique stratifiée et les Brèches de Lherz**  
(Versant oriental du Cap de Paillé, 1781m, à l'est de l'étang).

Il domine le « petit col au fond du ravin de la Plagnole » entaillé dans les schistes du Lias supérieur reconnus par A. Lacroix (1894) et où il a décrit un quartzite à sillimanite témoin d'un des degrés les plus élevés du métamorphisme pyrénéen (600°, 2kb).



### ***Sédiments et cataclasites de la région de Lherz et leur contact***

*Un mince placage jaunâtre de conglomérat polygénique à graviers et granules de marbre, de lherzolite, d'ophite et de schistes est interstratifié avec des grès laminés. Il est conservé à la surface d'une brèche marmoréenne monogénique, à éléments de marbre gris et ciment de calcite rosée. Les premiers sont sédimentaires, discordants et postérieurs à l'inversion structurale fini-crétacée du fossé d'Aulus, ils appartiennent aux « Brèches des Coumettes ». Les secondes sont cataclastiques, contemporaines de la mise place des lherzolites dans les marbres et donc antérieures à cette inversion, elles correspondent aux célèbres « Brèches de Lherz ». Le contact intermédiaire net, non déformé est d'origine sédimentaire et paraît correspondre à une surface d'érosion-dissolution karstique. Aucun de ces deux types de brèches ne présente les caractères sédimentologiques, métamorphiques et tectoniques des débrites sous-marines du Flysch noir albo-cénomaniens.*



Elie-Jean Debroas et Bernard Azambre



Excursion des 9 et 10 Juin 2012