

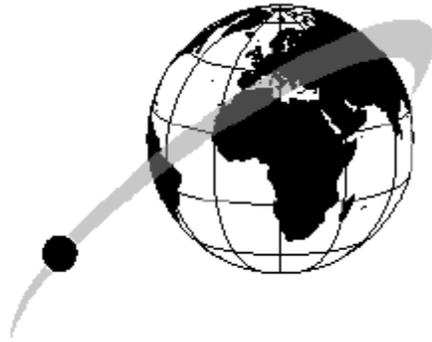
Rapport de stage de recherche réalisé au Laboratoire Géosciences Environnement Toulouse par :

Baptiste Tournaire Guille

Master 2 Géologie et Risques Naturels

Institut de Physique du Globe de Paris

de Février à Juin 2014



Master
STEP

Évolution de la croûte continentale des Pyrénées-Orientales au Paléozoïque, à travers 9 datations de granitoïdes du massif de l'Agly.

Résumé :

L'épaississement crustal est un phénomène qui survient dans tous les orogènes. Afin de pouvoir le caractériser il est nécessaire d'avoir accès à la croûte profonde. C'est le cas dans le massif de l'Agly (Pyrénées-Orientales), dôme gneissique hercynien, qui représente une dizaine de kilomètres d'épaisseur de croûte moyenne. Ce massif est constitué essentiellement d'orthogneiss et d'intrusions plutoniques dont l'âge n'est pas toujours connu. L'ensemble des terrains étudié est divisé en deux séries majeures : celle de Caramany, la plus profonde, et celle de Belesta, entre la précédente et la 'couverture' de micaschistes. A travers une série de datations U/Pb sur zircons, nous avons caractérisé la période de mise en place de 9 échantillons prélevés sur le terrain. Les âges de cristallisation de ces roches se répartissent en deux épisodes. Un premier, au Cambrien inférieur, épisode inconnu dans les Pyrénées, et un second au Carbonifère supérieur, déjà identifié par plusieurs auteurs. L'étude d'une coupe au niveau du barrage sur l'Agly, dans la série de Belesta, nous permet d'avoir accès à l'épaisseur d'un complexe de sills verticalisés. En connaissant la chronologie de la mise en place des différentes intrusions, j'ai pu évaluer les proportions respectives d'épaississement crustal de chacun des épisodes caractérisés. Il apparaît que la série de Belesta est à 80% cambrienne alors que celle de Caramany est à 80% carbonifère. Complétés par une étude pétrographique et géochimique, ces travaux permettent d'apporter de nouvelles contraintes sur les conditions de mise en place des intrusions qui forment le dôme de l'Agly. L'étude de ce massif fournit de nouvelles données pour la compréhension de l'épaississement crustal syn- et tardi- orogénique.

Encadré par : Philippe OLIVIER, Damien GUILLAUME (Géosciences Environnement Toulouse, UPS) et Valérie BOSSE (Laboratoire Magmas et Volcans, UBP).

Avec le soutien financier du BRGM dans le cadre du Référentiel Géologique Français.

Sommaire :

0. Introduction.....	p.3
1. Contexte géologique.....	p.3
a)- Localisation de la zone d'étude	
b)- Description macroscopique des unités lithologiques (généralités et remarques)	
c) Déformations affectant ces séries	
d) Structure du dôme de l'Agly : 2 coupes synthétiques (E-W et N-S)	
2. Description des gneiss et granitoïdes échantillonnés dans le dôme de l'Agly.....	p.7
a) Les gneiss et granitoïdes du barrage sur l'Agly (série de Belesta)	
b) La charnockite des Albas (série de Caramany)	
c) Les orthogneiss de la Désix (série de Caramany)	
d) Les orthogneiss du sud-est de Caramany (série de Caramany)	
3. Méthodes de préparation et de datation.....	p.9
A] Protocole de préparation des plots de zircons.	
B] Caractérisation microscopique des plots	
C] Méthode de datation	
4. Résultats.....	p.12
a) Analyses chimique	
b) Données géochronologiques	
c) Proportions des événements magmatiques	
5. Discussion/Interprétation des résultats.....	p.16
a) Discussions autour des âges obtenus	
b) L'épisode magmatique Carbonifère	
c) L'épisode magmatique Cambrien	
d) Structure de la croûte, déformations et exhumation	
6. Conclusion.....	p.25
7. Remerciements.....	p.25
8. Références.....	p.26
9. Annexes.....	p.27

0. Introduction

L'épaississement de la croûte continentale, par intrusions de granitoïdes, est un phénomène qui survient dans tous les orogènes. Malgré de nombreuses études il reste cependant mal compris. Il faudrait avoir accès à l'ensemble de la croûte, en particulier aux niveaux inférieurs, pour en évaluer les caractéristiques. Le massif de l'Agly est un dôme varisque, situé dans la partie orientale de la Zone Nord Pyrénéenne, constitué de granitoïdes et de gneiss (Vielzeuf, 1996). On distingue trois ensembles lithologiques avec, de bas en haut : (i) la série gneissique de Caramany (ii) la série gneissique de Belesta (iii) une couverture de micaschistes. Les deux séries gneissiques sont constituées de très nombreux filons-couches (sills en anglais) de granitoïdes à paragenèses variées (voir partie 1. et 2.). Cette région a déjà fait l'objet d'études antérieures montrant que cette zone a subi un épisode magmatique important au Carbonifère. Selon *Bouhallier et al. (1991)*, cet épisode magmatique se fait pendant une phase de déformation en extension. C'est aussi l'opinion d'*Althoff et al. (1994)*, qui observent dans le niveau de charnockite à la base de la série de Caramany, de petites failles normales synmagmatiques. Cependant des études récentes tendent à infirmer ces hypothèses. *Olivier et al. (2004)* suggèrent que le pluton de St-Arnac (mis en place dans la série micaschisteuse) et la charnockite se soient formés en régime transpressif. L'absence de datation de plusieurs granitoïdes formant ces séries et dans les mylonites les affectant localement ne facilite pas les interprétations.

Cette étude focalisée sur la datation U/Pb sur zircons de plusieurs granitoïdes nous permet de réviser le massif de l'Agly et de mieux comprendre la croissance crustale paléozoïque de ce tronçon de croûte dans les Pyrénées.

1. Contexte géologique

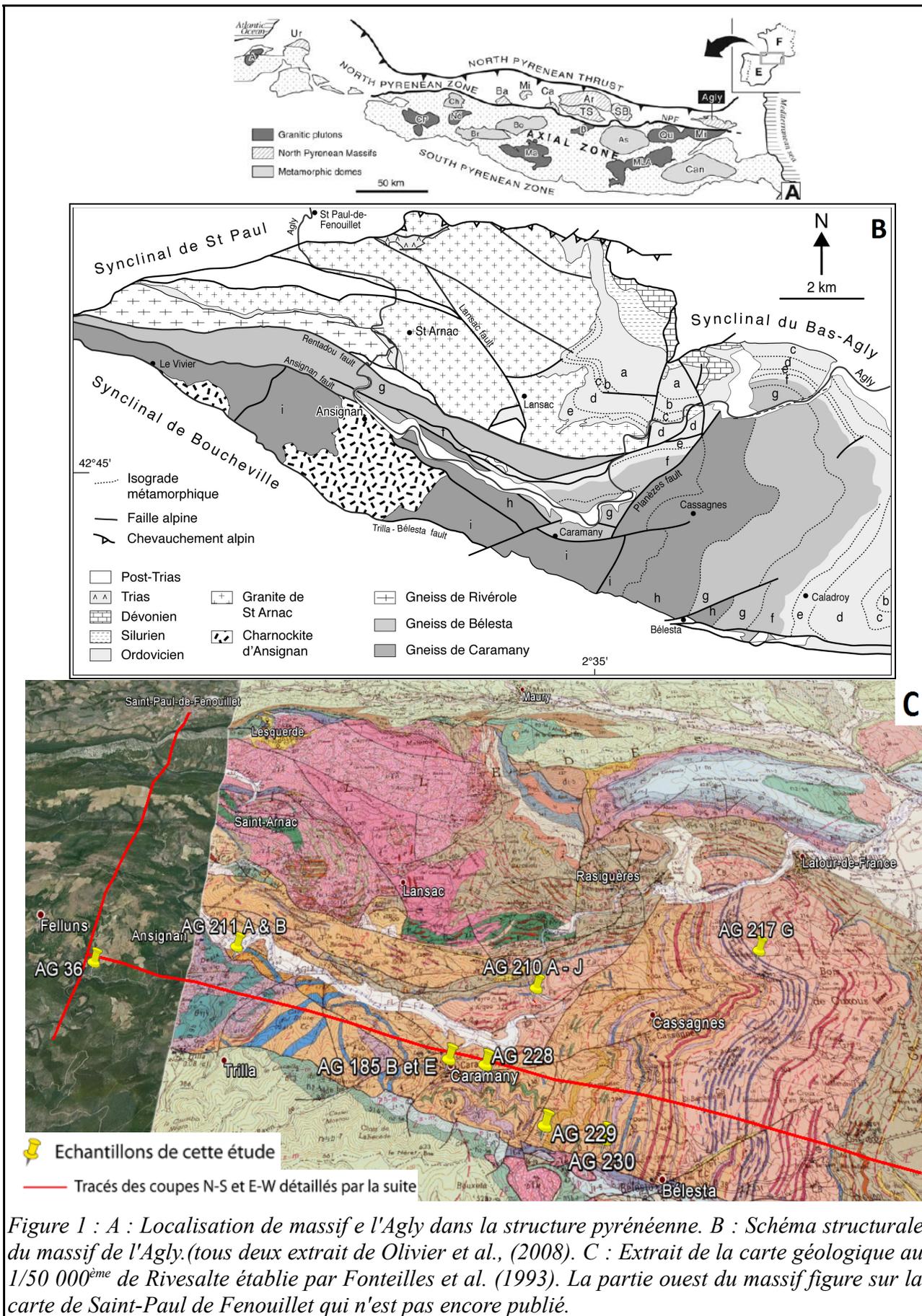
a)- Localisation de la zone d'étude

Le massif de l'Agly se situe dans la partie orientale des Pyrénées, à l'ouest de Perpignan. Il fait partie de la Zone Nord Pyrénéenne, dont il forme l'extrémité orientale. Il est bordé au sud par le synclinal de Boucheville avec lequel il est en contact par la faille WNW-ESE de Trilla-Belesta, à l'est par le synclinal du Bas-Agly et au nord par le synclinal de Saint-Paul de Fenouillet. Ces trois synclinaux sont constitués de calcaires et de marnes essentiellement crétacés. Les synclinaux de Boucheville et du Bas-Agly ont subi un métamorphisme BP-HT. Le massif de l'Agly a une structure en demi-dôme, avec des foliations majeures horizontales au sud, se redressant au nord et à l'est (*Fonteilles, 1976, 1993 ; Delay & Paquet, 1989*).
Figure 1 : Localisation du massif de l'Agly.

b)- Description macroscopique des unités lithologiques (généralités et remarques)

Dans le paragraphe suivant nous présenteront brièvement les différentes lithologies du massif de l'Agly autre que les granitoïdes sur lesquels s'appuie cette étude mais qui sont nécessaires à la compréhension du sujet. Le massif de l'Agly est un complexe granito-gneissique surmontés par des micaschistes métamorphisés au Carbonifère. Ces roches représentant chacune 10km de croûte exhumée. (*Berger et al., 1993*) proposent que l'âge du protolithe de ces micaschistes soit cambro(?) - ordovicien. Quant au complexe granito-gneiss, cœur du dôme du massif de l'Agly, il est constitué de deux unités : à la base (i) les gneiss de Caramany surmontés par (ii) les gneiss de Belesta.

b1- La série de Caramany est caractérisée par la présence d'orthopyroxène visibles à l'œil nu dans les niveaux basiques. Elle est constituée de différents faciès lithologiques, inscrits dans le domaine granulitique de BP. Notamment le pluton charnockitique d'Ansignan qui est un laccolite de granodiorite à orthopyroxènes. Sur les échantillons on reconnaît les opx à leur couleur 'bronze' et leur forme trapue. Sur l'affleurement des Albas (à l'ouest d'Ansignan), on observe une foliation magmatique subhorizontale



dans la charnockite marqué par des feldspaths maclés pluricentimétriques. Ces derniers soulignent des alternances de la charnockite avec des filons-couches de leucogranites à nombreux grenats -datés à 295 ± 4 Ma par Respaut & Lancelot (1983). En contact normal intrusif avec cette intrusion on observe des gneiss à silicates calciques (amphibole et diopside) et des niveaux de marbres \pm lenticulaires. Ces alternances permettent d'identifier le protolithe de cette roche comme étant constitué d'intercalations décimétriques de grés plus ou moins calcaires. Il s'agit donc d'une roche paradérivée contrairement aux précédentes. Le reste de la série est constituée de gneiss de composition charnockitique que nous aborderons dans la partie suivante.

b2- La série de Belestá est une alternance de sills de granites et d'orthogneiss métriques à plurimétriques, dont le sommet se trouvait à 10 km de la surface avant la remontée du massif. On y observe leur encaissant sous forme de septas de paragneiss finement folié (parfois qualifié de sillimaninite) très riche en minéraux alumineux (sillimanite, cordiérite, grenat) et de marbre. D'après *Fontelles & Guitard (1964)*, un banc de marbre constitue la base des micaschistes, or il fait partie du sommet de cette série de Belestá, puisque l'on retrouve des gneiss de cette série entre le niveau de marbre et le contact avec les micaschistes. Les orthogneiss sont reconnaissables grâce à leurs feldspaths potassiques souvent pluricentimétriques, le plus souvent avec des macles de Carlsbad, mais parfois en forme de petites « perles », avec des ombres de pressions. Localement ils sont migmatitiques avec des alternances leucosomes/mélanosomes, ce qui arrive parfois au contact avec des granites clairs en filon-couches métriques. Ces observations macroscopiques montrent que cette série est située dans le faciès amphibolitique, mais les amphiboles (cummingtonites ou hornblendes) ne se rencontrent que localement.

Pour conclure ce paragraphe on peut faire un point sur la rareté des traces de migmatisation dans la série de Caramany. Nous sommes ici plus en profondeur dans la croûte par rapport à la série de Belestá, pourtant cette dernière est bien plus marquée par la fusion. On sait que le passage dans le faciès granulitique s'accompagne d'une déshydratation, or les roches de la série de Caramany appartiennent à ce faciès. Une grande partie des fluides contenus dans ces roches a pu migrer dans les parties supérieures de la croûte, abaissant localement la température de fusion des roches des niveaux supérieurs. L'absence d'anatexis peut donc être corrélée à une absence de fluide dans cette zone très chaude et profonde de la croûte. Ceci rejoindrait l'idée de *Nicollet (2010)*, qui est que la charnockite soit un granite déshydraté.

c) Déformations affectant ces séries

Les gneiss de ces deux séries sont localement déformés par une mylonitisation plus ou moins intense. Cette déformation ductile n'étant pas datée, on sait seulement qu'elle survient après les épisodes intrusifs les plus récents (pegmatites) qu'elle recoupe. *Paquet & Mansy (1991)* proposent que ces mylonites se soient formées entre 314 Ma (âge supposé de la charnockite à l'époque) et 100-110 Ma (ce qui correspond à un recuit statique dans le massif de Saint-Barthélémy). La mise en place des intrusions de la série de Caramany serait dans cette hypothèse liée à un épisode d'extension important. Une autre hypothèse existe pour l'interprétation de ces zones de mylonites *Drugué et al., (1998 ; in press)*, à partir des mylonites du Cap de Creus où la zone n'a pas subi de réchauffement particulier au Crétacé. Un continuum de température, lié à la grande profondeur à laquelle est resté jusqu'à son exhumation le massif, aurait permis ces déformations sur un laps de temps important suivant la mise en place des plutons.

d) Structure du dôme de l'Agly : 2 coupes synthétiques (E-W et N-S)

La première coupe, Figure 2, esquissée à partir de la carte géologique à 1/50.000^e de Rivesaltes (*Fontelles et al., 1993*) représente une tranche est-ouest dans le massif de l'Agly. On observe globalement un redressement des foliations vers l'est de la structure. De l'extrémité ouest à l'est, on part

d'un niveau de croûte inférieure, la charnockite des Albas en contact avec les gneiss à silicates calciques qui la surmontent. Ce pluton est bordé à l'est de paragneiss. Au centre de la coupe on trouve une écaille pincée entre deux failles, d'orthogneiss de la série de Belesta, constituant la base du village de Caramany. La partie est de notre coupe est marquée par le contact normal entre nos deux séries gneissiques. Plus à l'est, après une faille tertiaire inverse dans la série de Belesta, on arrive au contact normal entre celle-ci et les micaschistes.

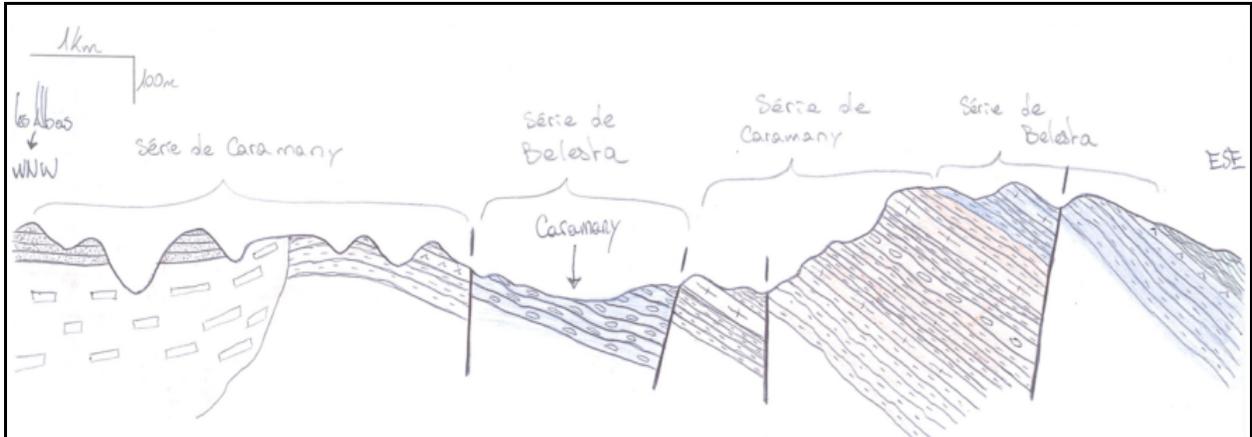


Figure 2 : Coupe WNW-ESE passant par le bas de Caramany. En partant des Albas, jusqu'au contact avec les micaschistes de la couverture du massif de l'Agly. Nous avons ici l'ensemble des unités composant notre massif recoupé par un jeu de failles verticales.

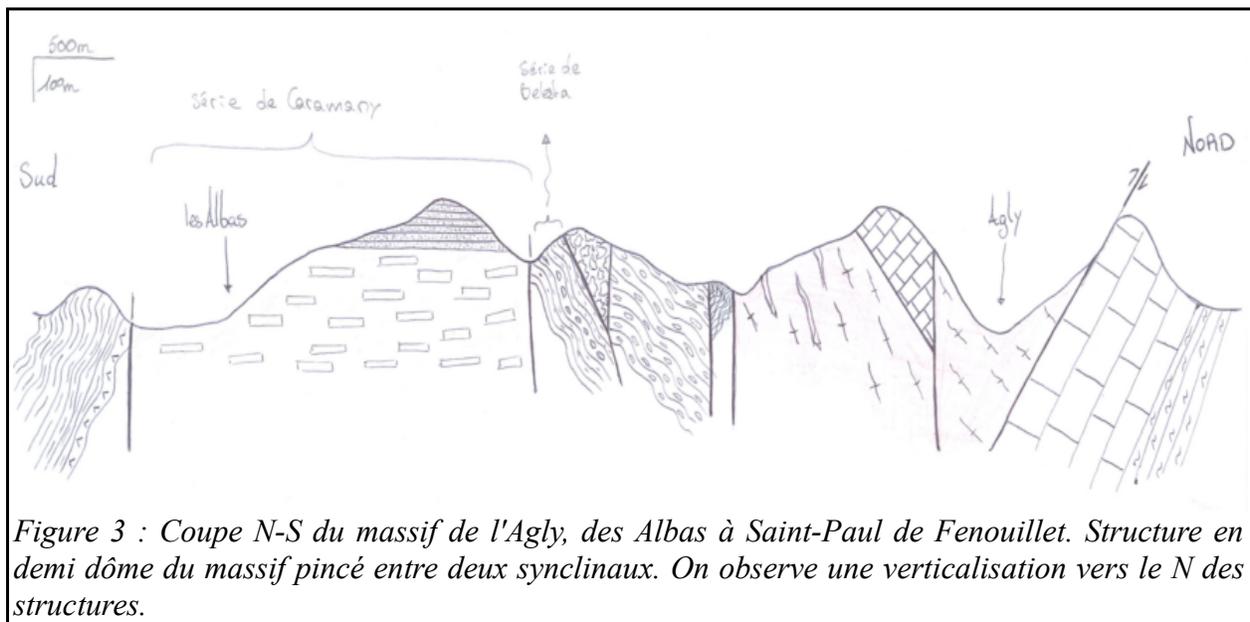


Figure 3 : Coupe N-S du massif de l'Agly, des Albas à Saint-Paul de Fenouillet. Structure en demi dôme du massif pincé entre deux synclinaux. On observe une verticalisation vers le N des structures.

La seconde coupe, Figure 3, d'axe N-S recoupe l'ensemble du demi-dôme, en une dizaine de kilomètres. On trouve au sud le synclinal de Boucheville, dont les bancs calcaires et marneux sont globalement verticaux et métamorphisé (BP-HT), et au Nord le synclinal de Saint Paul de Fenouillet, dont les couches sont retournées sur son flanc sud. Le long du chevauchement au Nord du massif de l'Agly, recoupé par la rivière l'Agly, on trouve le pluton granodioritique de Saint-Arnac. Il contient de nombreuses enclaves dioritiques qui présentent une verticalisation dans le Sud du pluton. Les conditions de mise en place de la base de l'intrusion ont été établies à 3.5kbar ce qui représente moins d'une douzaine de kilomètres (Vielzeuf, 1996). L'écaille située dans le pluton de Saint-Arnac est constituée de brèches du Lias. Au sud, on a le contact entre la base de ce pluton et une lame des micaschistes

constituant la couverture du massif de l'Agly pincée entre deux failles. Viennent ensuite les gneiss de Rivérole. Il s'agit d'orthogneiss clair (deux micas) à petits yeux de feldspath. On trouve des brèches « vitroliennes » (Crétacé terminal ou Paléocène basal?) contenant des calcaires aptien à scapolites, au contact entre les gneiss de Rivérole et ceux de Belesta plus au sud. Enfin dans la partie Sud on retrouve le pluton charnockitique chapeauté par des niveaux de gneiss à silicates calciques que nous avons décrits sur la première coupe.

La grande majorité des failles recoupant le massif sont verticales. Leur âge est tertiaire puisqu'elles affectent la brèche "vitrolienne". La plupart de ces failles forment les contacts entre les différentes unités observées, ce qui rend difficile l'estimation totale des épaisseurs des différentes lithologies.

2. Description des gneiss et granitoïdes échantillonnés dans le dôme de l'Agly

9 échantillons ont été prélevés sur le terrain. Ils ont tous donné lieu à une datation U/Pb sur des zircons, suivant le protocole détaillé plus loin. Une présentation de ces échantillons est donnée ci-dessous. Leur localisation est donnée dans la Figure 1. L'ensemble des lames minces auxquelles cette section fait référence sont présentes dans l'annexe lames minces.

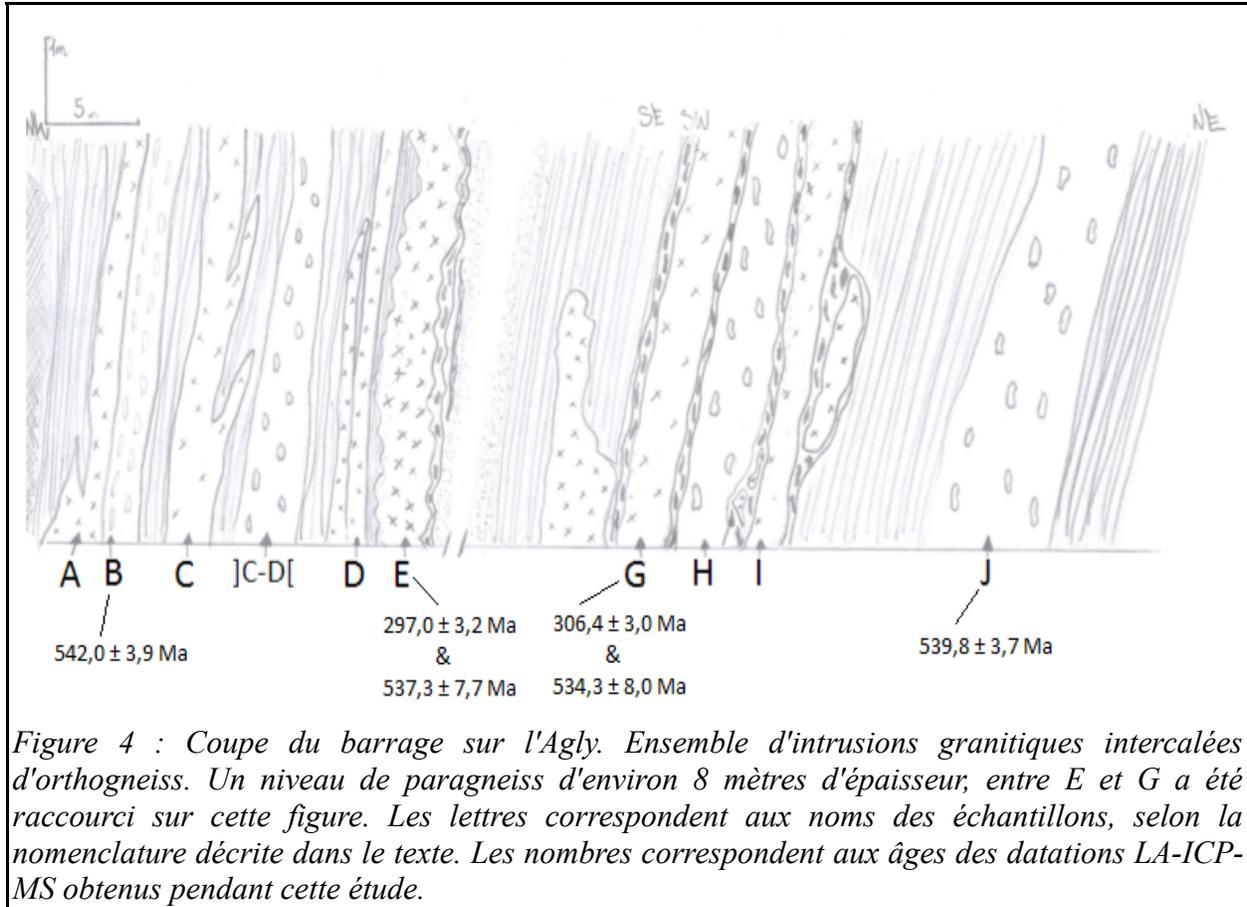
a) Les gneiss et granitoïdes du barrage sur l'Agly (série de Belesta)

L'affleurement qui forme une coupe au niveau du barrage sur l'Agly, de 70m de long, Figure 4, est située au centre du massif, au sein des gneiss de Belesta. Elle représente un ensemble de sills verticalisés, nous permettant d'avoir accès à leurs épaisseurs respectives. Ils se sont mis en place dans un encaissant majoritairement gneissique, dont un niveau para-dérivé, d'environ 8 m, très riche en sillimanite, cordiérite, deux micas et grenat. Les gneiss et granitoïdes du barrage dans lesquels j'ai prélevé 9 échantillons, sont tous dénommés AG 210 suivis d'une lettre. Ceux-ci se décomposent en deux groupes, avec un premier regroupant les granites peu ou pas déformés : A, C, E, G, I. Un second, avec B, D, H et J, regroupe les orthogneiss. Nous avons échantillonné ces intrusions en nous appuyant sur les données géochronologiques préliminaires (lames minces analysées en 2013) et en regroupant les faciès suivant leur minéralogie apparente et leurs textures. Ainsi les orthogneiss B, D, H et J sont supposés synchrones ; ils présentent de grands feldspaths centimétriques et la même texture porphyroclastique. De même pour les granites A, C, E, G et I, le regroupement s'est fait sur des critères morphologiques, minéralogiques et texturaux. Ainsi chacun des groupes est considéré représenter une même unité lithologique. Ne pouvant réaliser l'ensemble des datations, deux représentants par groupe ont été sélectionnés, à savoir E et G pour les granites et B, J pour les orthogneiss.

Pour cette coupe nous disposons d'analyses réalisées par ICP-MS au CRPG à Nancy, par Baratoux et Olivier (Communications personnelles). Il s'agit d'analyses d'éléments majeurs et d'éléments traces. Deux de ces échantillons correspondent à certains de ceux prélevés pour cette étude, il s'agit du granite AG 210 G, de l'orthogneiss AG 210 J. Sur le terrain on observe deux types de contact entre les intrusions granitiques et leurs encaissant : (i) franc et rectiligne comme le niveau A ou le C, avec des indentations, ce qui suggère des masses de granites en déséquilibre thermique avec leurs encaissant. (ii) des intercalations diffuses, avec des figures de mélange en bordure des intrusions granitiques, comme pour les échantillons G ou I.

L'observation de lames minces de la série de Belesta nous permet d'affirmer que la paragenèse de ces roches est globalement constante : quartz, feldspaths (potassiques et plagioclases), biotite et localement muscovite. Les différences au sein de cette série sont essentiellement texturales. (i) Prenons par exemple AG 210 C, la lame observée présente une texture magmatique, avec des biotites kinkées, signe d'une déformation « ductile » en fin de cristallisation de ces minéraux. Certaines biotites sont également fracturées. Ces fractures viennent s'enraciner au sein même du minéral. Ceci montre que lors de la

crystallisation des biotites, dans le domaine de transition ductile/cassant, la déformation avait également une composante cisailante. (ii) Au contraire AG 210 J présente tous les signes d'un orthogneiss : les micas sont étirés entre les grains de feldspaths œillés, et leurs clivages ondulent, tandis que le quartz a presque entièrement recristallisé en sous-grains. Le long des fractures j'observe la cristallisation d'une seconde génération de micas, dont beaucoup de biotites primaires sont chloritisées. On voit bien une déformation tardive dans le domaine fragile et dans le domaine de cristallisation de la chlorite.



b) La charnockite des Albas (série de Caramany)

AG 36 est issu de l'affleurement des Albas, où la charnockite a son aspect magmatique le plus caractéristique. Elle est composée de quartz, feldspaths potassiques, plagioclases, grenats, orthopyroxènes et biotites. Situé au Sud-Ouest du massif il s'agit d'un pluton de quelques km³ (Althoff et al, 1994). Elle est d'abord datée à 565Ma par Vitrac & Allègre (1968), avec une méthode ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. Plus tard, une étude de Respaut & Lancelot (1983), a fourni un âge de 314 ± 6,5 Ma par la méthode U/Pb sur zircons et monazites. Son refroidissement aurait pris ± 10 Ma jusqu'à une cristallisation complète selon ces derniers auteurs. Néanmoins un travail sur lames minces, non publié, de Olivier et Paquette montre que l'on y trouve des zircons d'âge compris entre 295 et 303 Ma, ce qui est significativement plus jeune.

En lame mince on observe très peu de déformation et une texture granoblastique purement magmatique avec des quartz présentant des limites de grains plus ou moins arrondies et des angles variables, parfois 120° (attestant d'un bon équilibre textural lors de leur cristallisation). Les biotites sont alignées dans le plan de la foliation magmatique.

c) Les orthogneiss de la Désix (série de Caramany)

AG 211 A a été prélevé sur l'affleurement du pont sur la Désix, au sud du village d'Ansignan. C'est le niveau le plus profond de la série de Caramany, il s'est formé à environ 20km (Vielzeuf, 1996). Il s'agit d'un orthogneiss à Fk œillé, quartz rubané et très clair à rares grenats, tout comme les biotites qui sont souvent altérées. Une analyse non publiée des zircons sur lame mince a précédemment donné un âge de 511 ± 19 Ma (Paquette & Olivier, 2013, communication personnelle). Il est issu d'une intrusion décamétrique. Elle est aujourd'hui en contact intrusif avec des kinzigites.

d) Les orthogneiss du sud-est de Caramany (série de Caramany)

Au sud-ouest de Caramany nous avons prélevé AG 185 B. Cet échantillon de roche de composition charnockitique a subi une gneissification (les feldspaths sont déformés, les biotites sont regroupées en bandes, le quartz est rubané).

En lame mince, AG 185 (B, et D) présentent la même paragenèse que la charnockite mais avec des textures bien différentes. Certaines présentent une extinction roulante comme quelques feldspaths et orthopyroxènes, marqueurs d'une déformation à chaud de la roche. Néanmoins nous sommes en dessous de la température de stabilité des feldspaths, donc la température de déformation n'excédait pas 600°C. On trouve des quartz en rubans, et des biotites parfaitement stables, ce qui nous indique que la température atteignait au moins les 450°C lors de la déformation.

AG 228, prélevé 500m au sud-est du village, sur la route de Belesta, est affecté par une déformation comparable. En outre, cet échantillon est bien plus altéré. Il s'agit d'un leucogranite, très riche en grenats.

Enfin AG 230, prélevé sur la route entre Caramany et Belesta, est d'après la carte géologique établie par *Fontelles et al. en 1993* : le « granite de Cassagne ». Il est composé de quartz, feldspaths potassique et plagioclases, grenats, et de biotites. Cette intrusion se trouve dans le haut de la série de Caramany, à proximité du contact avec celle de Belesta. C'est cet échantillon pour lequel la datation a été effectuée sur lame mince dans cette étude.

Il s'agit d'un faciès sombre très riche en biotites. Elles sont étirées et concentrées autour des rubans de quartz. Les mégacristsaux de feldspaths potassiques sont orientés et présentent des ombres de pressions. Ce « granite » a donc bien subi une déformation importante à l'état solide. Ajoutons l'observation d'une deuxième génération de quartz cristallisé sur le pourtour des lanières de quartz. Il s'agit donc d'une roche « gneissifiée » ayant perdu son caractère magmatique.

3. Méthodes de préparation et de datation

A] Protocole de préparation des plots de Zircons.

a)- Le concassage/broyage

Une fois les échantillons nettoyés, j'ai effectué un concassage au marteau, puis à l'aide d'une concasseuse de paille où j'ai obtenu un sable de grain <3mm. En tamisant ce dernier j'ai recueilli une première fraction <315µm. En réduisant le surplus à l'aide d'un broyeur à mâchoires j'ai pu obtenir entre 1 et 2 kilos de matière <315µm par échantillon.

b)- La table à secousse

Afin de récupérer la fraction lourde contenant les zircons, les échantillons sont passés sur une table à secousse. La figure 5 montre trois éléments : (i) tous les grains légers restent sur la droite et descendent directement au bas de la table (flèche bleue). (ii) les éléments de densité intermédiaire sont entraînés puis rapidement sédimentent dans les premières rainures (flèche verte). Enfin, (iii) la flèche rouge donne le chemin suivi par la fraction lourde qui nous intéresse pour recueillir les zircons. On voit que celle-ci est constituée de différentes lignes correspondantes aux différents minéraux, triés selon leurs

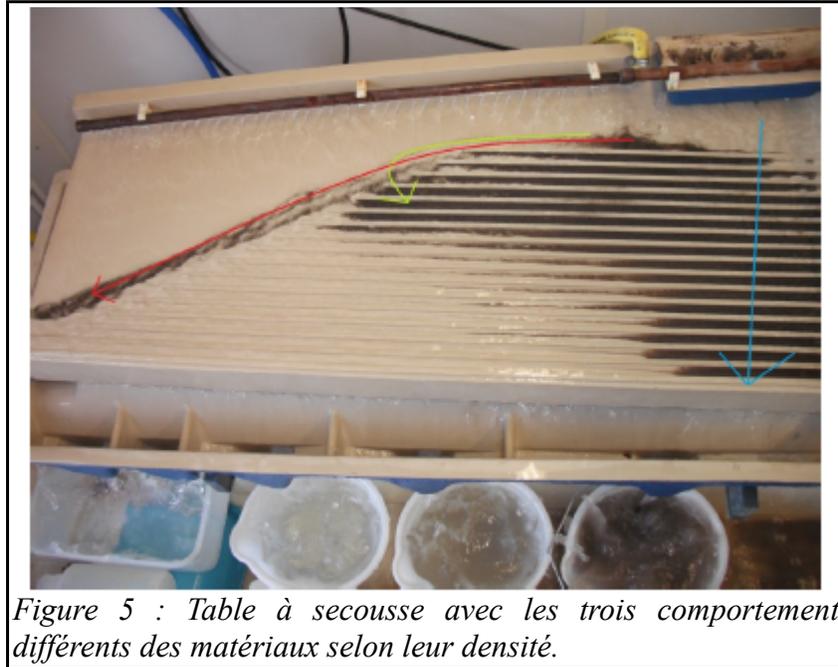


Figure 5 : Table à secousse avec les trois comportement différents des matériaux selon leur densité.

densités. Cette fraction constituée essentiellement de minéraux magnétiques, de plagioclases, d'apatites, de zircons, et autres minéraux lourds a été mise à sécher sous une hotte à flux laminaire.

c)- Les liqueurs denses

L'ensemble du travail a été réalisé sous hotte aspirante à l'aide de deux liquides toxiques, le Tétrabromoéthane dont la densité atteint 2,967 et le Méthylène iodide dont la densité atteint 3,31.

Le premier liquide utilisé, permet de retenir dans le haut de l'ampoule de décantation les minéraux les plus légers (feldspaths, quartz...). La fraction obtenue contient essentiellement des minéraux magnétiques, des grenats, des apatites, des monazites et des zircons. Le second liquide dont la densité plus élevée retient les apatites (densité variant de 3,16 à 3,2) alors que les zircons (densité entre 3,9 et 4,8) tombent toujours au fond de l'ampoule de décantation. Les minéraux magnétiques sont quant à eux extraits à l'aide du Frantz. Cet appareil est équipé d'une glissière vibrante que l'échantillon dévale pendant que la partie magnétique reste piégée par un aimant. Les minéraux n'ayant pas tous la même susceptibilité magnétique, la variation progressive de l'intensité du champ magnétique de l'aimant permet de récupérer une fraction de plus en plus propre.

Ce protocole de séparation permet d'obtenir un résidu constitué exclusivement de monazite (densité 4,8-5,5) et de zircons aisément triables à la loupe binoculaire.

d)- Le montage des plots

Les zircons obtenus par les étapes de séparation minérales ont une taille comprise entre 20µm et 300 µm. Les grains sont disposés sur un papier adhésif double faces fixé sur une plaque en verre, ils sont ensuite coulés dans la résine. Une fois la résine sèche, il faut les amener à affleurement en les abrasant et en les polissant. Leur organisation spatiale dépend du confort des analyses à la microsonde et au laser. La ligne est une structure simple que j'ai utilisée sur la plupart de mes plots. Une disposition en cohorte de forme carrée au centre du plot permet de gagner du temps lors des analyses et réduit la surface à travailler pour l'abrasage et le polissage. Le protocole précédent m'a permis de réaliser 8 plots, un par échantillon, le dernier échantillon ayant été daté en lames mince.

B] Caractérisation microscopique des plots

Un travail au microscope en lumière réfléchi et transmise m'a permis de repérer les zircons et d'évaluer leurs niveaux d'affleurements.

Une observation au MEB a été effectuée à Toulouse pour vérifier la nature (analyses semi quantitative en mode EDS) et le nombre des cristaux fixés sur les premiers plots.

La cathodoluminescence nous a permis d'avoir une idée de la structure interne des grains de zircon et de la complexité de leurs histoire. Les zones de surcroissances, nous renseignent sur la nature des différents épisodes de cristallisation que les zircons ont pu traverser. Ces observations ont été réalisées sans analyses de type 'Energy Dispersive Spectroscopy' qui auraient pu nous donner une idée précise de la concentration en U. Les quantités relatives d'U seront ici estimées suivant l'intensité du niveau de gris des zircons : une partie claire est pauvre en U, inversement pour les parties foncées. Les images des zircons décrits ci-dessous sont rassemblées dans l'annexe « images des zircons ».

Série de Caramany :

AG 36 et AG 230 ne sont pas passés par cette étape, par manque de temps et nous n'avons donc aucune image de leurs zircons.

AG 185 B a des zircons aux cœurs présentant de nombreuses zonations oscillatoires, plus riches en U que les bordures. Ces bordures ne sont pas centrées autour des cœurs.

AG 211 A a des zircons globalement pauvres en U, avec parfois de très large bordures ± centrées autour des cœurs. Contrairement aux autres échantillons les bordures de ces zircons présentent parfois des zonations oscillatoires.

AG 228 présente des zircons ovoïdes xénomorphes présentant le plus de zonations et de fractures. On distingue souvent deux bordures principales sur les plus gros zircons, aucune n'est centrée autour des cœurs. Les autres échantillons ont des zircons automorphes, ils sont ici très arrondis.

Série de Belesta :

AG 210 B possède des zircons à très fines bordures centrées autour des cœurs. Les bordures semblent ici plus riche en U que les cœurs.

AG 210 E possède des zircons à larges bordures, le cœur représente parfois moins d'un tiers de la surface à l'affleurement des zircons. Ces bordures sont très riches en U.

AG 210 G a des zircons à la morphologie comparable à celle des zircons d'AG 210 E, avec des bordures proportionnellement un peu moins développées.

AG 210 J a les plus gros zircons de l'ensemble des échantillons de cette étude, atteignant parfois presque 300µm. Ils ont de fines bordures homogènes très riches en U, et des cœurs présentant des zonations oscillatoires.

C] Méthode de datation

L'ensemble des datations que nous avons réalisées ont été faites au Laboratoire Magmas et Volcans sous le contrôle de Jean-Louis Paquette.

a)- Géochronologie U/Pb sur zircons

Le système U/Pb est très utilisé en géochronologie. Il permet de calculer des âges anciens, comme par exemple les 4,56 Ga de la Terre. Il est basé sur la désintégration radioactive de l' ^{238}U en ^{206}Pb et de l' ^{235}U en ^{207}Pb . Cette technique permet d'obtenir l'âge de fermeture du système isotopique en question. Ici il s'agit de l'âge de cristallisation de nos zircons, où l' U^{4+} a pris la place du Zr^{4+} . Sous réserve que le système n'ait pas été rouvert et rééquilibré, les points obtenus sont représentés dans un diagramme concordia et se situent sur la courbe concordia. Des pertes en Pb peuvent survenir même à faible température, dans ce cas nous obtiendrons des points discordants, c'est-à-dire situés en dehors de la courbe concordia. Le diagramme Tera-Wasserburg ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs. $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$), est particulièrement

adapté aux zircons présentant une quantité de plomb radiogénique relativement faible, et une contamination en plomb commun, ce qui est le cas de nos cristaux.

b)- Le laser nanoseconde couplé à l'ICP-MS

Les datations U/Pb ont été effectuées à l'aide d'un système laser 193 nm Resonetics M-50E couplé à un ICP-MS (Inductively coupled plasma mass spectrometer quadripolaire Agilent 7500 CS). Le laser en fonctionnement normal a une tension d'accélération de 15keV, et sa fréquence de tir avoisine les 3Hz. Le diamètre du faisceau utilisé est de 26 μ m, la profondeur de frappe ne dépasse pas la dizaine de microns. Les analyses ont été effectuées sur grains séparés (AG 36, AG 185B, AG 211 A, AG 228, AG 210 B, AG 210 E, AG 210 G, AG 210 J) et sur lame mince (AG 230).

Le laser pulvérise la matière et, l'ensemble de la cellule étant sous flux d'He, les particules sont alors dirigées vers la torche à plasma où elles sont ionisées avant d'être dirigées vers le spectromètre de masse quadripolaire. Ce type d'analyses nécessite un certain nombre de corrections réalisées en majorité par la mesure de standards :

- le biais en masse : fractionnement entre les isotopes lourds et légers d'un même élément au sein de la torche à plasma. Il est très faible, de l'ordre de 0,15 à 0,20% et indépendant des propriétés physiques et chimiques du minéral analysé.

- le fractionnement inter-élémentaire : survient lors de l'ablation, l'U étant réfractaire il a tendance à rester dans le cratère alors que le Pb est plus volatile. Le flux d'hélium encourage le déplacement de l'uranium et un court temps de frappe limite ce fractionnement. Ce fractionnement est corrigé par l'analyse des standards

Les standards utilisés sont les zircons GJ-1 (*Jackson et al., 2004*), pour la calibration, et 91500 (*Wiendenbeck et al., 1995*), comme standard secondaire pour contrôler la qualité des mesures. Ces deux cristaux ont des cristallisations homogènes et un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ bien connu.

c)-Analyses des zircons.

La routine d'analyse se décompose en trois étapes,

- une phase de calibration : 4 standards GJ1, puis 2 standards 91500 ;
- puis une répétition de séquences d'analyses : 8 inconnus, 2 standards GJ1;
- avant de finir par 2 standards 91500 et 4 standards GJ1.

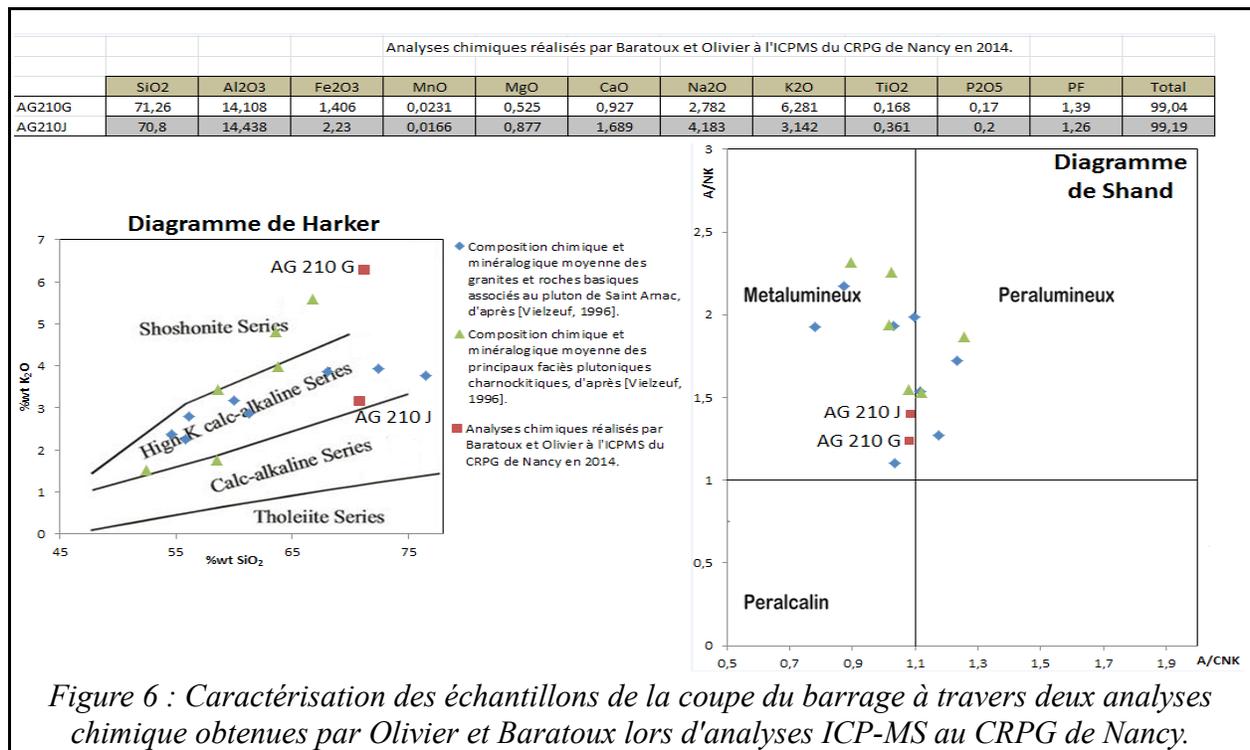
Au total nous avons effectué 216 analyses pour dater nos huit échantillons, soit une moyenne de 27 analyses par échantillon. La mesure se fait en 60 secondes, précédées et suivies de 20s pour enregistrer le bruit de fond.

4. Résultats

a) Analyses chimiques

Ici nous caractériserons chimiquement les données obtenus pour les échantillons AG 210 G et J. Les analyses regroupées par Vielzeuf dans la synthèse géologique des Pyrénées de Barnolas et Chiron (1996) ont été ajoutées dans les diagrammes de la figure 6.

Le diagramme de Shand est basé sur la teneur en alumine et fait le lien entre analyse chimique et minéralogie. A/NK est le rapport atomique Al/(Na+K), et A/CNK le rapport Al/(2Ca+Na+K). AG 210 G et AG210 J sont tous les deux dans le champ des granites métalumineux de type I, c'est à dire qu'ils sont faiblement alumineux puisque A/CNK < 1,1. Ces deux échantillons ont été placés dans un diagramme $\text{K}_2\text{O} = f(\text{SiO}_2)$, de Harker. On constate alors que ces deux granitoïdes sont distincts, puisque AG 210 G, granite stricto sensu, se place dans le champ du magmatisme shoshonitique (transition entre calco-alcalin et



strictement alcalin). Cette caractérisation nous laisse imaginer un contexte de magmatisme d'arrière-arc ou de grand décrochement. Tandis qu'AG 210 J se place dans le champ du magmatisme strictement calco-alcalin, caractéristique d'un magmatisme d'arc en zone de subduction.

b) Données géochronologiques

Les âges obtenus se classent en deux groupes, un premier Carbonifère supérieur et le second Cambrien inférieur et ce, dans la série de Belesta comme dans celle de Caramany. L'ensemble du traitement des données et des figures de cette section a été réalisé par Jean-Louis Paquette. Les 38 analyses effectuées sur le standard 91500 est homogène, et donne un âge correct de $1064,9 \pm 4,5$ Ma avec un MSWD = 0,4 (indicateur de qualité).

Pour la série de Belesta elles sont regroupées dans la Figure 7.

L'épisode cambrien, est majoritairement représenté dans la série de Belesta

AG 210 B : les zircons de cet échantillon donnent un âge intercept bas de $542,0 \pm 3,9$ Ma (MSWD de 0,99), en 23 analyses, dans le diagramme Tera Wasserburg. 27 zircons ont été analysés, en visant cœurs et bordures sur les zircons présentant des zonations. Les zircons nous donnent bien un âge correspondant à l'épisode magmatique et ne semblent pas avoir subi de rééquilibrage tardif. Cependant quelques analyses donnent des âges plus jeunes (ellipses vides dans les diagrammes Tera Wasserburg) et un point concordant aux alentours de 300 Ma, ont été analysé et écarté lors du traitement des données.

AG 210 E : 34 zircons de l'échantillon, certains avec des cœurs magmatiques ont données un âge de $537,3 \pm 7,7$ Ma (10 analyses ; intercept bas, MSWD = 0,71), ce qui repousse la cristallisation de cette intrusion au Cambrien. Ces zircons présentent également des surcroissances datées à $297,0 \pm 3,2$ Ma (15 analyses ; intercept bas, MSWD = 0,33)

AG 210 G : 23 zircons de l'échantillon présentent la même configuration, avec des cœurs datés à $534,3 \pm 8,0$ Ma (6 analyses ; intercept bas, MSWD = 0,79) et des bordures à $306,4 \pm 3,0$ Ma (17 analyses ; intercept bas, MSWD = 0,20). Pour ces deux derniers échantillons, l'âge des cœurs est déterminé avec un plus faible nombre de coups, mais un MSWD bien meilleur que pour l'âge des bordures.

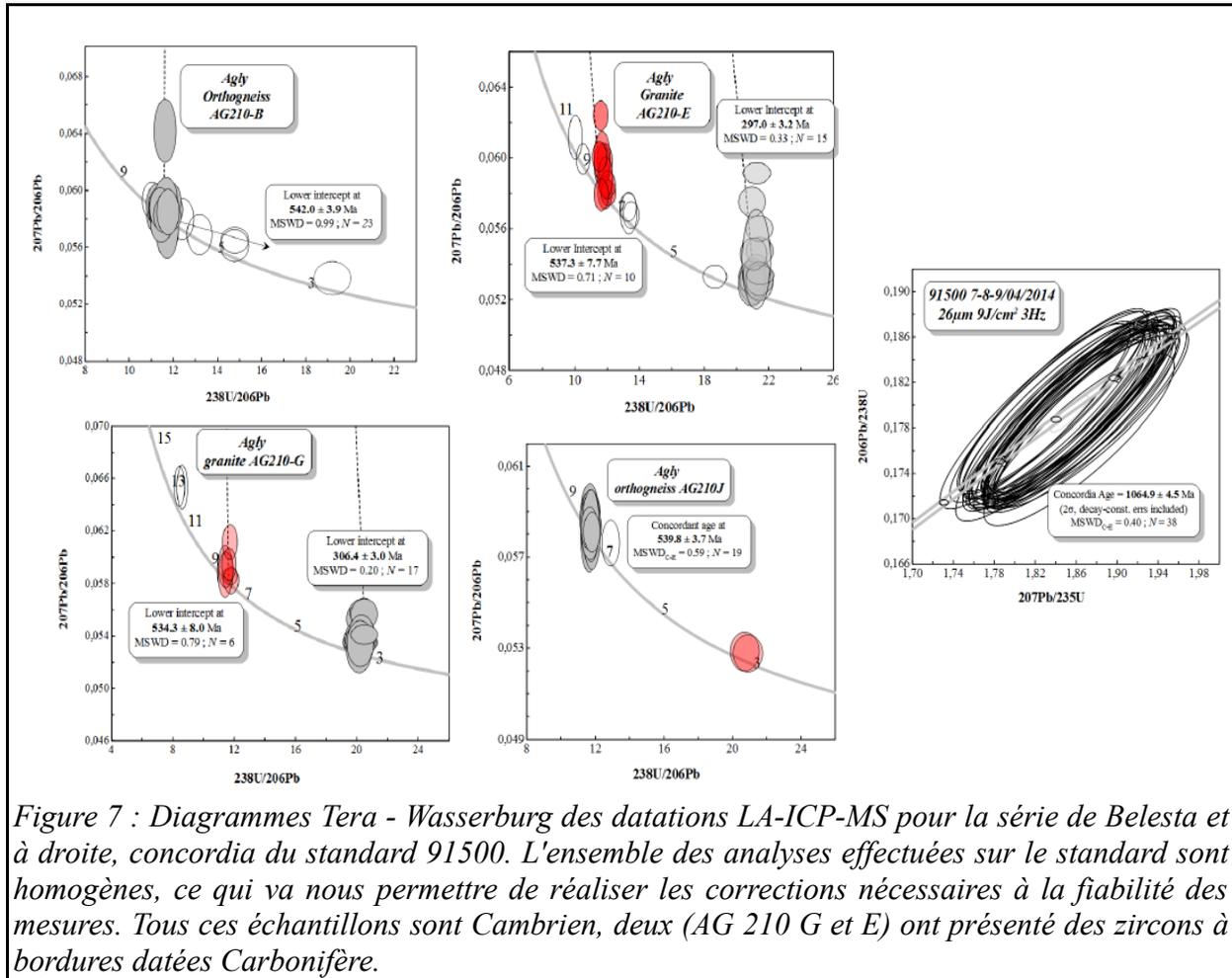


Figure 7 : Diagrammes Tera - Wasserburg des datations LA-ICP-MS pour la série de Belesta et à droite, concordia du standard 91500. L'ensemble des analyses effectuées sur le standard sont homogènes, ce qui va nous permettre de réaliser les corrections nécessaires à la fiabilité des mesures. Tous ces échantillons sont Cambrien, deux (AG 210 G et E) ont présenté des zircons à bordures datées Carbonifère.

AG 210 J ne donne qu'un seul âge à $539,8 \pm 3,7$ Ma (19 analyses ; intercept bas, MSWD = 0,59), néanmoins comme pour AG 210 B nous avons quelques points concordants autour de 300Ma...

Pour la série de Caramany elles sont regroupées dans la Figure 8

L'épisode carbonifère est majoritairement représenté dans la série de Caramany.

AG 36 : 37 zircons homogènes de l'échantillon ont permis 21 analyses donnant un âge de $305,7 \pm 2,8$ Ma (intercept bas ; MSWD = 0,87).

AG 185 B, ou 34 zircons montrent deux groupes d'âges distincts, l'un défini dans les bordures à $298,6 \pm 3,0$ Ma (17 analyses ; intercept bas, MSWD = 0,25) et l'autre défini dans les cœurs, à $312,3 \pm 3,6$ Ma (14 analyses ; intercept bas, MSWD = 0,39).

AG 211 A, dont les 26 zircons nous donnent le plus vieil âge de la série de Caramany, le seul Cambrien à $518,9 \pm 5,3$ Ma (17 analyses ; intercept bas, MSWD = 0,77).

AG 228 : cet échantillon a sans doute l'histoire la plus compliquée, 26 zircons présentant de nombreuses surcroissances métamorphiques ou magmatiques. Nous avons effectué 30 mesures dont seulement 10 (majoritairement dans les bordures) ont permis d'obtenir un âge de $300,2 \pm 8,4$ Ma (intercept bas, MSWD = 2,9). Les analyses écartées s'étalent au-dessus de la concordia vers des âges apparents plus anciens.

AG 230 : daté en lame mince, ce « granite » de Cassagnes nous donne un âge concordant de $308,1 \pm 3,4$ Ma (9 analyses ; intercept bas, MSWD = 0,65). Certaines analyses laissent supposer un héritage plus ancien et difficile à contraindre ici.

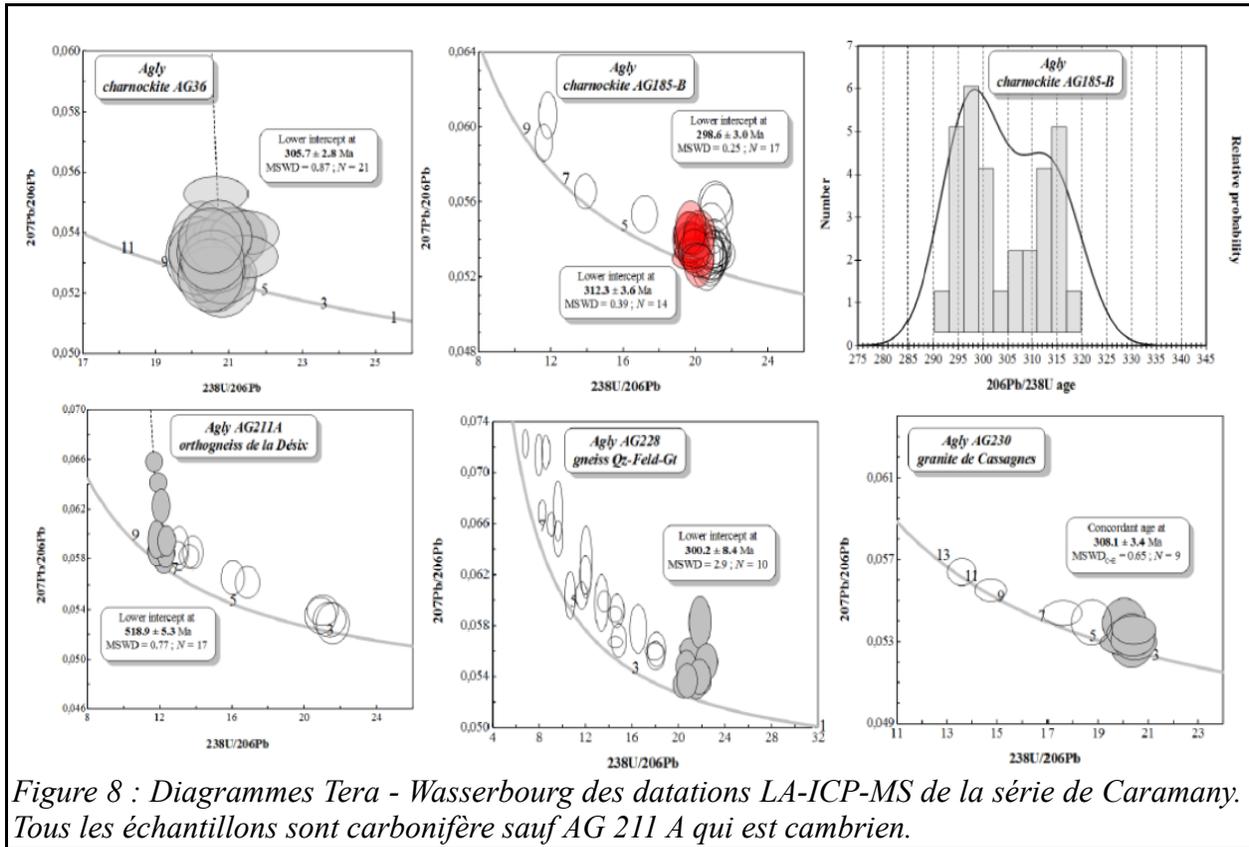


Figure 8 : Diagrammes Tera - Wasserbourg des datations LA-ICP-MS de la série de Caramany. Tous les échantillons sont carbonifère sauf AG 211 A qui est cambrien.

L'ensemble des datations réalisées au Laboratoire Magmas et Volcans est satisfaisant, les erreurs n'étant supérieures à 5 Ma que pour seulement deux échantillons.

c) Proportions des événements magmatiques

Afin de déterminer les proportions de matériaux carbonifère en jeu dans la série de Belesta, la coupe du barrage présentée plus haut Figure 4, constitue un échantillon approprié puisque nous avons accès à une longueur de 70 m de croûte verticalisées. Il apparaît que la part de matériel mis en place au Carbonifère n'y représente que 10-15 % alors que la part de roche plutonique cambrienne atteint 80 % de l'épaisseur des lithologies présentes, ce qui laisse 5 à 10% pour les paragneiss alumineux. On assimilera ces résultats à la série complète de Belesta en considérant que cette coupe est représentative de toute la série.

Les granitoïdes de la série de Caramany sont quasi-exclusivement datés du Carbonifère supérieur. Seul l'orthogneiss AG 211 A est daté du Cambrien inférieur, d'après nos résultats. On peut donc estimer à partir des coupes présentées plus haut que $\pm 80\%$ de la série est Carbonifère, ce qui représenterait un épaissement très important à cette époque suivant l'origine des magmas. Les orthogneiss cambriens et les roches paradérivées précambriennes représentant les $\pm 20\%$ restants.

5. Discussion/Interprétation des résultats

a) Discussions autour des âges obtenus

Dans la série de Caramany :

AG 36, la charnockite magmatique a un âge défini sur l'analyse de zircons sans cœur hérités. Cet âge est environ de dix millions d'années plus jeune que les datations publiées jusqu'alors pour cette roche.

AG 185 B nous donne des zircons de deux âges séparés de quelques millions d'années, un basé sur les cœurs des zircons analysés (autour de 315 Ma, proche des datations de *Respaut & Lancelot (1983)*) et un second basé sur les bordures, marquant la fin de la cristallisation (295 Ma). Cela correspond-il à (i) deux événements bien distincts ou au contraire (ii) s'agit-il du même événement qui s'étale dans le temps avec deux pics thermiques? On ne peut conclure sur l'une ou l'autre de ces hypothèses.

échantillons	nature	Âges obtenus	Âges antérieurs
Série de Caramany :			
AG 36	Charnockite magmatique	305,7 ± 2,8	
AG 185 B	Charnockite gneissifiée	298,6 ± 3 & 312,3 ± 3,6	304 ± 8
AG 211 A	Leucogranite gneissifié	518,9 ± 5,3	511 ± 19
AG 228	Leucogranite à gt gneissifié	300,2 ± 8,4	302 ± 4
AG 230 (lame mince)	« Granite » de Cassagne	308,1 ± 3,4	
Série de Belesta :			
AG 210 B	Orthogneiss	542 ± 3,9	534 ± 9
AG 210 C	Granite		299 ± 4
AG 210 D	Orthogneiss		530 ± 17
AG 210 E	Granite	297 ± 3,2 & 537,3 ± 7,7	
AG 210 G	Granite	306,4 ± 3 & 534,8 ± 8	
AG 210 J	Orthogneiss	539,3 ± 3,7	511 ± 18

Tableau 1 : Récapitulatif des âges (en Ma) obtenus pour les échantillons de cette étude. Les "âges antérieurs" ont été obtenu par datations de zircons sur lames minces, en 2013.

AG 211 A, le leucogranite œillé du pont sur la Désix est le seul témoin subsistant dans la série de Caramany d'un épisode plutonique cambrien. On en tirera des conclusions sur l'épaississement correspondant dans la croûte à cette période. Néanmoins la présence de bordures sur les zircons observés sur les images obtenues en cathodoluminescence nous laisserait imaginer un second épisode

dans l'histoire de ces zircons. La finesse de ces bordures n'a pas permis de caractériser cet âge hypothétique.

AG 228, leucogranite riche en grenats associé au faciès charnockitique, n'a donné qu'un intercept mal défini avec beaucoup de mesures de mauvaises qualités étalées sur une très longue période. Ceci pourrait s'expliquer par l'histoire complexe de ces zircons à nombreuses zonations et fractures. L'âge retenu ici semble être le plus jeune événement ayant affecté ces zircons.

Dans la série de Belesta :

AG 210 B et J, deux orthogneiss de la coupe du barrage, ont donné deux âges similaires, définis au cœur des zircons, avec néanmoins quelques points concordants plus jeune que ces âges. Ces derniers points sont issus des fines bordures observées en cathodoluminescence.

AG 210 E et G, deux granites de la même coupe, ont des zircons aux cœurs cambriens du même âge que les orthogneiss B et J mais également de larges bordures carbonifères. Pour AG 210 E la bordure a le même âge que le dernier événement qui a affecté AG 185 B. Pour AG 210 G la bordure a le même âge que l'intrusion des Albas. Ces granites sont probablement liés d'une manière ou d'une autre à l'événement qui a touché la série de Caramany.

On peut se demander si l'analyse de bordures de zircons supplémentaires pour les échantillons AG 210 B et J n'aurait pas permis de définir un intercept plus jeune comme pour AG 210 E et G. On voit sur les photos présentes en annexe que les zircons de ces échantillons sont morphologiquement semblables, à la taille relative des bordures près. Les granites (E et G) ayant des bordures plus larges que les gneiss (B et J). L'apport de chaleur au Carbonifère supérieur lié à la mise en place des granites E et G a nécessairement provoqué une élévation de la température dans les gneiss encaissants mais n'a pas permis le développement de surcroissances importantes de leurs zircons cambriens. On peut penser que la température n'a pas été suffisante ou bien que le temps de chauffe n'a pas été assez long pour former des bordures.

En somme l'histoire des zircons les plus vieux du massif étudié est complexe mais pour tous, le dernier épisode magmatique enregistré est Carbonifère supérieur.

b) L'épisode magmatique Carbonifère

C'est le dernier épisode magmatique ayant affecté le massif de l'Agly, plusieurs questions se posent sur les conditions P-T de son déroulement. Peut-on imaginer à l'échelle du massif, que l'épisode magmatique Carbonifère soit composé de plusieurs petits événements intrusifs, avec des magmas différents ou au contraire a-t-on un événement unique mettant en jeu l'ensemble de la croûte?

Selon une étude chimique de *Touil et al. (1996)*, la charnockite d'Ansignan et les matériaux basiques du pluton de Saint-Arnac contiennent de nombreux éléments « inertes », ce qui indique une origine primaire de ces matériaux, qui seraient issus de processus mantelliques ou d'un faisceau complexe de sources. D'après cet auteur ceci permet d'exclure les interactions chimiques avec l'encaissant pour ces deux roches de la partie la plus profonde de notre massif. Ce n'est pas l'idée de *Vielzeuf (1996)* qui suggère que la charnockite ait été en équilibre thermique avec son encaissant. Cet auteur, en s'appuyant sur les résultats isotopiques de *Pin (1989)*, propose la formation suivante pour les roches de la croûte profonde : les individualités en strontium et néodyme ont montré que la charnockite d'Ansignan ne peut pas résulter « de mécanismes de différenciation à partir d'un magma commun ». Sa constitution d'après ces auteurs nécessite des magmas basiques très contaminés ou issus du manteau supérieur. Ces magmas représentés par les norites associées à la charnockite, pourraient être à l'origine d'une fusion importante de la croûte profonde. Le magma ainsi produit, migrerait loin de son résidu réfractaire et formerait la charnockite stricto sensu. La partie de magma « mal séparé » (étant restée à l'endroit où la fusion a eu lieu) de sa restite formerait les niveaux de leucogranites très riche en grenats

- Ou la source de chaleur serait plus profonde, et viendrait par convection ou conduction du manteau.

D'après les résultats de cette étude on peut conclure que l'épisode magmatique carbonifère est responsable d'un épaissement pluri-kilométriques de la croûte profonde qui s'accompagne de migrations de magmas qui se mettent en place en sills dans la croûte moyenne. Les structures de mélange entre charnockite et magma mafique, observé aux Albas dans le sommet du pluton charnockitique, laissent imaginer un apport de chaleur important par conduction ou convection à partir du manteau supérieur permettant de mettre évidence le rôle du manteau supérieur dans leur formation. La source de chaleur semble bien être unique, comme le suggère *Siron (2012)*.

Transition entre les deux épisodes

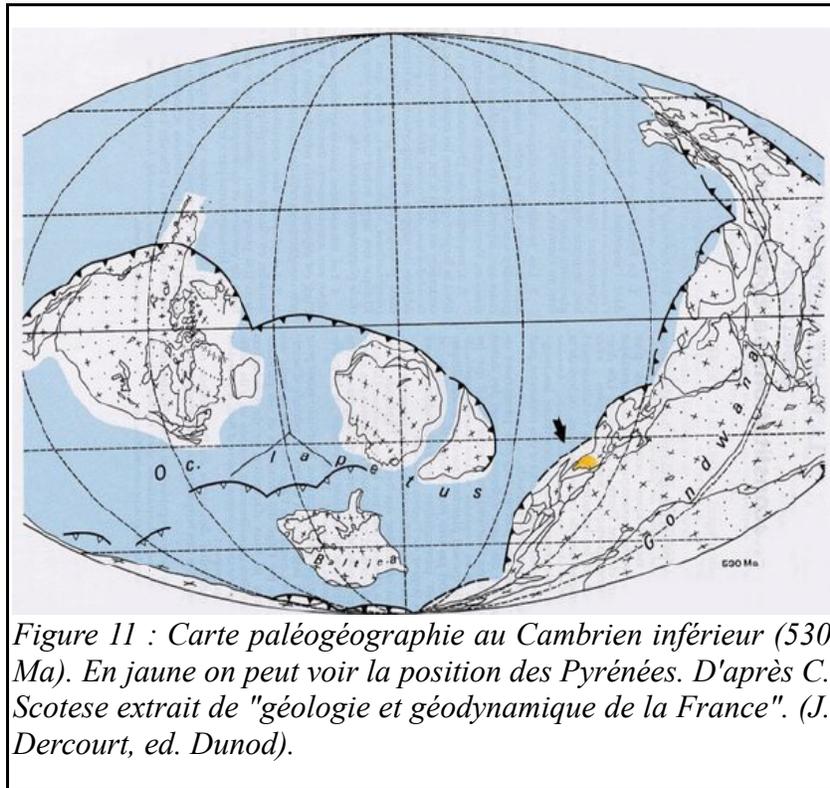
L'épisode Ordovicien précède l'entrée dans le cycle Varisque de la zone est des Pyrénées (*Castiñeiras et al., 2008*). A l'Ordovicien on trouve un épisode magmatique important dans les Pyrénées, observé et décrit dans le massif du Canigou (Barbey et al., 2001 ; Deloule et al., 2001) ou du côté espagnol de la frontière, dans le massif des Albères (Liesa et al., 2011). Or nos résultats ne présentent aucune trace de cet épisode. Une explication possible tiendrait au fait que les granitoïdes de l'Ordovicien, représentés dans notre secteur, par les orthogneiss de la Rivérole (datation non publiée autour de 460 Ma de J.-L. Paquette) se sont mis en place à la base de la série micaschisteuse et n'ont donc pas pu "contaminer" les granitoïdes carbonifères mis en place à plus grande profondeur dans les séries de Belesta ou de Caramany. Nous avons bien un épisode plutonique à cette époque. L'origine de ces granitoïdes ordoviciens pourraient être dans une fusion partielle de la série de Belesta (et dans ce cas on pourrait s'attendre à trouver des cœurs de zircons cambriens), ou plus profond.

c) L'épisode magmatique Cambrien

L'apport novateur de ce travail a été la découverte d'un épisode magmatique daté Cambrien inférieur, dans ce secteur des Pyrénées. La figure 11 suggère que notre massif se trouvait à cette époque en marge du Gondwana, peut-être à l'aplomb d'une importante zone de subduction de l'océan lapétus sous Gondwana. (*Castiñeiras et al., 2008*) proposent que la période Cambrienne soit caractérisée par un rifting, marquant la fin de l'orogénèse cadomienne. Nos données ne sont pas suffisamment contraignantes pour imaginer une telle interprétation. En effet, aucune de nos observations ne met en évidence un amincissement de la croûte à cette époque, on observe plutôt un épaissement important lié à la mise en place des filons-couches de la série de Belesta. Nous ne disposons que de peu d'information sur cet épisode. Par exemple, nous n'avons aucune précision sur les conditions PT de la mise en place de ces sills, si ce n'est que le gradient de température au Cambrien devait être plus élevé qu'aujourd'hui. Néanmoins nous disposons de quelques indices :

Dans la série de Belesta, l'épisode magmatique cambrien est représenté de $542 \pm 3,9$ Ma à $537,3 \pm 7,7$ Ma. Les granitoïdes de cet âge représentent 80 % de la coupe du barrage sur l'Agly et se sont mis en place dans le paragneiss qui à cet endroit ne représente plus que 10 % de l'affleurement. L'analyse chimique dont nous disposons dans cette coupe laisse suggérer un magmatisme calco-alcalin. Ce qui est assez caractéristique des arrières-arc.

Dans la série de Caramany, on ne compte qu'une seule lithologie cambrienne daté de $518,9 \pm 5,3$ Ma. D'après le travail de *Siron (2012)* les leucogranites du pont de la Désix sont issus d'un liquide produit par la fusion partielle des paragneiss les plus profonds de la série de Caramany, une composition proche de celles des kinzigites en contact avec ce sill. Ceci impliquerait alors que les protolithes de ces gneiss soient déjà en place avant 519 Ma et qu'une source de chaleur importante provoque la fusion partielle de cette partie de la croûte.



d) Structure de la croûte, déformations et exhumation
d1- Structures

Ce paragraphe récapitule l'histoire des différentes intrusions de notre massif en s'appuyant sur la figure 12. Au Précambrien terminal notre portion de croûte est constituée d'un ensemble de pélites (ou de métapélites suivant la profondeur à laquelle elles se trouvent) et de carbonates. L'ensemble défini représente les futurs paragneiss des séries de Caramany et Belesta.

Durant le Cambrien inférieur, se mettent en place les intrusions de leucogranite dans la série de Caramany ainsi que les premiers sills de la série de Belesta.

A l'Ordovicien inférieur à moyen un pluton (futur gneiss de Rivérole) se met en place dans les métapélites (futur micaschistes à sillimanite) qui surmontent la série de Belesta. Entre cet épisode et le suivant l'ensemble des intrusions est gneissifié.

Au Carbonifère supérieur on trouve les intrusions charnockitiques, leucogranitiques et noritiques de la série de Caramany qui épaississent de plusieurs kilomètres la croûte. On trouve également les intrusions granitiques beaucoup plus fines de la série de Belesta et pour finir le pluton de Saint-Arnac, dont la base s'est mise en place sous forme de sills à la base des micaschistes peu au dessus des orthogneiss de Rivérole .

On voit que chaque étape de l'histoire de cette portion de croûte a épaissi un niveau localisé tandis que l'épisode Carbonifère affecte l'ensemble de cette épaisseur de croûte.

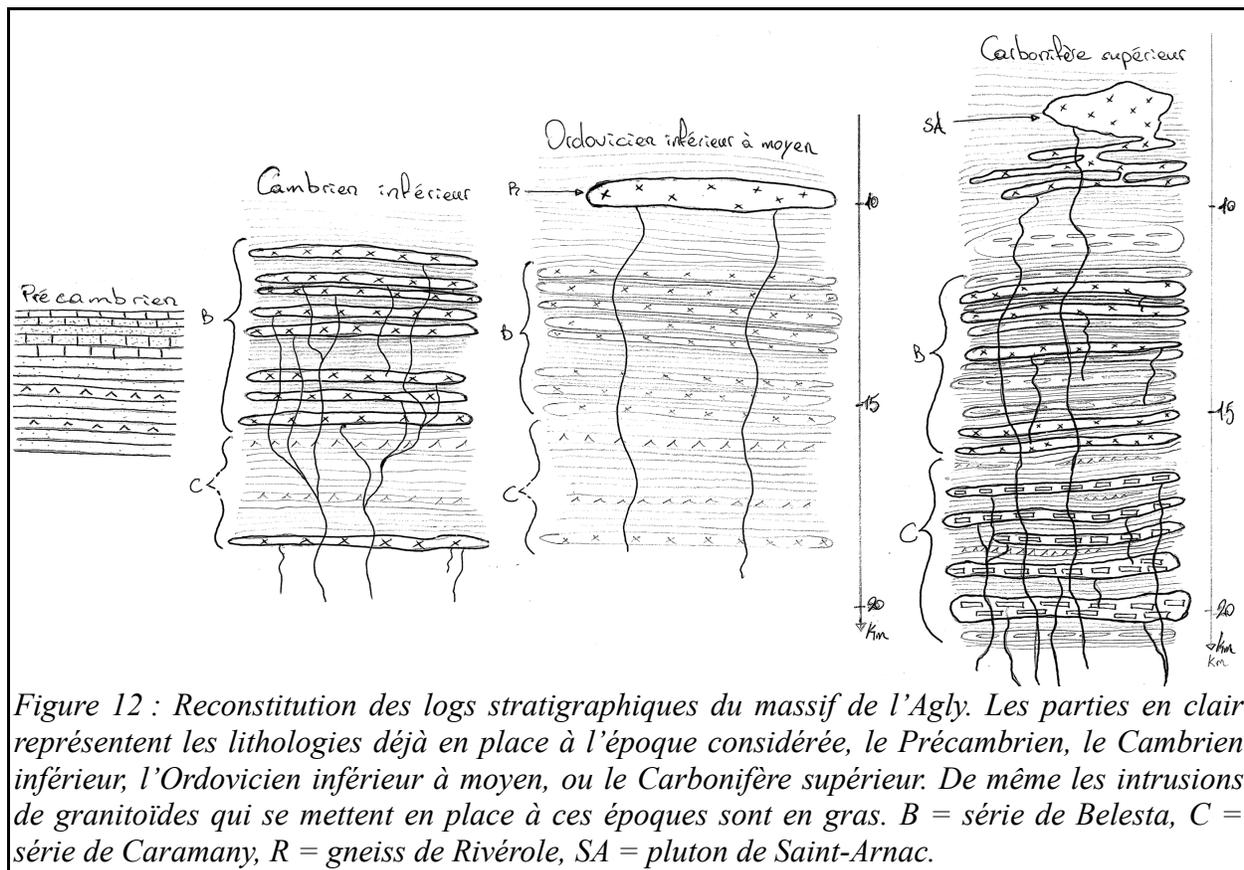


Figure 12 : Reconstitution des logs stratigraphiques du massif de l'Agly. Les parties en clair représentent les lithologies déjà en place à l'époque considérée, le Précambrien, le Cambrien inférieur, l'Ordovicien inférieur à moyen, ou le Carbonifère supérieur. De même les intrusions de granitoïdes qui se mettent en place à ces époques sont en gras. B = série de Belesta, C = série de Caramany, R = gneiss de Rivérole, SA = pluton de Saint-Arnac.

d2- Déformations et métamorphisme (HT - BP)

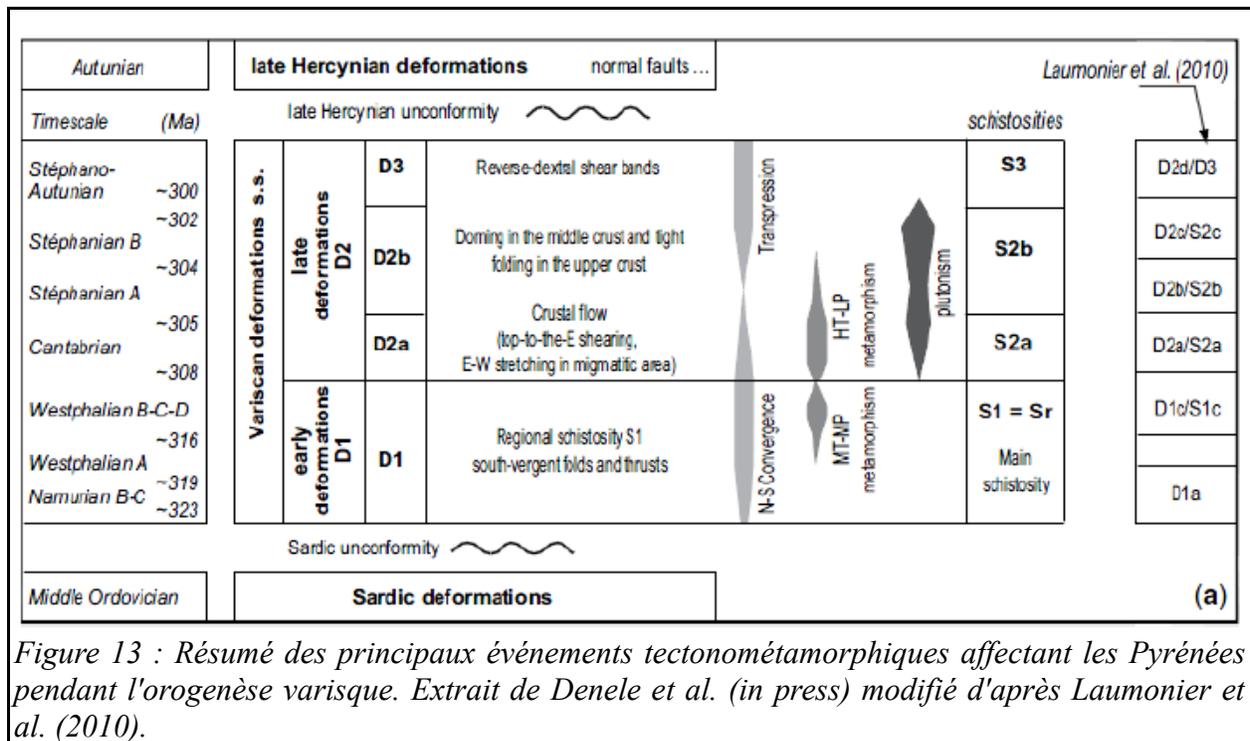
Dans ce paragraphe j'essaierai d'établir une chronologie relative des différents épisodes ayant affecté le massif de l'Agly. A savoir, (i) la mise en place des intrusions granitiques (ii) le métamorphisme (HT-BP) (iii) la gneissification des séries métamorphiques.

Fontelles & Guitard (1964), expliquaient le métamorphisme hercynien (HT-BP) avec l'idée « d'effet de socle ». Ce concept selon lequel le socle sous-jacent contrôle le métamorphisme de la couverture est déduit de deux paramètres principaux (i) un parallélisme des isogrades autour de la limite « socle-couverture » et (ii) un resserrement des isogrades en s'approchant des éléments affleurants du socle et au sommet de celui-ci. Cela se traduit par un gradient thermique très important dans la couverture. Ces auteurs s'appuyaient sur l'idée d'un « socle Cadomien » granitique. Cette idée n'a été confirmée par aucune des données récentes. Nous avons montré ici que l'épaisseur de croûte affleurant aujourd'hui sous les séries micaschisteuses est constituée de granitoïdes mis en place au Cambrien et au Carbonifère. Nicolet (2010) suggère que le métamorphisme (HT-BP) affecte la période comprise entre 320 Ma et 290 Ma, période dont nos résultats pour l'épisode Carbonifère font partie. Le travail de Siron (2012) met en évidence un gradient de température très bas dans les gneiss et au contraire un gradient extrêmement important dans la couverture paléozoïque, atteignant et dépassant parfois les $100^{\circ}\text{Ckm}^{-1}$. Selon lui également, le métamorphisme serait dû aux différentes intrusions granitiques qui se sont mises en place au Carbonifère.

Cela suggère un lien très étroit dans le temps entre magmatisme et métamorphisme. Certains ont avancés l'idée de « plutono-métamorphisme » pour décrire les événements qui ont affectés cette région (Laumonier et al., (2010)). D'après nos résultats les plus gros volumes de l'épisode magmatique Carbonifère se seraient mis en place aux alentours de 305 Ma. Le pic thermique du métamorphisme serait

donc postérieur à 305 et terminé avant 290 Ma. Les granitoïdes que nous avons pu dater au sein de l'épisode carbonifère ont un âge compris entre 312 Ma et 297 Ma. Ce qui donne moins d'une dizaine de millions d'années d'avance aux prémices du magmatisme sur le (ou les?) pic thermique dont nous ignorons l'âge (Steinmetz, 2013) et un peu plus d'une dizaine de millions d'années pour la mise en place des gradients métamorphiques.

Laumonier et al., (2010) vont plus loin en parlant « d'effet d'orthogneiss ». Suggérant donc que les granitoïdes soient gneissifiés par une déformation synchrone du magmatisme et du métamorphisme. Ils proposent un découpage en 3 phases principales de métamorphisme (MI, MII, MIII) et cinq phases de déformations (D1 puis D2a-d) pour l'orogénèse Varisque au Carbonifère. *Denele et al., (in press)* reprennent cette classification dans la Figure 13. Les déformations à cette époque font aujourd'hui encore l'objet d'âpres discussions. En particulier, le contexte géodynamique est très discuté. La période où magmatisme et métamorphisme seraient synchrone (297 – 305 Ma) correspond aux phases D2a – d. *Denele et al. (in press)* proposent que cette période commence dans un contexte en convergence. Pour eux la mise en place de la charnockite serait synchrone d'un changement de contexte en faveur d'une transpression dextre. Ce qui est en accord avec la Figure 10 pour la fin, mais *Laumonier et al., (2010)* précisent pour le début de cette période : *un contexte de « type extension syn-convergence »*.



d3- Exhumation

Les zones mylonitiques observées sur le terrain recoupent l'ensemble des terrains décrit dans cette étude, notamment les pegmatites datées à $297,1 \pm 1,9$ Ma par Gand'homme, 2012 dans la zone du Cap de Creus. Elles sont donc Carbonifère terminal ou Permien basal (voir encore plus jeune dans le massif de l'Agly?). On peut les relier à un contexte de postcollision, marqué par une extension. La zone encore chaude de croûte inférieure en cours de remontée aurait alors subi un amincissement kilométrique. Certains auteurs comme *Bouhallier et al. (1991)* ou *Laumonier et al. (2010)* estiment cet amincissement à une dizaine de kilomètres. Ceci va à l'encontre de l'idée de Fontelles (1976) selon laquelle la série métamorphique serait complète et l'amincissement négligeable. *Olivier et al. (2004)* confirment cet amincissement mais montrent qu'il n'est pas possible de mettre en évidence un détachement majeur dans les gneiss ou à la limite gneiss-micaschistes, comme l'avait proposé Bouhallier

et al., (1991). Ce serait donc un amincissement diffus et global des séries métamorphique du dôme de l'Agly.

Le sens de cisaillement de ces mylonites est variable, au sud du massif elles sont caractérisées par un cisaillement du haut vers le sud alors qu'au nord le cisaillement est vers le nord. *Delay & Paquet (1989)* expliquent la variation de la direction des déformations dans ces zones de broyage intense par une reprise tardive de ces structures par le serrage alpin.

Récemment *Vauchez et al. (2013)* ont proposé un modèle pour l'exhumation du massif de l'Agly, basé sur un décollement majeur de la couverture du Trias au Crétacé inférieur du massif à l'Albien. Tout en suggérant un métamorphisme contemporain de la sédimentation des marnes albienne des bassins du Boucheville et du Bas-Agly. Ce fait montre bien qu'il existe encore de nombreuses zones d'ombre dans la compréhension de la formation de ce massif. L'épisode Carbonifère en étant mieux contraint permettra de définir la part des événements attribuable au cycle Alpin.

6. Conclusion et remerciements

Les granitoïdes du massif de l'Agly se sont mis en place en deux épisodes plutoniques majeurs. Le premier très peu contraint est Cambrien, le second à l'origine de la plupart des formations profondes de notre massif est Carbonifère. Ce dernier épisode survient en fin d'orogénèse hercynienne. L'épaississement n'est pas uniquement syn-orogénique mais peut survenir lors du relâchement des contraintes. Un seul et même épisode magmatique peut être à l'origine d'un épaississement kilométrique de la croûte et mettre en jeu plus d'une dizaine de kilomètres de l'épaisseur de la croûte. En somme depuis la formation des premières lentilles de croûte continentale, elles n'ont jamais cessés de s'épaissir à la faveur des orogénèses successives.

Ceci nous amène à nous poser la question de la structure de la croûte moyenne. Est-elle litée ? Nous pourrions imaginer un litage construit au fur et à mesure d'épisodes de fusion/migration. Les magma les plus acides remonteraient dans les hauteurs de la croûte, tandis que les restites plus mafiques s'accumuleraient dans la partie profonde ayant partiellement fondu. Une analyse des traceurs isotopiques de ces différents magmas permettraient de se faire une idée plus juste de la part de ce phénomène dans l'épaississement de la croûte.

Nous avons vu un argument de poids en faveur de cette hypothèse avec l'épisode magmatique Carbonifère : plusieurs dizaines de kilomètres de croûte peuvent être affectés par la fusion partielle en un laps de temps géologiquement court. On voit sur la figure 12 que les sills se mettent en place majoritairement entre 10 et 20 km de la surface de la croûte. Ceux-ci sont épais à la base de la série de Caramany et s'affinent dans la série de Belesta. L'idée communément répandue de pluton en 'goutte d'eau renversées' ne s'appliquerait donc pas aux parties les plus profondes de la croûte. Alors que dans les micaschistes, le haut du pluton de Saint-Arnac ne présente pas la forme en sill mais une forme plus haute que large. Il semble bien que la forme des intrusions, au moins dans le cas de l'Agly, dépend de la profondeur de leur mise en place. Es-ce un comportement généralisable à d'autres massifs.

Il reste de nombreuses questions auxquelles ce massif peut apporter des réponses, notamment l'interaction entre magmatisme et métamorphisme. Sont-ils synchrones, l'un précède-t-il vraiment l'autre ? Quel est leur relation ? La réponse à ces questions passe par la compréhension détaillée des événements du tertiaire au carbonifères de ce secteur de Pyrénées.

7. Remerciements

Je remercie chaleureusement Philippe Olivier pour sa patience et ses innombrables conseils, ainsi que mes autres encadrants Valérie Bosse et Damien Guillaume, sans oublier Anne Nédelec pour ses lumières concernant les analyses chimiques.

Je remercie particulièrement Jean-Louis Paquette pour l'aide qu'il m'a apporté pour la partie géochronologique.

Mon travail doit également beaucoup au solide appui des membres de l'atelier roche du GET.

Enfin je tiens à louer Léandre Ponthus et Caroline Sanchez pour leur disponibilité, rivalisant avec la pharmacie de garde, merci pour ces sages avis et précieux coups de mains.

8. Références

Althoff F., Barbey P. et Pons J., 1994. La charnockite d'Ansignan et le granite de Saint-Arnac, témoins d'une extension crustal d'âge hercynien dans le massif de l'Agly (Pyrénées-Orientales, France). C.R. Acad. Sci. Paris, t.319, Série II, p.239 à 246.

Barbey P., Cheilletz A. et Laumonier B., 2001. The Canigou orthogneisses (Eastern Pyrenees, France, Spain) : an Early Ordovician rapakivi granite laccolith and its contact aureole. C.R. Acad. Sci. Paris, Sc. De la Terre et des planètes 332, p.129-136.

Bouhallier H., Choukroune P. et Balleve M., 1991.Évolution structurale de la croûte profonde Hercynienne : exemple du massif de l'Agly (Pyrénées-Orientales, France). C.R. Acad. Sci. Paris, t.312, Série II, p. 647-654.

Castiñeiras P., Navidad M., Liesa M., Carreras J. et Casas J. M., 2008. U-Pb zircon age (SHRIMP) for Cadomian and Early Ordovician magmatism in the Eastern Pyrenees : New insights into the pre-Variscan evolution of the northern Gondwana margin. Tectonophysics 461, p. 228-239.

Delay F. et Paquet J., 1989. Tectonique ductile en extension dans le massif hercynien de l'Agly (zone nord-pyrénéenne). C.R. Acad. Sci. Paris, t.308, Série II, p.1637-1643.

Deloule E., Alexandrov P., Barbey P., Cheilletz A. et Laumonier B., 2002. In-situ U/Pb zircon ages for Early Ordovician magmatism in the eastern Pyrenees, France : the Canigou orthogneisses. Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch) 91, p. 398-405.

Druguet E., 1998. Syntectonic anatexis and magmatism in a mid-crustal transpressional shear zones : an example from the Hercynian rocks of the eastern Pyrenees. Journal of Structural Geology, Vol 20, n°7, p.905-916.

Druguet E., Castro A., Chichorro M., Pereira M.F. et Fernández C., in press. Zircon geochronology of intrusive rocks from Cap de Creus, Eastern Pyrenees. Geol. Mag.

Fonteilles M., 1976, Essai d'interprétation des compositions chimiques des roches d'origines métamorphique et magmatique du massif hercynien de l'Agly. Thèse : Université de Paris, v. VI, p. 684p.

Fonteilles M., Leblanc D., Clauzon G., Vaudin J.L. et Berger G.M., 1993, Carte géologique France, feuille Rivesaltes (1090): Orléans, BRGM, scale 1:50,000.

Fonteilles M. & Guitard G., 1964. L' « effet de socle » dans le métamorphisme hercynien de l'enveloppe paléozoïque des gneiss des Pyrénées. CR. Acad. Sc. Paris, t.258. p. 4299 – 4302.

Grand'Homme A., encadré par Van Lichtenvelde M., Olivier Ph & M. de Saint-Blanquat, 2012. Pétrologie et géochronologie U-Pb sur zircons et colombo-tantalites des pegmatites du Cap de Creus.

Laumonier B., Marignac C. et Kister P., 2010. Polymétamorphisme et évolution crustal dans les Pyrénées orientales pendant l'orogénèse varisque au Carbonifère supérieur. Bull. Soc. Géol. Fr., t.181, n°5, p.411-428.

Liesa M., Carreras J., Castiñeiras P., Casas J.M., Navidad M. et Vilà M., 2011. U/Pb zircon age of Ordovician magmatism in the Albera Massif (Eastern Pyrenees). Geologica Acta, Vol. 9, N°1, p.93-101.

Nicollet C., 2010. Le métamorphisme BP-HT dans les zones de convergence, p.203-207.

Olivier P., Gleizes G. et Paquette J.L., 2004. Gneiss domes and granite emplacement in an obliquely convergent regime : New interpretation of the Variscan Agly Massif (Eastern Pyrenees, France). Geological Society of America, Special Paper 380.

Olivier P., Gleizes G., Paquette J.L., et Muñoz Sáez Carolina, 2008. Structure and U/Pb dating of the Saint-Arnac pluton and the Ansignan charnockite (Agly Massif) : a cross-section from the upper to the middle crust of the Variscan Eastern Pyrenees. *Journal of the Geological Society*, v. 165, P.141-152.

Paquet J. et Mansy J.L., 1991. La structure de l'Est de Pyrénées (transversale du massif de l'Agly) : un exemple d'amincissement crustal. *C.R. Accad. Sci. Paris*, t.312, Série II, p. 913-919.

Pin & Vielzeuf, 1983. Granulites and related rocks in variscan median europe : a dualistic interpretation. *Tectonophysics*, 93 p. 47-74.

Respaut J.P. et Lancelot J.R., 1983. Datation de la mise en place synmétamorphe de la charnockite d'Ansignan (massif de l'Agly) par la méthode U/Pb sur zircons et monazites. *Neues Jahrbuch Miner Abh.* 147, 1, p.21-34. Stuttgart Juni.

Siron G., encadré par Goncalves P. & Marquer D., 2012. Le gradient géothermique du massif de l'Agly (Pyrénées orientales, France) et ses conséquences magmatiques et métamorphique. Rapport de M2R université de Franche-Comté.

Steinmetz A., encadré par Mme Pascal M. - L., 2013. Étude themométrique des bancs repères de gneiss à silicates calciques dans le socle du massif de l'Agly.

Vielzeuf A., 1996. Synthèse des Pyrénées de Barnolas et Chiron, chapitre sur le Métamorphisme Hercynien, p.502-506.

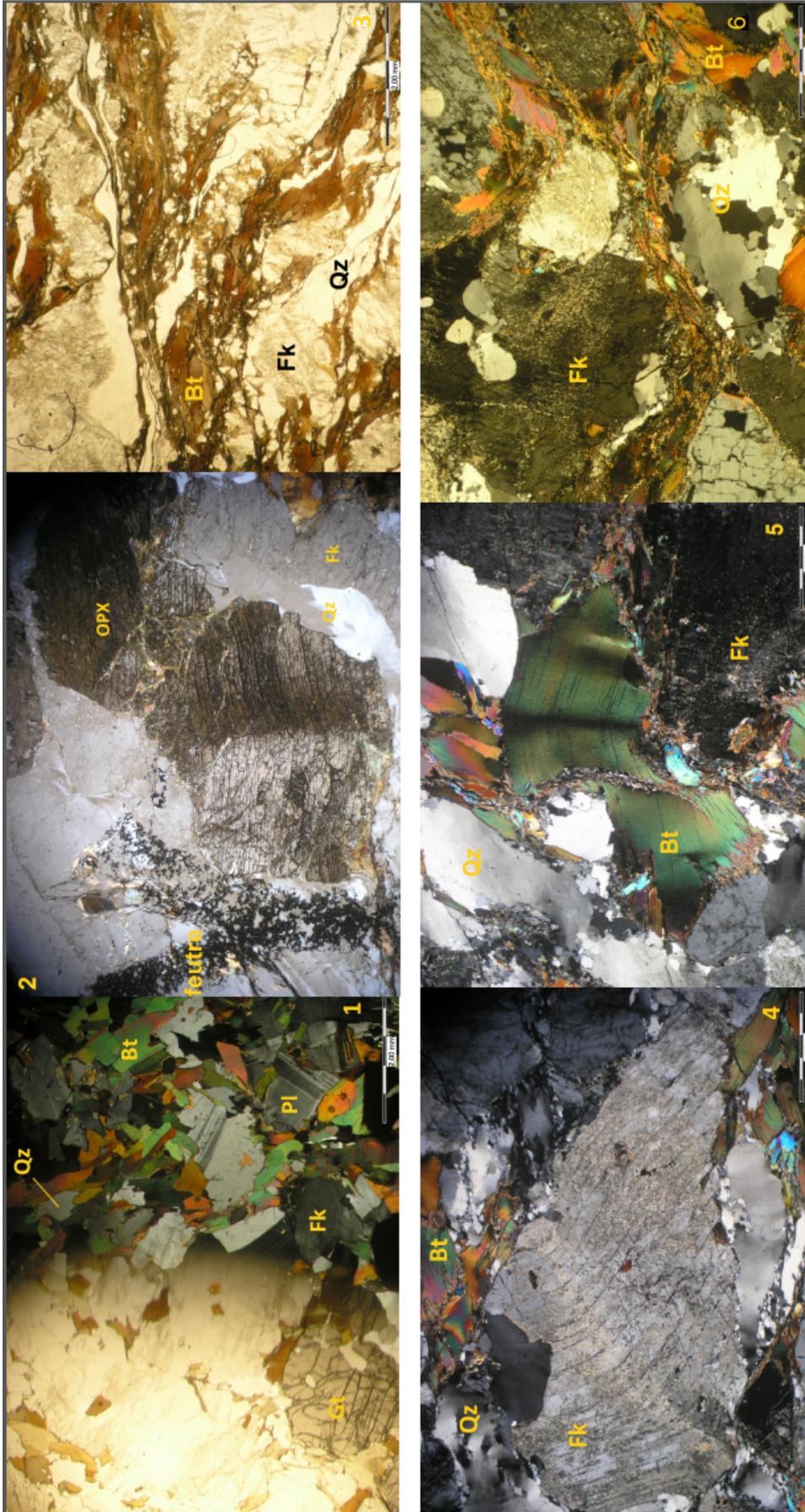
Vielzeuf & Pin, 1989. Geodynamic implications of granulitic rocks in the Hercynian belt. *Geological Society Special Publication No. 43*, p 343-348.

Vilà M., Pin C., Enrique P., Liesa M., 2005. Telescoping of three distinct magmatic suites in an orogenic setting : Generation of Hercynian igneous rocks of the Albera Massif (Eastern Pyrenees). *Lithos* 83, p.97-127.

9. Annexes

La première concerne les lames minces décrites dans la partie « 2. Description des gneiss et granitoïdes échantillonnés dans le dôme de l'Agly » et citées dans la discussion. p.26

La seconde regroupe quelques images obtenues en cathodoluminescence des zircons utilisés pour réaliser les datations au Laboratoire Magmas et Volcans. p.27

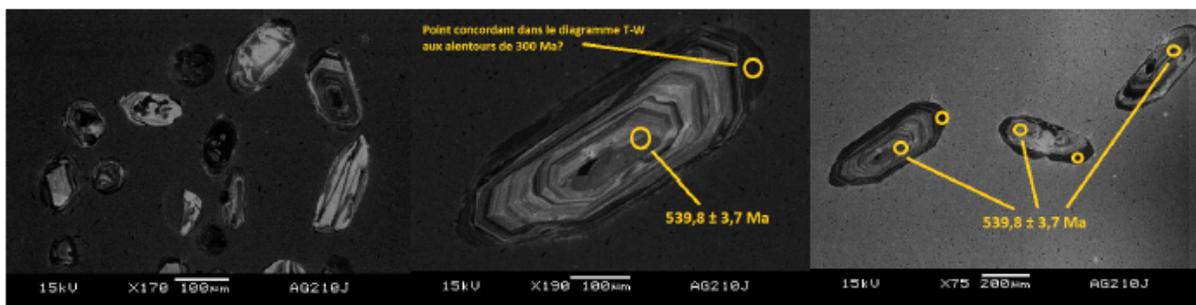
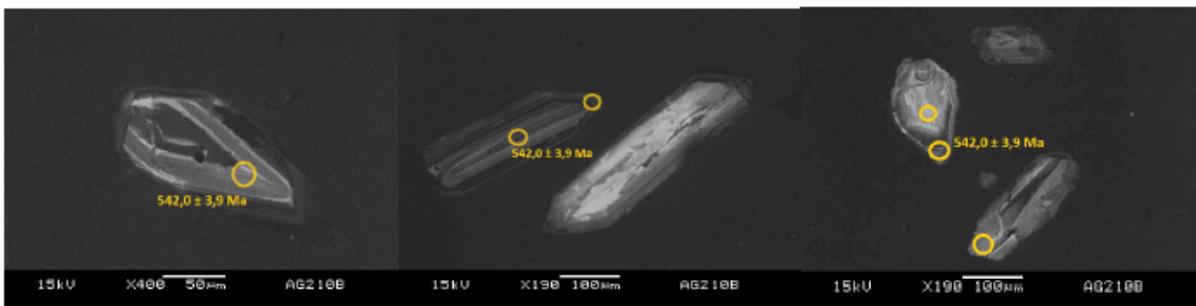
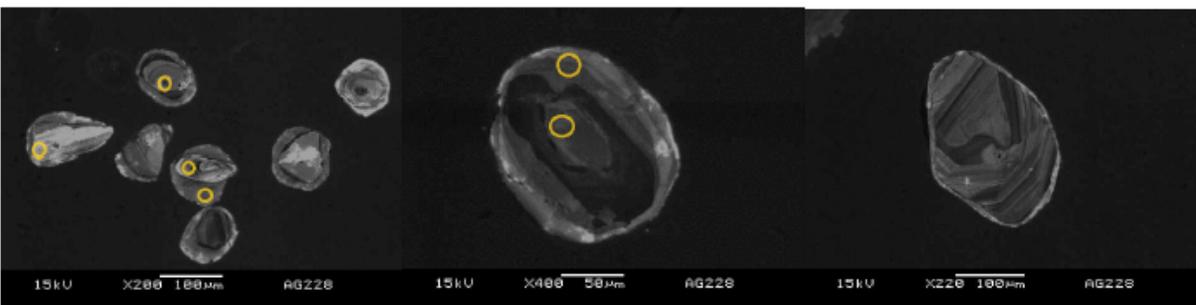
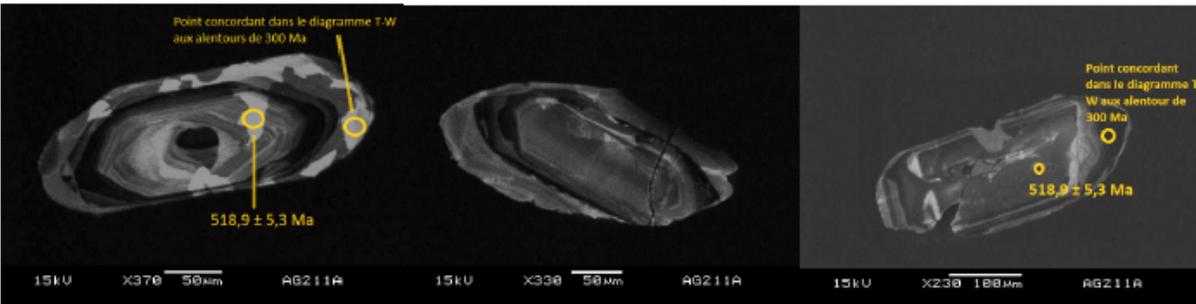
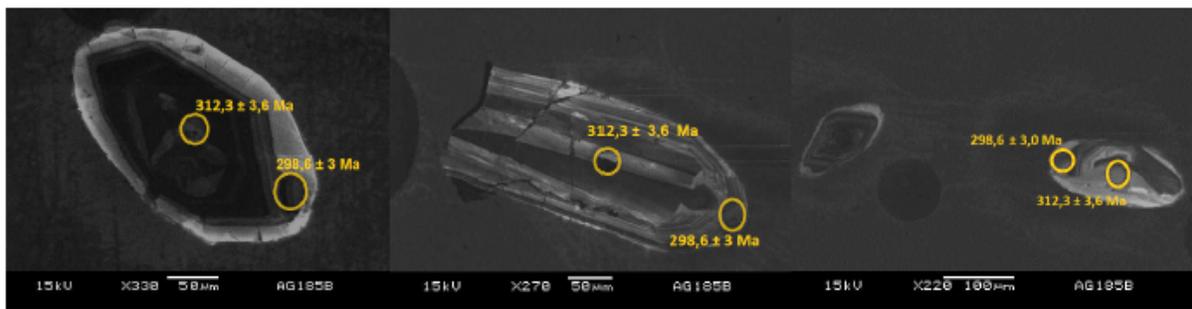


Lames minces du massif de l'Agly :

Série de Caramany : **1** : AG 36 charnockite (pont sur la Désix), texture purement magmatique, LP à gauche, LPA à droite. **2** : AG 185 D charnockite déformée, orthopyroxène présentant une extinction roulante, signe d'une déformation ductile, LPA. **3** : AG 230 « granite de Cassagne », texture gneissique, biotites alignées et recristallisées, quartz rubanné, LP.

Série de Belesta : **4** : AG 210 H orthogneiss de la coupe du barrage, feldspath aux clivages déformés de façon ductile, LPA. **5** : AG 210 C granite de la coupe du barrage, extinction roulante dans la biotite, fracture comblée de quartz secondaire, LPA. **6** : AG 210 J orthogneiss de la coupe du barrage, biotite entièrement recristallisée, LPA.

Bt : biotite. Fk : feldspath potassique. Gr : grenat. Pl : plagioclase. Qz : quartz. Voir texte pour plus de détails.



Photos de zircons en Cathodoluminescence réalisé les 7 et 8 avril au laboratoire Magma et Volcan. Chaque ligne correspond à un échantillon, les trois premières à la série de Caramany, les suivantes à la série de Belesta. Voir texte pour plus de détails.

Pagination du volume global