

Table des matières

Résumé	4
Remerciements	8
 Chapitre 1 : Introduction générale	12
1.1. Pourquoi s'intéresser à la chaîne des Pyrénées et particulièrement à l'épisode varisque dans les Pyrénées ?	13
1.2. Signification et origine du métamorphisme <i>haute température – basse pression (HT-BP)</i> et du magmatisme associé dans les chaînes de montagnes	14
1.3. La chaîne varisque ouest-européenne, un exemple de métamorphisme HT-BP tardi-orogénique	16
1.4. Les Pyrénées, une cible de choix pour étudier le métamorphisme <i>HT-BP</i> varisque?	19
1.5. Organisation du manuscrit et cadre de l'étude.....	20
 Chapitre 2 : Contexte géologique	22
2.1. Introduction.....	23
2.2. Les Pyrénées, une chaîne issue de la succession de plusieurs cycles orogéniques	23
2.3. Les caractéristiques du cycle Varisque dans les Pyrénées	28
 Chapitre 3 : Origine et développement du métamorphisme haute température – basse pression dans les Pyrénées varisques.....	52
3.1. Introduction.....	53
3.2. Etude des massifs métamorphiques pyrénéens (article #1)	54
3.3. Etude de la température dans la couverture sédimentaire paléozoïque (article #2)	135
3.4. Conclusion	160
 Chapitre 4 : Origine et durée du magmatisme tardi-orogénique dans les Pyrénées varisques	161
4.1. Introduction.....	162
4.2. Article #3: Origin and duration of late orogenic magmatism in the foreland of the Variscan belt (Lesponne – Chiroulet – Neouvielle area, french Pyrenees)	163
4.3. Âge, durée et source du magmatisme dans le dôme de l'Aston.....	188
4.4. Le magmatisme varisque dans l'ensemble de la chaîne pyrénéenne	203
4.5. Conclusion	205

Chapitre 5 : Modélisation 1D de l’origine et du développement de l’anomalie thermique	206
5.1. Introduction.....	207
5.2. Méthodologie	213
5.3. Résultats et discussion	216
5.4. Conclusion	234
Chapitre 6 : Synthèse et discussion.....	235
6.1. Introduction.....	236
6.2. Etude comparative des conditions <i>PT</i> dans la zone nord-pyrénéenne et la zone axiale	236
6.3. Synthèse chronologique et comparaison des zones nord-pyrénéenne et axiale	239
6.4. Modèle géodynamique général des Pyrénées varisques	246
6.5. Place des Pyrénées dans la chaîne varisque.....	250
Chapitre 7 : Conclusion et perspectives	253
7.1. Conclusion	254
7.2. Perspectives.....	256
Références bibliographiques	259
Table des figures.....	276
Annexe.....	280

Chapitre 1 : Introduction générale

1.1. Pourquoi s'intéresser à la chaîne des Pyrénées et particulièrement à l'épisode varisque dans les Pyrénées ?

Les Pyrénées forment une chaîne de montagnes actuelle qui résulte de la succession de deux principaux cycles orogéniques depuis le Paléozoïque supérieur. Au cours de l'orogénèse varisque, le segment pyrénéen a la particularité d'être essentiellement affecté par la phase tardi-orogénique sans trace d'un épisode de haute pression et d'épaississement crustal important antérieur. Pendant cette phase tardi-orogénique, les Pyrénées sont affectés par un métamorphisme haute température – basse pression (*HT-BP*) associé à un magmatisme abondant et une importante déformation de la croûte.

La chaîne des Pyrénées enregistre ensuite des traces d'une phase d'extension majeure au Crétacé qui aboutit à l'amincissement du socle varisque et de la couverture allant jusqu'à l'exhumation de roches mantelliques dans la zone nord-pyrénéenne. La remontée du manteau pendant la phase d'extension mésozoïque induit la surimposition d'un second épisode métamorphique de *HT-BP* au sud de la zone nord-pyrénéenne dans la zone interne métamorphique.

Enfin, la collision alpine entre la plaque européenne et ibérique entraîne la formation des Pyrénées actuel et du relief présent aujourd'hui. Cette phase d'inversion a pour conséquence l'exhumation de roches du socle varisque dans l'ensemble de la chaîne des Pyrénées. Contrairement à l'orogénèse varisque et à l'extension crétacée, l'inversion alpine est caractérisé par une déformation de la croûte à plus basse température.

Le segment pyrénéen de la chaîne varisque présente donc un double intérêt pour (i) l'étude de la phase tardi-orogénique varisque avec la problématique de l'origine du métamorphisme *HT-BP* tardi-varisque et (ii) l'étude de la structure thermique et mécanique de la croûte à la fin de l'orogénèse varisque qui correspond à l'état initial de la phase d'hyper-extension Crétacé et par conséquent soulève la question de l'héritage entre le cycle varisque et le cycle alpin.

La deuxième partie de cette introduction commence donc par définir la notion de métamorphisme de *haute température – basse pression (HT-BP)* et du magmatisme associé. Les principaux contextes géodynamiques responsables du métamorphisme *HT-BP* sont brièvement exposés. Dans la troisième partie, la chronologie d'ensemble et les caractéristiques principales du cycle varisque est présentées. La quatrième partie de l'introduction développe la problématique liée l'épisode de *HT-BP* tardi-orogénique dans le cas du segment pyrénéen à la fin du Carbonifère et soulève la question du contexte géodynamique

responsable de cette anomalie thermique. La dernière partie de cette introduction est consacré à l'énoncé du plan du manuscrit ainsi qu'au cadre dans lequel se déroule cette thèse

1.2. Signification et origine du métamorphisme *haute température – basse pression (HT-BP)* et du magmatisme associé dans les chaînes de montagnes

Le métamorphisme de haute température – basse pression (*HT-BP*) a été défini par Miyashiro (1961) dans la chaîne de l'Abukuma au Japon où il est caractérisé par la stabilité de l'andalousite et de la sillimanite, ce qui correspond donc à des forts gradients géothermiques. A plus haut grade, les conditions atteignent l'isograde d'anatexie hydratée et le faciès des granulites de *HT-BP* (figure 1.1).

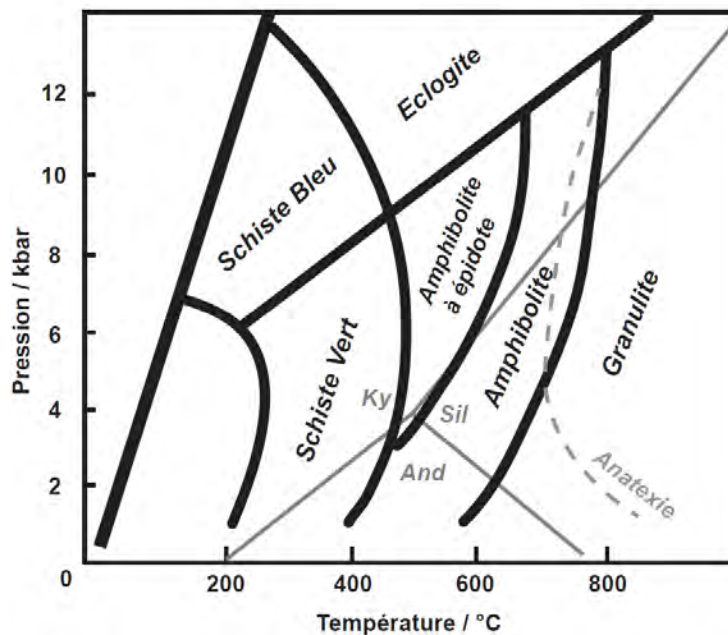


Figure 1.1 : Diagramme pression – température montrant les principaux faciès métamorphiques modifié d'après Spear (1993). La limite entre les faciès correspond à des zones PT avec une certaine largeur.

Brown and Johnson (2018) montrent que les granulites de haute température sont une caractéristique de la tectonique depuis *ca.* 3 Ga et que leur abondance et les forts gradients qu'elles enregistrent varient en fonction des cycles orogéniques et de la formation des supercontinents.

On distingue deux types de métamorphisme granulitique dans la croûte moyenne (Harley, 1989; Viète, 2018) à partir de deux modèles distincts en fonction de l'origine (i) externe ou (ii) interne de la source de chaleur principale. Ces deux « end-members » sont associés à des contextes géodynamiques différents.

- (i) Un flux de chaleur depuis le manteau anormalement élevé (*e.g.* Collins, 2002; Henk et al., 2000). Ce flux de chaleur est associé à la mise en place de magmas d'origine mantellique dans la croûte avec parfois une extension de la croûte dans certains contextes. Cet advection de chaleur mantellique est la conséquence d'une érosion thermique de la lithosphère (*e.g.* retrait de slab, remontée de plume asthénosphérique, délamination de la lithosphère).
- (ii) Un chauffage interne par radioactivité d'une croûte sur-épaissie (*e.g.* Clark et al., 2011). Cette source de chaleur résulte d'un contexte de collision avec la formation d'un plateau continental et la maturation thermique de la croûte associée à une activité magmatique comme source de chaleur supplémentaire. L'épaississement crustal entraîne une augmentation des gradients qui est ensuite accentuée par l'extension post-épaississement de la croûte.

Ces deux types de métamorphisme granulitiques et le magmatisme associé sont caractérisés par différents trajets pression-température-temps (figure 1.2) avec des durées pouvant atteindre plusieurs millions d'années (*e.g.* Ashwal et al., 1999; Laurent et al., 2018). Ces études mettent en évidence la nécessité de reconstruire précisément l'évolution spatiale et temporelle des gradients au cours d'un épisode métamorphique de *HT-BP* et de déterminer la chronologie entre métamorphisme, fusion partielle et transfert de magmas.

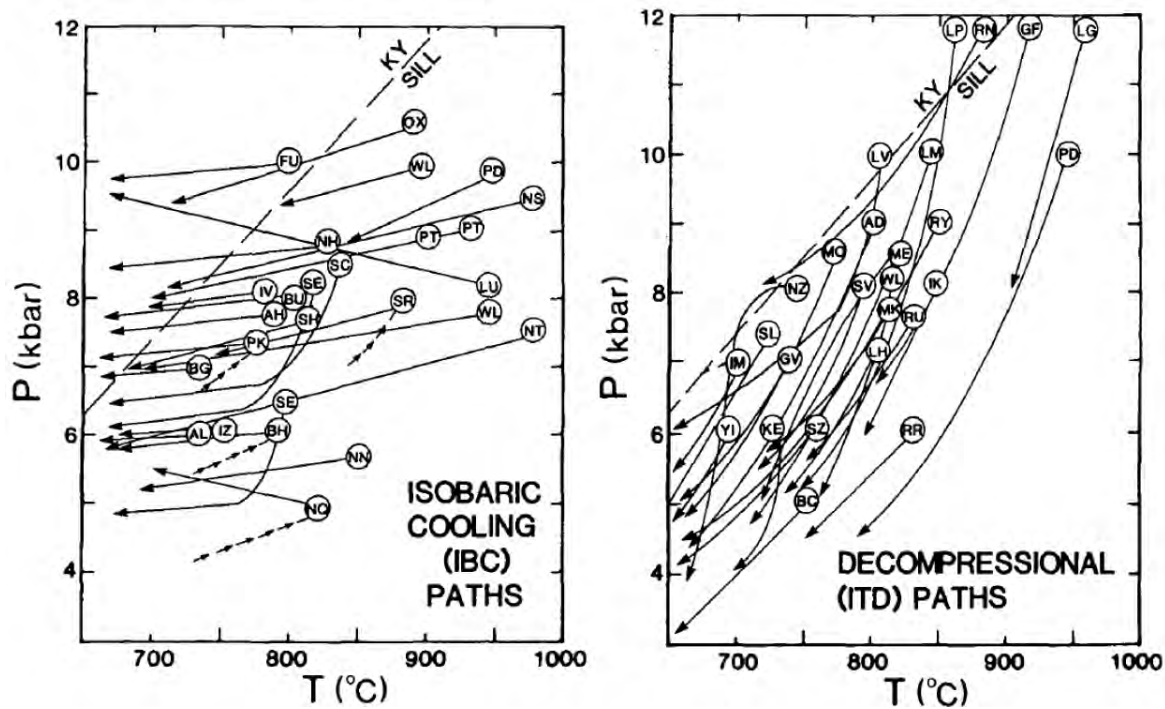


Figure 1.2 : Trajets PT de granulites d'après Harley (1989). A gauche, refroidissement isobarique associé au modèle de type (i) ; à droite, décompression adiabatique associée au modèle de type (ii).

1.3. La chaîne varisque ouest-européenne, un exemple de métamorphisme HT-BP tardi-orogénique

La chaîne varisque s'étend du massif de Bohême à l'est jusqu'à l'Ibérie et le Maroc à l'ouest (Faure et al., 2005) et s'est construite par la succession de plusieurs phases de subduction et collision de 450 Ma à 250 Ma (Matte, 2001 ; figure 1.3).

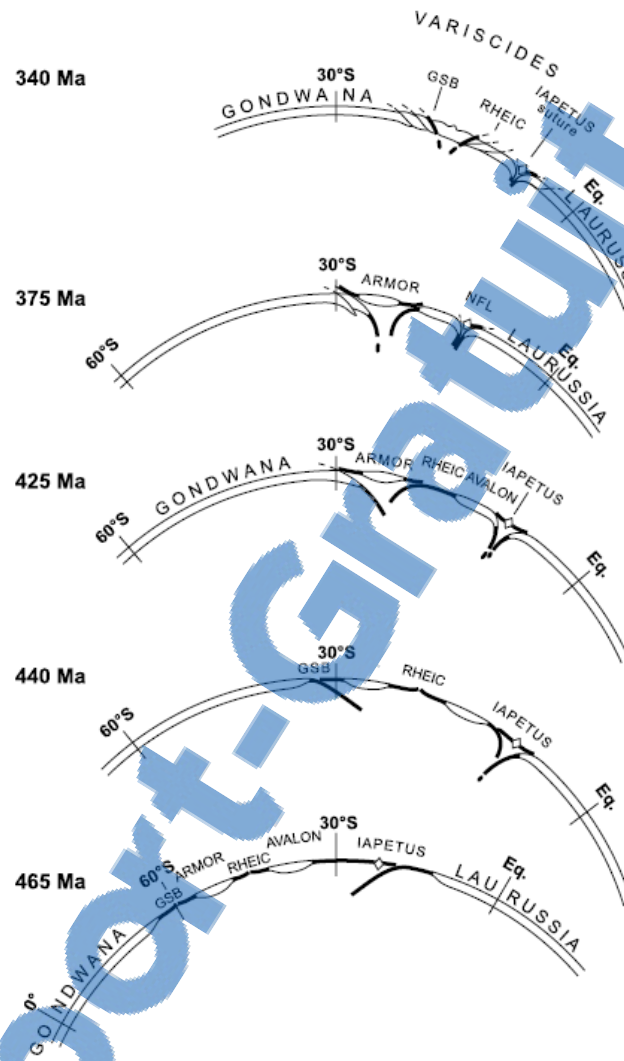


Figure 1.3 : Schéma représentant la tectonique des plaques à l'échelle lithosphérique et les déplacements des continents de 465 Ma à 340 Ma d'après Matte, (2001).

Le segment ouest-européen de la chaîne varisque résulte au premier ordre de la convergence entre les plaques Laurussia et Gondwana et les microcontinents Avalonia et Armorica au Paléozoïque (Martínez Catalán, 2011; Matte, 2001, 1991). L'orogénèse varisque commence par la convergence des deux continents Laurentia et Baltica qui forment la Laurussia. La fermeture de plusieurs domaines océaniques

par subduction et la collision entre continents et microcontinents au Dévonien et Carbonifère inférieur aboutissent à la formation du supercontinent Pangée à la fin du Carbonifère (Bosse et al., 2000; Giacomini et al., 2006; Lotout et al., 2018; Paquette et al., 2017; Pin and Vielzeuf, 1983; Roger and Matte, 2005; Vielzeuf and Pin, 1989). Ces épisodes de subduction et collision sont caractérisés par un métamorphisme de haute pression (HP) dans l'ensemble de la chaîne varisque souligné par l'abondance de roches de HP (éclogite et granulite de HP, figure 1.4).

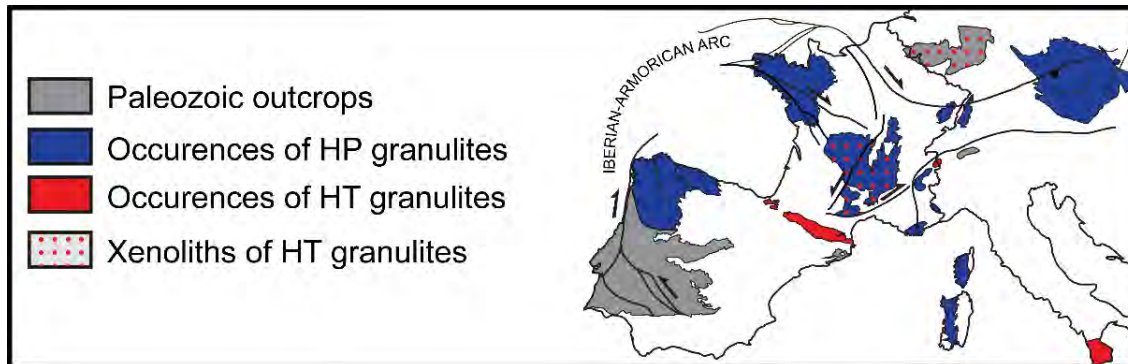


Figure 1.4 : Principaux affleurements du socle varisque d'Europe et occurrences de granulites varisques de HT et HP, modifié d'après Pin et Vielzeuf, 1983.

Les occurrences de roches de HP sont interprétées comme des reliques exhumées de subductions océaniques et/ou de collisions intracontinentales et correspondent donc à des zones de suture entre les différents domaines impliqués dans l'orogénèse varisque. Cependant, le nombre de domaines océaniques et microcontinents impliqués reste débattu (*e.g.* Franke et al., 2017; Martínez Catalán et al., 2007 ; figure 1.5). Cet ensemble de subductions et collisions conduit à un épaissement crustal important de la zone interne de la chaîne varisque.

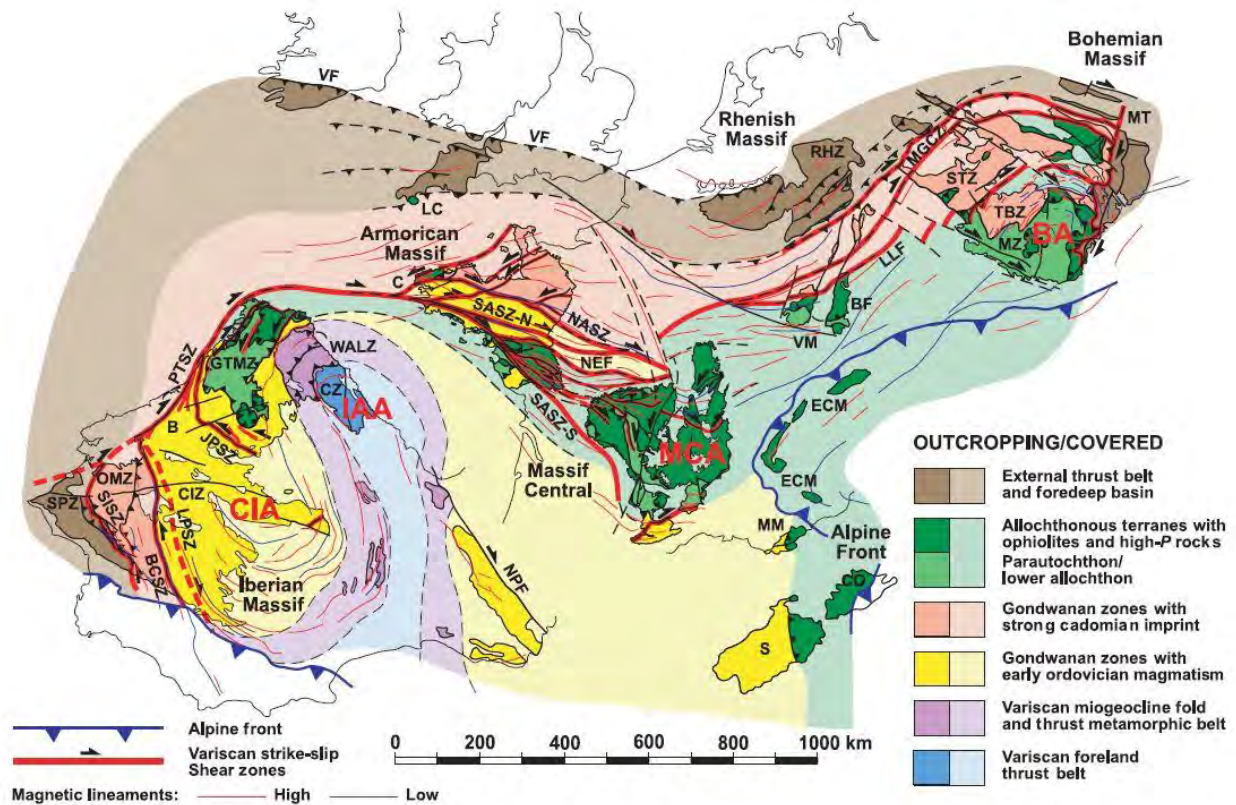


Figure 1.5 : Exemple de reconstitution des principales unités varisques d'après Martinez Catalan et al. (2007). Arcs : BA, Bohemian ; CIA, Central Iberian ; IAA, Ibero-Armorican ; MCA, Massif Central. Zones : CIZ, Central Iberian ; CZ, Cantabrian ; GTMZ, Galicia-Tras-os-Montes ; MGCZ, Mid-German Crystalline ; MZ, Moldanubian ; OMZ, Ossa-Morena ; RHZ, Rheno-Hercynian ; SPZ, South Portuguese ; STZ, Saxo-Thuringian ; TBZ, Tepla –Barrandian ; WALZ, West Asturian-Leonese. Zones de cisaillement et failles : BCSZ, Badajoz-Cordoba ; JPSZ, Juzbado-Penalva ; LLF, Layale-Lubine ; LPSZ, Los Pedroches ; MT, Moldanubian thrust ; NASZ, North Armorican ; NEF, Nort-sur-Erdre ; NPF, North Pyrenean ; PTSZ, Porto–Tomar ; SASZ, South Armorican (N and S, branches nord et sud) ; SISZ, Southern Iberian ; VF, Variscan front. Autres : B, Buçaco ; BF, Black Forest ; C, Crozon ; CO, Corsica ; ECM, External crystalline massifs of the Alps ; LC, Lizard Complex ; MM, Maures Massif ; S, Sardinia ; VM, Vosges Massif.

L'orogénèse varisque se termine par un épisode de haute température au Carbonifère supérieur et Permien inférieur caractérisé par un magmatisme abondant et un métamorphisme de HT-BP. Il se traduit par une fusion généralisée de la croûte moyenne sur l'ensemble de la chaîne (Burg et al., 1994; Gapais et al., 2015; Gutiérrez-Alonso et al., 2011; Lardeaux, 2014; Poujol et al., 2017; Schulmann et al., 2014). La source de chaleur de ce métamorphisme HT-BP reste mal contrainte et avec plusieurs origines potentielles (Henk et al., 2000). Alors que certains modèles proposent que l'origine du métamorphisme HT-BP soit interne, lié à l'effondrement post-épaississement de la chaîne (*e.g.* Burg et al., 1994), d'autres modèles évoquent une source de chaleur externe à la croûte suite à un retrait ou une rupture de slab (*e.g.* Averbuch and Piromallo, 2012).

1.4. Les Pyrénées, une cible de choix pour étudier le métamorphisme *HT-BP* varisque?

La croûte varisque des Pyrénées est marquée par un événement thermique majeur souligné par un magmatisme abondant et un métamorphisme de HT-BP synchrone d'une phase de déformation intense à la limite Carbonifère – Permien (*ca.* 300 Ma). La particularité du segment pyrénéen est sa position externe lors des phases de subduction et collision varisque ayant pour conséquence un épaissement modéré de la croûte et une absence de haute pression antérieure à l'épisode de haute température dans les Pyrénées. Les Pyrénées constituent donc une cible de choix pour traiter de la question de l'origine du métamorphisme HT-BP et du magmatisme tardi-orogénique associé au cours du cycle varisque.

Le métamorphisme HT-BP observé dans la croûte continentale moyenne nécessite une source de chaleur qui peut être (i) interne, par la radioactivité de la croûte, (ii) externe, par le magmatisme, (iii) externe par amincissement ou délamination du manteau lithosphérique. L'objectif de ce travail de thèse est donc de déterminer la nature de la source de chaleur responsable de l'anomalie thermique et de préciser le contexte géodynamique associé en couplant une approche multidisciplinaire.

Dans un premier temps, une approche de terrain est effectuée afin de préciser les relations entre déformation, métamorphisme et magmatisme. Dans un second temps, une étude géochronologique est réalisée pour déterminer l'âge du métamorphisme et la durée de l'épisode magmatique. Dans un troisième temps, le travail est complété par une étude pétrologique afin de mieux contraindre l'origine des magmas mis en place lors de l'épisode tardi-orogénique et de préciser l'évolution spatiale et temporelle des gradients dans la croûte varisque lors du métamorphisme HT-BP. L'ensemble des données permettent de mieux caractériser l'épisode de haute température tardi-varisque et sont utilisées pour contraindre le modèle numérique 1D afin de discuter des potentielles sources de chaleur.

Enfin, la question de la place des Pyrénées dans la chaîne varisque est posée. Alors que les études s'accordent sur une position d'avant-pays lors de la convergence varisque, l'intensité de l'épisode de haute température suggère une position plus interne au cours de la phase tardi-orogénique.

1.5. Organisation du manuscrit et cadre de l'étude

1.5.1. Organisation du manuscrit

La cible de l'étude est l'épisode de haute température tardi-orogénique dans le segment pyrénéen, caractérisé par du métamorphisme HT-BP et du magmatisme. Ce travail de thèse est à l'interface entre la pétrologie métamorphique et la pétrologie magmatique. Le plan choisi afin de répondre à la problématique suit donc une logique thématique avec des sous-parties orientées d'un point de vue géographique notamment entre les massifs nord-pyrénéens et la zone axiale.

Après ce premier chapitre d'introduction général, le deuxième chapitre consiste en une présentation détaillée du contexte géologique. La première partie aborde la chaîne des Pyrénées dans son ensemble et les différents cycles orogéniques affectant le segment pyrénéen. La seconde partie se focalise sur les caractéristiques des Pyrénées varisques.

Le troisième chapitre traite du métamorphisme HT-BP. La première partie du chapitre s'intéresse au métamorphisme au niveau des dômes métamorphiques atteignant les conditions d'anatexie dans la croûte moyenne alors que la seconde partie s'attache aux conditions métamorphiques dans l'épizone, c'est à dire la couverture sédimentaire peu affectée par l'épisode de haute température. Les sous-parties suivent un découpage géographique en fonction des cibles choisies.

Le quatrième chapitre du manuscrit étudie le magmatisme tardi-orogénique dans les Pyrénées. La zone du Chiroulet – Lesponne – Néouvielle est prise comme exemple principal afin de préciser la chronologie de l'épisode magmatique et de contraindre les sources potentielles de magmas.

Le cinquième chapitre consiste en un travail de modélisation numérique dont l'objectif est de quantifier les mécanismes physiques pour expliquer les observations pétrologiques et chronologiques faites dans les chapitres précédent et apporter des précisions sur le contexte géodynamique responsable de l'épisode de haute température tardi-orogénique dans les Pyrénées varisques.

Le dernier chapitre, avant la conclusion générale, se présente sous la forme d'une synthèse et d'une discussion sur l'origine et le développement de la thermicité dans les Pyrénées varisques et la place des Pyrénées dans la chaîne varisque.

1.5.2. Cadre de l'étude

La chaîne des Pyrénées est l'objet de récents programmes de recherches (*e.g.* ANR Pyrope, ANR Pyramide) notamment lié au fait que la chaîne résulte de la succession de deux cycles orogéniques dont le cycle alpin comprenant une phase d'extension suivie d'une inversion. C'est donc une cible de choix afin d'étudier un cycle orogénique dans son ensemble mais aussi pour aborder les questions d'héritage dans une chaîne de montagne.

Ce travail de thèse s'inscrit dans le projet de Référentiel Géologique de la France (RGF) mené par le Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM) dont le premier chantier est consacré aux Pyrénées. Une première thèse RGF de structurale (mené par Bryan Cochelin) sur le champ de déformation du socle paléozoïque des Pyrénées a débuté un an plus tôt. Une collaboration sur le terrain et les résultats obtenus à partir d'approches complémentaires dans le cadre de ces deux thèses ont abouti à la production d'un premier article en commun sur la zone de la Pallaressa publié en 2017 (Chapitre 3.3.1).

Le projet Orogen (BRGM, Total, CNRS) débuté en 2015 s'ajoute aux précédant programmes de recherches avec plusieurs études sur les Pyrénées.

Ce travail de thèse est financé par un contrat doctoral spécifique aux normaliens de l'ENS de Lyon et le fonctionnement (terrain, analyse, conférence...) est financé par le BRGM dans le cadre du RGF.

Chapitre 2 : Contexte géologique

2.1. Introduction

Du golfe de Gascogne au golfe du Lion, la chaîne pyrénéenne forme une barrière naturelle rectiligne de 430 km de long et jusqu'à 150 km de large qui sépare le bassin d'Aquitaine en France au nord du bassin de l'Ebre en Espagne au sud. Le versant espagnol, profondément découpé par l'érosion, s'abaisse en pente douce vers le Sud sur une largeur d'une 100^{aine} de km, tandis que le versant français est plus abrupt : on passe en moins de 50 kilomètres des sommets les plus élevés (3404 mètres au Pic d'Aneto dans le massif de la Maladeta) au pied des reliefs (env. 200m). Cette dissymétrie morphologique reflète une dissymétrie structurale profonde.

Les Pyrénées constituent une frontière de plaques impliquée dans plusieurs cycles orogéniques depuis la fin du Paléozoïque au moins. Elles représentent donc un bon exemple de la superposition sur un même segment crustal des effets d'orogénèses successives, les mieux connues étant les orogénèses varisque, ou hercynienne, et alpine. Malgré leur grande séparation dans le temps (200 Ma environ entre les derniers effets de l'une et les premiers de l'autre), ces deux événements sont difficiles à séparer sur le terrain lorsque l'on travaille sur les roches anté-mésozoïques affectées par les deux épisodes. Ils présentent en effet des directions structurales semblables (E-W à WNW-ESE), dues à la réutilisation des accidents varisques à l'alpin. De plus, ils ont été marqués tous les deux par un événement thermique de haute température – basse pression (HT-BP) important, atteignant au moins dans les deux cas les conditions du faciès amphibolite (600°C), au Carbonifère à la fin du varisque et au Crétacé pendant la phase d'extension.

Ce chapitre a donc pour objectif de présenter dans un premier temps les principaux cycles orogéniques successifs dans les Pyrénées et dans un second temps une revue détaillée de l'ensemble des caractéristiques des Pyrénées varisques.

2.2. Les Pyrénées, une chaîne issue de la succession de plusieurs cycles orogéniques

2.2.1. Les Pyrénées anté-varisques

L'abondance d'orthogneiss dans l'ensemble de la chaîne, dont les trois principaux corps sont les orthogneiss de l'Aston, de l'Hospitalet et du Canigou (Debon et al., 1996), souligne la présence d'événements magmatiques cambro-ordoviciens antérieurs au cycle varisque (Casas et al., 2014; Denèle et al., 2009; Liesa et al., 2011; Martínez et al., 2011). Ces corps magmatiques sont ensuite gneissifiés au cours de l'orogénèse varisque.

2.2.2. Les Pyrénées varisques

Les roches du socle impliquées dans l'orogénèse varisque sont essentiellement des métasédiments allant du Précambrien au Carbonifère et des plutons cambro-ordoviciens. Ce socle paléozoïque est intrudé par de nombreux plutons du Carbonifère supérieur au Permien inférieur (figure 2.1).

Contrairement à la majorité des segments de la chaîne varisque ouest-européenne, la particularité du segment pyrénéen est l'absence de relique de haute pression (figure 1.4) et d'indices de doublement de la série sédimentaire soulignant une phase de subduction et/ou de collision au cours de l'orogénèse varisque. En effet, au Carbonifère inférieur pendant la phase d'épaississement crustal de la chaîne varisque, les Pyrénées sont caractérisées par une sédimentation turbiditique (faciès Culm, Devolvé, 1996). Les Pyrénées sont donc interprétées comme l'avant-pays de la chaîne varisque (*e.g.* Autran et al., 1995; Cochelin et al., 2017). Quelques études montrent de plus que l'épaississement crustal avant l'événement HT tardi-varisque est modéré (Azambre and Guitard, 2001a; Carreras and Debat, 1996a; de Hoym de Marien, 2016).

Le segment pyrénéen est toutefois marqué par l'abondance de plutons calco-alcalin riche en K syntectonique (Debon et al., 1996; Gleizes et al., 2006) et la présence de nombreux dômes métamorphiques de HT-BP (Denèle et al., 2014; Guitard et al., 1996) à la transition Carbonifère-Permien (figure 2.1), soulignant l'importance de l'événement de HT-BP tardi-varisque dans les Pyrénées (Debon et al., 1996; Guitard et al., 1996). Le magmatisme et le métamorphisme sont synchrones d'une phase de déformation majeure de l'ensemble du socle paléozoïque (Carreras and Debat, 1996a; Cochelin et al., 2017).

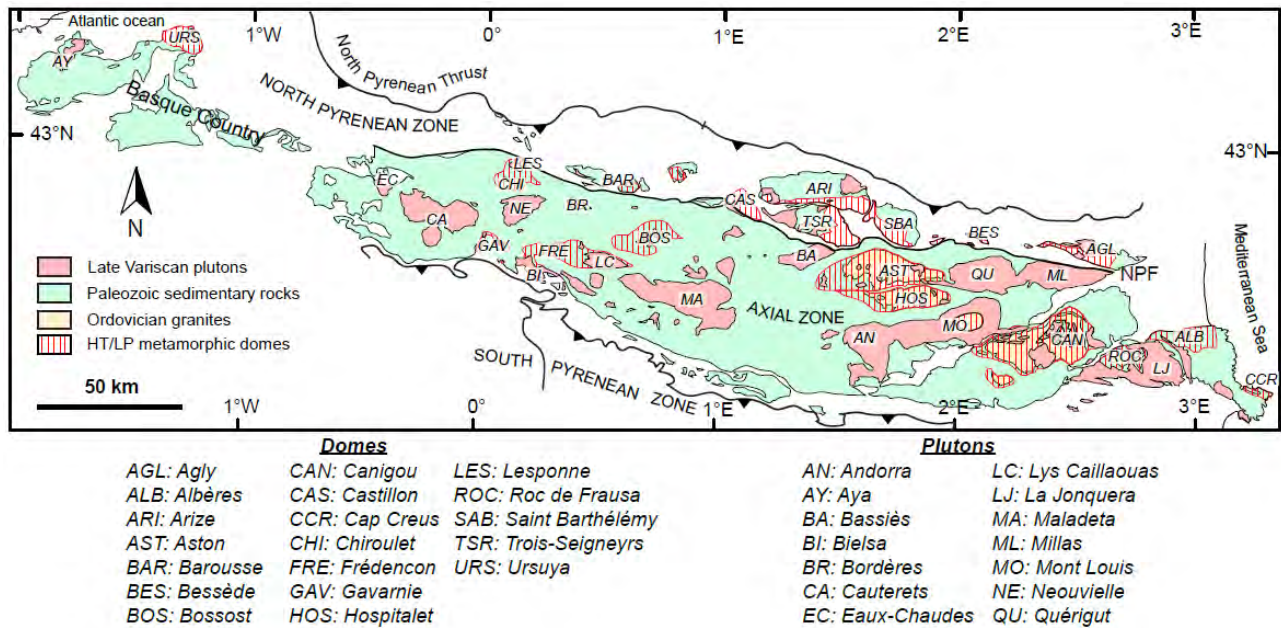


Figure 2.1 : Carte du socle paléozoïque des Pyrénées montrant la localisation des principaux dômes métamorphiques et des principaux plutons, modifiée d'après Cochelin, 2016.

2.2.3. Les Pyrénées alpins

La chaîne alpine dans les Pyrénées résulte de la collision intracontinentale entre les plaques ibérique et européenne du Crétacé supérieur à l'Oligocène supérieur suite à une phase de rifting au Crétacé inférieur lors de l'ouverture du golfe de Gascogne (Choukroune, 1992; Choukroune et al., 1973; Choukroune and Mattauer, 1978; Dubois and Seguin, 1978; Jammes et al., 2009; Lagabrielle and Bodinier, 2008; Le Pichon et al., 1970; Olivet, 1996 ; figure 2.2).

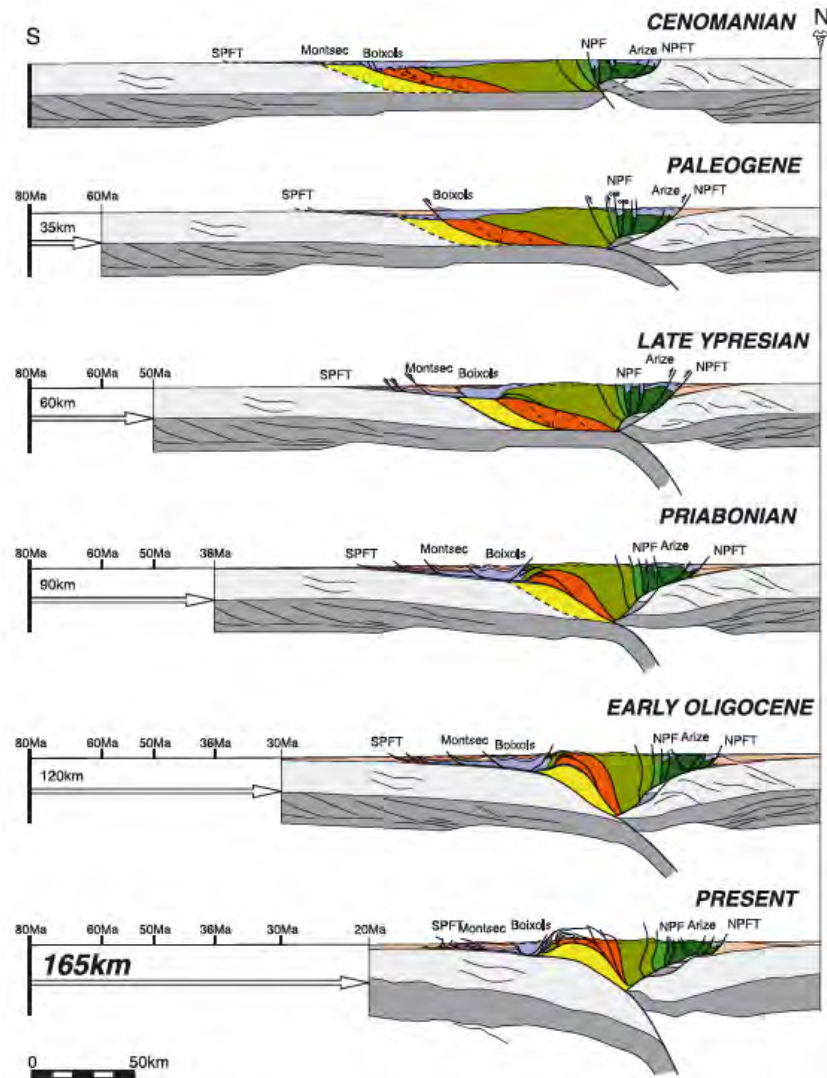


Figure 2.2 : Coupes restaurées des Pyrénées centrales d'après Mouthereau et al., 2014.

La chaîne pyrénéenne montre une structure en éventail (Mattaue, 1968; Muñoz, 1992) avec une zonation structurale parallèle à l'allongement de la chaîne et organisée en quatre zones, du nord au sud :

- 1- Le bassin d'avant-pays molassique nord-pyrénéen, ou zone sous-pyrénéenne, qui disparaît vers le nord sous les sédiments oli-miocènes du bassin aquitain (BRGM et al., 1974; Brunet, 1991; Rocher et al., 2000).
- 2- La zone nord-pyrénéenne (ZNP ; Choukroune, 1976) chevauche le bassin d'avant-pays vers le nord par l'intermédiaire du chevauchement frontal nord-pyrénéen (Deramond et al., 1990) et est délimitée au sud par la faille nord-pyrénéenne (FNP). Elle est constituée de séries sédimentaires mésozoïques et cénozoïques et particulièrement des flyschalbo-cénomaniens (Debroas, 1990;

Souquet and Debroas, 1980), des roches magmatiques triasiques (Beziat et al., 1991) et crétacées (Azambre and Rossy, 1976), ainsi que des massifs paléozoïques, les « massifs nord-pyrénéens » (Souquet and Peybernès, 1987). Elle est marquée dans la partie sud par la zone interne métamorphique (ZIM ; Albarède and Michard-Vitrac, 1978; Azambre et al., 1991; Boulvais et al., 2006; Golberg and Leyreloup, 1990; Golberg and Maluski, 1988) qui correspond au métamorphisme HT-BP affectant la couverture lors de l'hyper-extension crétacée. Cet amincissement extrême de la croûte continentale conduit à l'exhumation du socle granulitique varisque (Azambre and Ravier, 1978; Bouhallier et al., 1991; Burg and Leyreloup, 1976; Pin and Vielzeuf, 1983; Saint Blanquat et al., 1986, 1990; Saint Blanquat, 1993a; Vielzeuf, 1984) et de roches du manteau supérieur (Fabriès et al., 1998; Jammes et al., 2009; Kornprobst and Vielzeuf, 1984; Lagabrielle et al., 2010; Lagabrielle and Bodinier, 2008; Le Roux et al., 2009; Monchoux, 1970).

- 3- Au sud de la FNP se trouve la zone axiale (ZA). Elle est constituée de séries métasédimentaires paléozoïques intrudées de roches magmatiques paléozoïques et déformées lors des orogénèses varisque et alpine ainsi que des rares lambeaux d'une couverture sédimentaire mésozoïque (Barnolas and Chiron, 1996 et références incluses). Alors que des études (Beaumont et al., 2000; Mouthereau et al., 2014; Muñoz, 1992) proposent que la ZA des Pyrénées est intensément déformée durant l'inversion et accommode une part importante du raccourcissement pendant la convergence alpine, d'autres auteurs proposent que la déformation alpine affecte la ZA uniquement de manière localisée (Cochelin, 2016; Cochelin et al., 2018, 2017; Laumonier et al., 2010).
- 4- Au sud de la ZA, la zone sud-pyrénéenne est constituée par des séries sédimentaires mésozoïques et cénozoïques décollées au niveau du Trias et chevauchant vers le sud les molasses du bassin de l'Ebre par l'intermédiaire du chevauchement frontal sud-pyrénéen (Labaume et al., 1985; Séguret, 1972; Teixell, 1996, 1990; Vergés and Muñoz, 1990). Le Mésozoïque de la ZSP constituait initialement la couverture sédimentaire autochtone de la ZA et du domaine la bordant au sud, alors que le Cénozoïque correspond à des sédiments syn-orogéniques, majoritairement détritiques, déposés en avant ou au toit des unités décollées en cours de déplacement.

De même pour la déformation du socle paléozoïque de la ZA à l'alpin et au varisque, on observe une superposition des cycles varisque et alpin au niveau de la FNP et du métamorphisme *HT-BP*. Il est maintenant admis que la FNP représente une faille transformante sénestre au cours du cycle alpin, mais

un jeu décrochant plus ancien lui est aussi attribué au cours de la fin du varisque (Arthaud and Matte, 1975; Laumonier, 2000; Saint Blanquat, 1993a). Dans la ZIM, le métamorphisme HT-BP crétacé se surimpose au métamorphisme HT-BP varisque des massifs nord-pyrénéens (Clerc and Lagabrielle, 2014; Olivier, 2015). La succession de deux orogénèses dans les Pyrénées et la superposition des marqueurs de ces orogénèses font des Pyrénées un cible de choix pour étudier la question primordiale d'héritage dans une chaîne de montagne.

2.3. Les caractéristiques du cycle Varisque dans les Pyrénées

2.3.1. Le métamorphisme varisque pyrénéen

2.3.1.1. Conditions pression-température au cours du métamorphisme HT-BP des Pyrénées varisques

La faille nord-pyrénéenne sépare la chaîne des Pyrénées en deux domaines distincts : (i) la zone nord-pyrénéenne et (ii) la zone axiale (ZA), chacune ayant des particularités d'un point de vue du métamorphisme varisque.

- (i) Le socle paléozoïque de la zone nord-pyrénéenne correspond à l'ensemble des massifs nord-pyrénéens (MNP). Ceux-ci contiennent les reliques les plus profondes de la croûte varisque affectée par l'épisode métamorphique de haute température – basse pression (*HT-BP*) tardi-varisque avec des pressions maximales allant jusqu'à 7 kbar (Vielzeuf, 1984 ; figure 2.3), soit une profondeur d'une 20^{aine} de km correspondant à la transition entre croûte moyenne et croûte inférieure. Ces reliques profondes sont principalement constituées d'une série para-dérivée de roches granulitiques, d'origine probablement en grande partie précambrienne (Guitard et al., 1996; Vielzeuf, 1984). Dans tous les MNP, la croûte moyenne est partiellement fondue. L'ensemble des estimations pression – température (PT) dans les MNP montre des gradients de *HT-BP* variables, allant de 40°C/km jusqu'à 80 °C/km (figure 2.3, table 2.1). De plus, dans les massifs de l'Agly, du Saint-Barthélémy et du Castillon, on observe une section plus ou moins continue de la croûte varisque depuis les reliques les plus profondes représentées par des granulites (800-850 °C pour 6-7 kbar) jusqu'à des niveaux correspondant à la croûte supérieure telle que la couverture métasédimentaire du Paléozoïque supérieur jusqu'au Permien. On peut donc y étudier l'évolution de la température en fonction de la profondeur. A partir d'estimations de la température à différents niveaux de la croûte, Siron (2012) montre ainsi une évolution en deux parties de la température pouvant expliquer l'importante diversité de gradients observés dans les MNP. Alors que la partie supérieure de la croûte dans l'Agly est caractérisée par un fort gradient (supérieur à 50

°C/km dans les micaschistes), la croûte moyenne gneissique montre des conditions isothermes de 750 °C à partir de 10-15 km de profondeur (figure 2.3).

Le trajet rétrograde montre un refroidissement au cours de l'exhumation tardi-varisque jusque des conditions de 500-550 °C pour 1.5-2 kbar dans les zones mylonitiques des gneiss granulitiques du massif du Saint Barthélémy (Saint Blanquat et al., 1990).

Roche	Massif	Pression	incertitude	Température	incertitude	références
leptynite	Ursuya	5.25	0.65	800	160	Vielzeuf, 1984
kinzigite		4.5	2	600	100	
meta-diorite		4.8	1.5	710	170	
résumé		6	0.5	775	50	
granuliteacide	Leiza	7	0.5	825	25	Mendia and Gil Ibarguchi, 1991
granulitebasique		6.5	0.5	790	30	
granulite	Saint Barthélémy	5	1	700	50	Vielzeuf, 1984
migmatite		5	0.5	700	50	Saint Blanquat et al, 1990
granulite		3.5	0.5	675	25	
granulite		6.4	0.2	860	20	
migmatite		6.2	0.8	800	10	
micaschiste		5	0.2	700	10	
micaschiste		3.4	0.2	540	10	
granulite		2	1	420	10	
gneiss de base	Castillon	6	0.5	690	80	Vielzeuf, 1984
migmatite		5	0.5	660	60	
kinzigite		6.3	0.5	700	50	Aubray, 2013
Opx-gneiss	Bessède	6	0.5	725	75	Vielzeuf, 1984
paragneiss		5	0.6	730	80	
gneiss	Saleix	7	0.5	750	50	Vielzeuf, 1984
pyriclasite		7.5	0.5	775	25	
paragneiss	Treilles	5.5	0.5	750	50	Vielzeuf, 1984
gneiss	Agly	6	1	750	50	Andrieux, 1982
gneiss		5	1	750	100	Vielzeuf, 1984
Sil-gneiss		3.3	0.5	665	50	Giro and Alias, 2007
Opx-gneiss		5.5	0.5	790	50	
micaschiste		2.25	0.25	500	50	Siron, 2007
micaschiste		3.25	0.25	660	50	
kinzigite		5.9	0.5	740	30	
gneiss		4.5	0.5	740	50	Tournaire-Guille, 2017

Table 2.1 : Synthèse des estimations PT dans les massifs nord-pyrénéens au moment du pic de température lors de l'épisode métamorphique de HT-BP tardi-varisque.

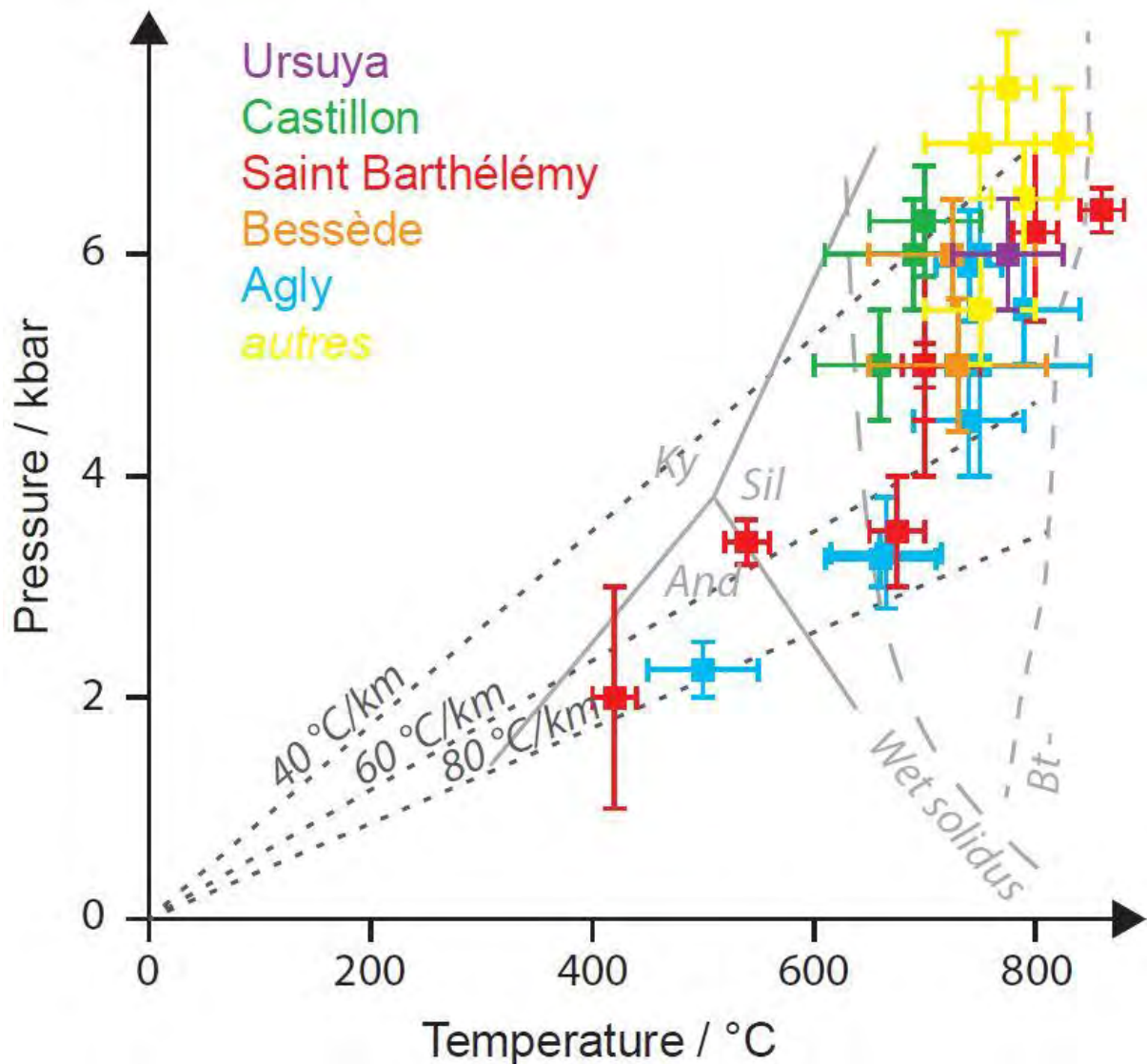


Figure 2.3 : Diagramme pression - température représentant l'ensemble des estimations au paroxysme de l'épisode métamorphique HT-BP tardi-varisque dans les massifs nord-pyrénéens.

(ii) Dans la zone axiale, les principaux travaux portants sur le socle et le métamorphisme varisques sont les études de Guitard et al., 1996; Mezger and Wissenschaften, 2005; Triboulet et al., 2005; Vilà et al., 2007. La zone axiale de la chaîne des Pyrénées est formée de roches métasédimentaires paléozoïques intrudées par des plutons cambro-ordoviciens, gneissifiés au cours de l'orogénèse varisque ainsi que des plutons du Carbonifère supérieur, synchrones du métamorphisme tardi-varisque (Debon et al., 1996). Au cœur des dômes métamorphiques, les conditions PT atteignent l'isograde d'apparition de la sillimanite et l'anatexie dans certains dômes (e.g. Albères, Cap de Creus, Aston, Chiroulet). Les

pressions maximales estimées au pic métamorphique ne dépassent pas les 6 kbar et on observe, comme pour les massifs nord-pyrénéens, de forts gradients allant de 40 °C/km à plus de 80 °C/km (figure 2.4 ; table 2.2). Dans les terrains métamorphiques de la zone axiale, la structure en dôme ne permet pas de retracer l'évolution de la température en fonction de la profondeur aussi facilement que dans les massifs nord-pyrénéens. Cependant, d'après l'ensemble des estimations PT effectuées dans ces dômes, on observe que les plus forts gradients sont corrélés aux estimations de pressions les plus faibles. Malgré l'absence d'estimations à plusieurs niveaux structuraux distincts depuis la croûte moyenne à la croûte supérieure dans un même massif, on peut souligner une évolution des gradients en deux parties comme pour les massifs nord-pyrénéens. Dans la partie supérieure, on observe les plus forts gradients jusqu'à des profondeurs de 3-4 kbar, puis les gradients diminuent avec la profondeur dans les parties les plus profondes des dômes métamorphiques.

Dans les zones de plus bas grade métamorphique, l'enregistrement du trajet prograde est en partie conservé. Mezger and Régner, 2015 montrent une augmentation de température isobare dans les dômes de l'Aston et de l'Hospitalet jusqu'à atteindre 650 °C à 3.5 kbar. Ce trajet est suivi d'une décompression associée à un refroidissement en passant par la zone à andalousite (figure 2.4)

Roche	Massif	Pression	incertitude	Température	incertitude	références
<i>Pic métamorphique</i>						
gneiss à Bt	Albères	2.5		400		Vila et al, 2007
gneiss à And	Albères	2.8		535		Vila et al, 2007
gneiss à Sil	Albères	3.3		625		Vila et al, 2007
migmatite	Albères	3.5		655		Vila et al, 2007
migmatite	Albères	4.5		730		Vila et al, 2007
gneiss à Crd	Aston	3.5		650		Mezger et al, 2015
gneiss à Sil	Bossost	5		600		Guitard et al, 1996
gneiss à St	Bossost	2	0.5	550	25	Mezger et al, 2004
gneiss à Sil	Canigou	2.6		600		Guitard et al, 1996
amphibolite	Canigou	6.1		650		Triboulet et al, 2005
migmatite	Chiroulet	2.9	0.4			Guitard et al, 1996
migmatite	Gavarnie	3.75	0.25	690	40	Guitard et al, 1996
<i>Trajet rétrograde</i>						
amphibolite	Albères	5		600		Triboulet et al, 2005
amphibolite	Albères	2.5		450		Triboulet et al, 2005
amphibolite	Albères	4.5		650		Triboulet et al, 2005
amphibolite	Cap de Creus	6		650		Triboulet et al, 2005
amphibolite	Cap de Creus	1		400		Triboulet et al, 2005

<i>Trajet prograde</i>						
gneiss à St	Bossost	5.5	0.5	580	40	Mezger et al, 2004
gneiss	Bossost	4		560		Guitard et al, 1996
schiste	Canigou	5.3	0.7	490	40	Ayora et al, 1993
schiste	Canigou	5		550		Guitard et al, 1996
gneiss	Aston	3.5		575		Mezger et al, 2015

Table 2.2 : Synthèse des estimations PT dans les dômes métamorphiques de la zone axiale lors de l'épisode métamorphique de HT-BP tardi-varisque.

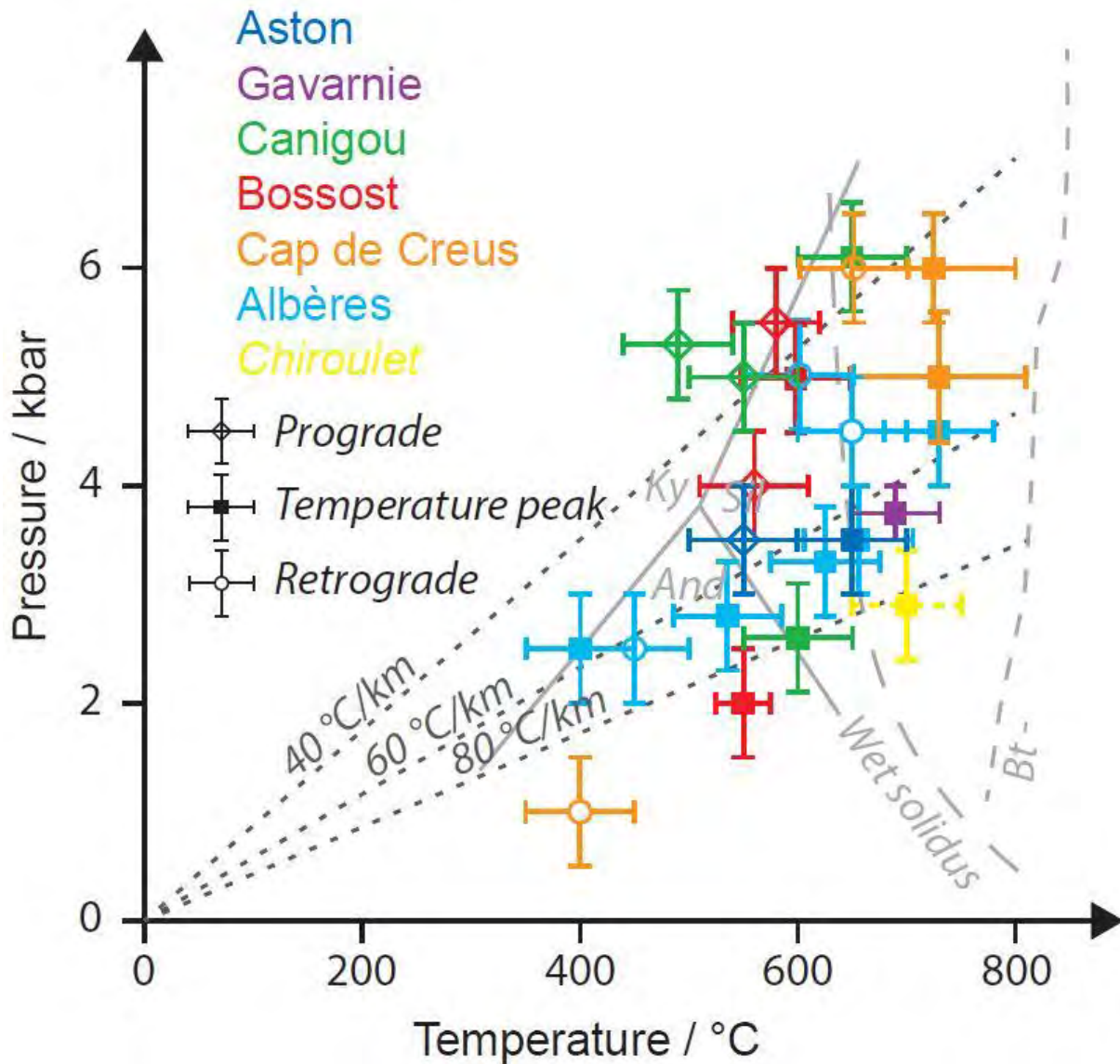


Figure 2.4 : Diagramme représentant l'ensemble des estimations de pression et de température au cours de l'orogénèse Varisque dans les dômes métamorphiques de la zone axiale des Pyrénées.

2.3.1.2. Âge du métamorphisme HT-LP dans les Pyrénées

Alors que l'âge du magmatisme varisque dans les Pyrénées est correctement contraint (*cf.* 2.3.2. *Le magmatisme varisque pyrénéen*), on observe un manque de datation du métamorphisme et de la fusion partielle associée (figure 2.5) qui ne permet pas de décrire précisément l'épisode *HT-BP* tardi-varisque dans les Pyrénées. Les données existantes montrent néanmoins que le métamorphisme de HT-BP est d'âge Carbonifère supérieur à Permien inférieur, synchrone du magmatisme tardi-varisque (Debon et al., 1996; Guitard et al., 1996). Certaines études suggèrent un épisode de HT-BP plus complexe qu'un événement avec un unique pulse de chaleur responsable du métamorphisme et de la fusion partielle. En effet, Aguilar et al. (2014) montrent l'existence de deux pulses magmatiques distincts chacun associé à un épisode de fusion partielle entre 314 Ma et 307 Ma dans le massif de la Jonquera à l'est des Pyrénées. De même, Esteban et al. (2015) suggèrent que l'anomalie thermique dure au moins 7 Ma avec un délai entre le début du métamorphisme à 307 ± 3 Ma et la mise en place des plutons à 300 ± 2 Ma dans le massif du Lys-Caillaouas. Dans le massif du Cap de Creus, Druguet et al. (2014) datent une granodiorite intrusive dans la zone de bas grade métamorphique et une diorite dans la zone partiellement fondue. Alors que la granodiorite donne un âge de 291 ± 3 Ma, la diorite est datée à 299 ± 4 Ma. Structuralement, la diorite est décrite comme synchrone des migmatites, ce qui permet d'en déduire un âge de la fusion partielle. Les auteurs montrent donc que l'épisode métamorphique HT-BP s'étale sur une dizaine de Ma à la transition Carbonifère Permien. Enfin, des datations de roches métamorphiques dans les massifs nord-pyrénéens donnent des âges de cristallisation des monazites et des zircons autour de 300 Ma (Delaperrière et al., 1994; Hart et al., 2016; Tournaire, 2014).

On notera que les datations basées sur des systèmes chronométriques à plus basse température de fermeture donnent des âges Crétacé ou Alpin (*e.g.* Costa and Maluski, 1988; Vissers et al., 2016). Ces résultats soulignent l'importance de la phase de rifting Crétacé et de l'orogénèse Alpine qui peuvent entraîner une remise à zéro partielle des systèmes chronométriques.

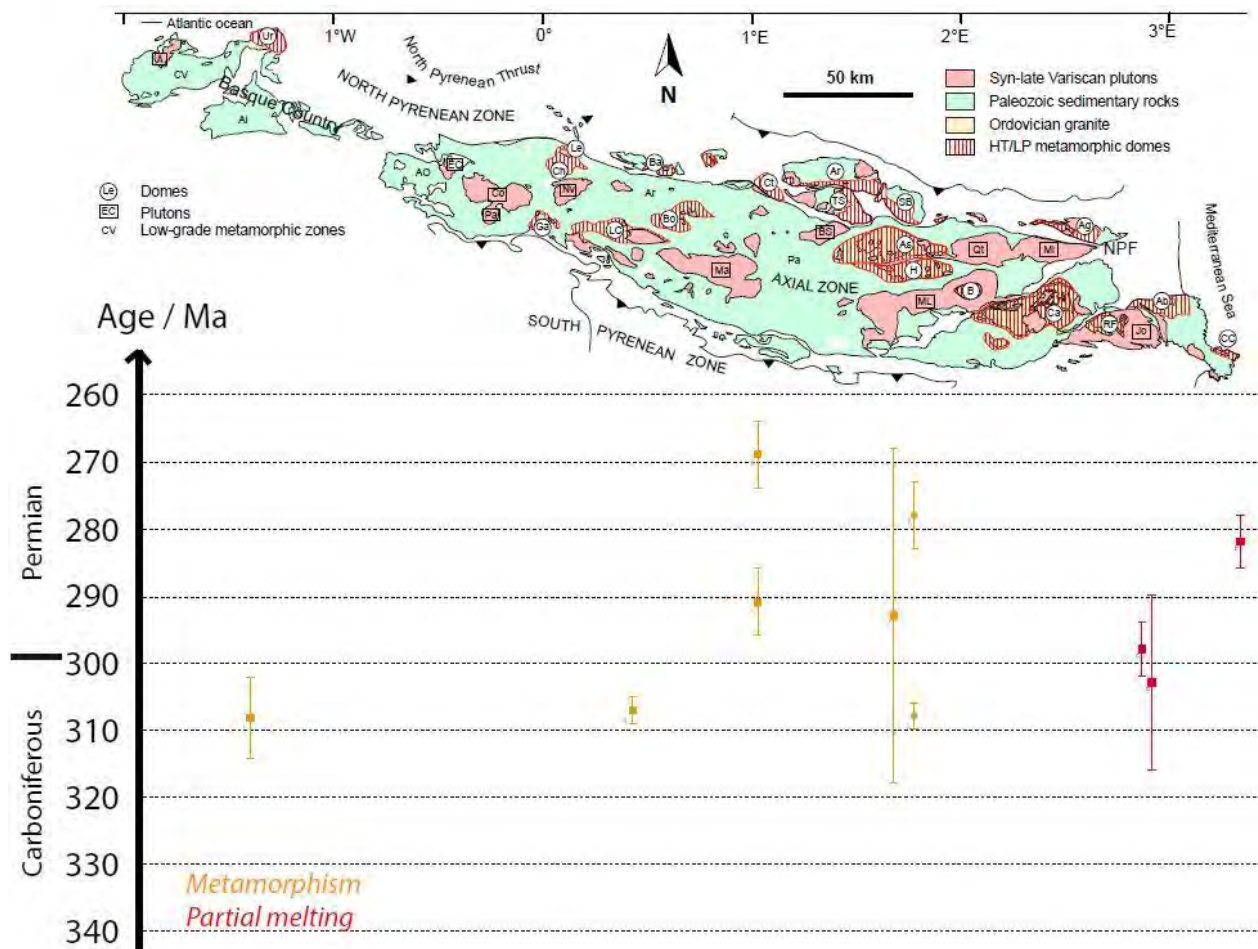


Figure 2.5 : Synthèse des datations U-Pb de roches métamorphiques d'âge varisque dans les Pyrénées (références en Annexe A). Ces datations sont interprétées comme les âges correspondant au métamorphisme tardi-varisque par les auteurs.

2.3.2. Le magmatisme varisque pyrénéen

2.3.2.1. Classification structurale des corps plutoniques

L'épisode magmatique tardi-varisque est représenté par un nombre conséquent de corps plutoniques sur l'ensemble de la chaîne des Pyrénées (figure 2.1). Aucune distinction géographique ne semble se détacher. On observe en effet la présence de corps plutoniques répartis de manière plus ou moins aléatoire depuis le pluton d'Aya localisé à l'ouest de la chaîne jusqu'au pluton de Roses à l'est, aussi bien dans les massifs nord-pyrénéens au nord que dans le sud de la zone axiale. La taille de ces plutons est très variable, allant de quelques dm^2 pour les plus petits corps magmatiques, généralement associés à la fusion partielle dans les dômes métamorphiques, jusqu'à 376 km^2 pour le complexe plutonique de la Maladeta. Plusieurs auteurs ont proposé des classifications basées sur différents critères.

La classification la plus utilisée et la plus adaptée a été proposée par Autran et al. (1970) et reprise dans Debon et al. (1996). Elle est basée sur la position structurale des plutons par rapport aux dômes métamorphiques, et plus généralement sur la localisation des corps magmatiques dans leur encaissant métamorphique et met en avant la relation entre métamorphisme et magmatisme lors de l'épisode de HT-BP tardi-varisque dans les Pyrénées. Un découpage en trois groupes est proposé par les auteurs : (i) les massifs supérieurs, (ii) les massifs intermédiaires et (iii) les massifs inférieurs.

- (i) Les *massifs supérieurs* correspondent aux plutons dont le sommet est intrusif dans la couverture paléozoïque peu métamorphique. Roberts et al. (2000) et Bresser et al. (1986) ont estimé leur profondeur de mise en place entre 2 et 3 kbar pour les plutons de Quérigut (2.7 kbar) et du Lys-Caillaouas (3 ± 0.5 kbar) respectivement. Ils sont marqués par une auréole de métamorphisme relativement étroite et en discordance avec le métamorphisme régional. Il s'agit de l'ensemble le plus représenté en volume de magmas. Ce sont principalement des plutons caractérisés par une taille importante. Ces plutons ont une signature calco-alkaline riche en potassium et présentent des compositions allant du gabbro au granite, avec une composition granodioritique majoritaire. Certains plutons supérieurs montrent une organisation concentrique depuis des faciès sombres jusque des faciès clairs (e.g. Eaux-Caudes, Néouvielle, Bassiès). D'autres massifs présentent une organisation plus complexe avec plusieurs sous-ensembles (e.g. Cauterets, Maladeta, Quérigut). Le socle varisque affecté par le métamorphisme de HT-BP présent sous la couverture métasédimentaire affleure au niveau de la fenêtre de Bouillouse et du massif de Roc de Frausa pour le pluton de Mont-Louis et le complexe de Saint- Laurent – La Jonquera respectivement (figure 2.1) ainsi qu'à l'ouest du Lys-Caillaouas.
- (ii) Les *massifs intermédiaires* correspondent aux corps plutoniques intrusifs dans les zones de grade métamorphique intermédiaire (e.g. granite du Canigou, d'Ax-les-Thermes, granite d'Ercé dans le massif des Trois-Seigneurs). Ils sont de taille plus réduite par rapport aux massifs supérieurs et sont majoritairement péralumineux, avec quelques faciès granodioritiques comme dans le pluton d'Ercé.
- (iii) Les *massifs inférieurs* sont assez comparables aux massifs intermédiaires. Il s'agit de petits corps magmatiques qui se mettent en place dans la zone d'anatexie. Ils présentent une composition variée, depuis des roches mafiques à ultramafiques (e.g. massif du Castillon, Kilzi, 2014), jusqu'à des corps intermédiaires à acides liés à l'anatexie régionale (granite d'Ansignan).

2.3.2.2. Géochimie des roches magmatiques tardi-varisques

- Composition géochimique en éléments majeurs

Le segment pyrénéen de l'orogène Varisque est caractérisé par un magmatisme abondant (figure 2.1) de composition variée sur l'ensemble de la chaîne des Pyrénées (figure 2.6). Les compositions s'étalent de roches ultramafiques telles que les roches mafiques et ultramafiques du massif nord-pyrénéen de Castillon et du massif de Gavarnie dans la zone axiale (Kilzi, 2014), à des roches de compositions granitiques dans les plutons de la zone axiale et les corps plutoniques des MNP, par exemple, le massif du Quérigut (Roberts et al., 2000) ou le granite d'Ansignan localisé dans l'Agly (Debon et al., 1996). Cette diversité de composition est donc aussi bien représentée dans la zone nord-pyrénéenne que dans la zone axiale. De même, on observe une diversité des faciès au sein d'un même pluton, comme le montre Roberts et al. (2000) pour le pluton de Quérigut, allant du gabbro au granite, ou Kilzi, (2014) dans le massif de Castillon dans lequel on retrouve des roches mafiques à ultramafiques ainsi que des corps granitiques.

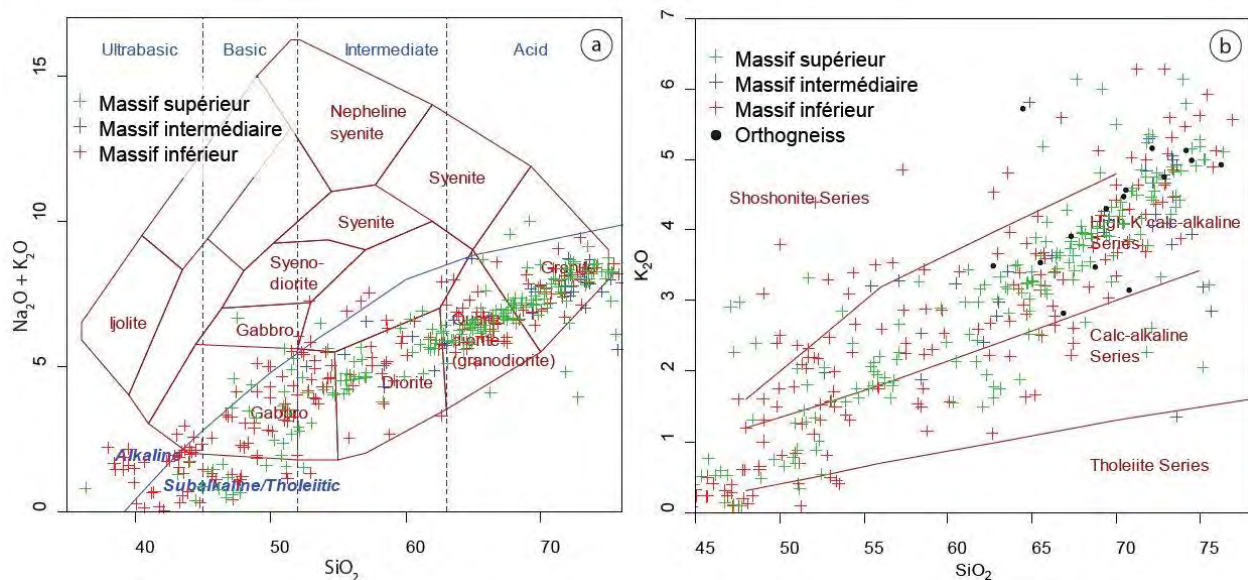


Figure 2.6 : (a) Diagramme SiO₂ vs. Na₂O + K₂O des roches magmatiques tardi-varisques des Pyrénées. Classification d'après Cox et al. (1979). (b) Diagramme SiO₂ vs. K₂O illustrant la signature calco-alkaline du magmatisme varisque pyrénéen. Limite des champs d'après Peccerillo and Taylor, (1976).

De même, les massifs inférieurs et supérieurs présentent à la fois des faciès métalumineux et des faciès péralumineux soulignant la forte variabilité du magmatisme pyrénéen au cours de l'épisode tardi-orogénique varisque. Les massifs intermédiaires sont, quant à eux, caractérisés par une signature essentiellement péralumineuse des roches magmatiques qui les composent (figure 2.7).

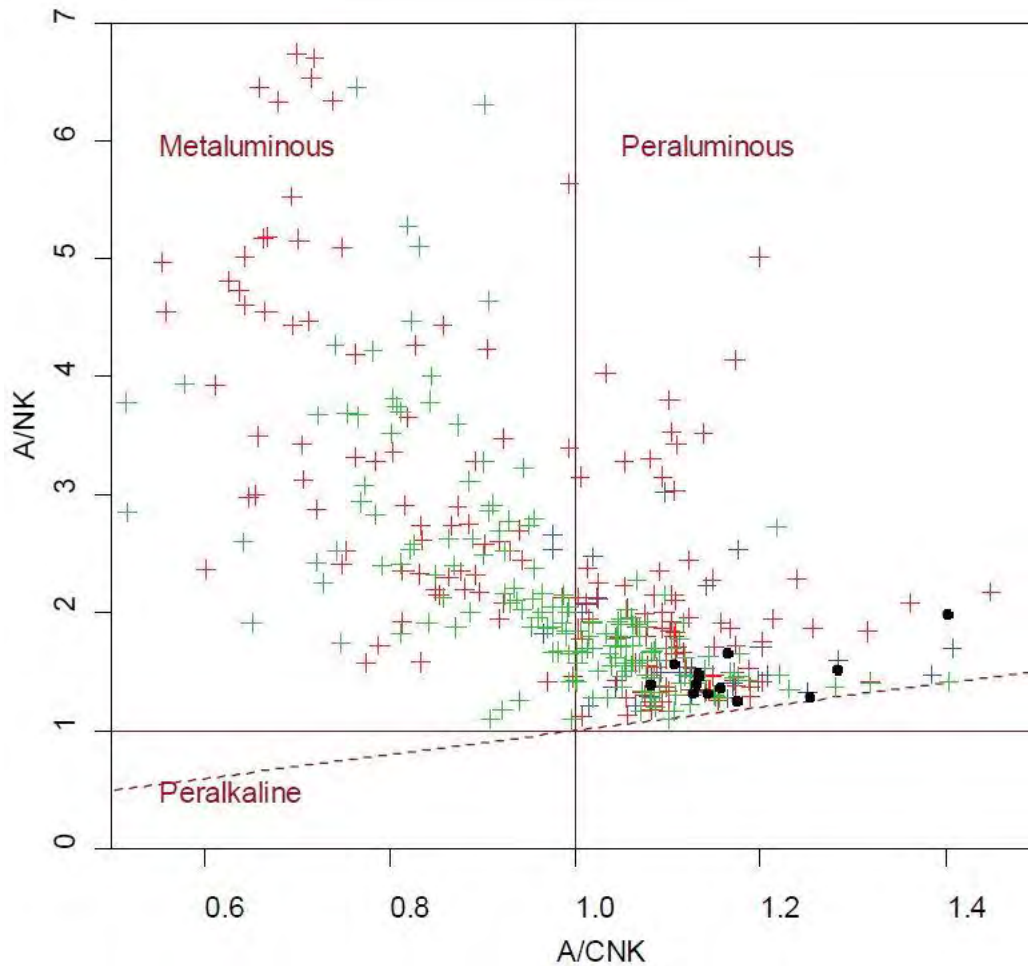


Figure 2.7 : Diagramme A/CNK vs. A/NK d'après Shand, (1943) de l'ensemble des roches magmatiques varisques des Pyrénées. En vert, les massifs supérieurs, en bleu les massifs intermédiaires, en rouge les massifs profonds et en noir les orthogneiss.

L'ensemble des roches magmatiques mis en place au cours de l'orogénèse varisque dans les Pyrénées est caractérisé par une signature calco-alcaline (figure 2.6). On observe une signature calco-alcaline riche en potassium. Cependant, on n'observe aucune distinction entre les 3 groupes structuraux. On retrouve en effet une importante variabilité de la composition et une signature calco-alcaline dans les massifs supérieurs, intermédiaires et inférieurs. On notera de même qu'aucune évolution de la composition géochimique n'est observée en fonction de la position géographique des plutons (nord-sud, est-ouest ou encore zone nord-pyrénéenne – zone axiale).

Enfin, on peut souligner que le pluton d'Aya, localisé dans les massifs basques, présente une signature plus alcaline que les autres corps magmatiques (Denèle et al., 2012). Cette différence est à mettre en parallèle avec l'âge de mise en place Permien du granite d'Aya (267 ± 1 Ma, Denèle et al. (2012)). Ceci permet de

relier le pluton d'Aya au volcanisme alcalin Permien abondant dans les Pyrénées et non au magmatisme tardi-varisque. Cet épisode volcanique permien illustre la phase de transition entre l'orogène Varisque et le début du cycle alpin (Debon et al., 1996).

Roberts et al. (2000) montrent la présence de deux tendances distinctes d'évolution de la composition en élément majeur en fonction de la teneur en SiO_2 . Ces deux tendances sont observables à l'échelle de l'ensemble des roches magmatiques tardi-varisques des Pyrénées (figure 2.8). Dans le diagramme de Harker MgO vs SiO_2 par exemple, on observe une décroissance du MgO quand SiO_2 augmente en deux parties avec une rupture de pente (figure 2.8) : (1) une première partie avec une forte teneur en MgO , qui correspond à des roches ultramafiques à intermédiaires ; (2) dans la seconde partie, on observe une plus faible teneur en MgO , il s'agit de roches de composition majoritairement felsique à intermédiaire. Sur les diagrammes Al_2O_3 , CaO et TiO_2 vs SiO_2 , les données montrent une augmentation de ces oxydes en fonction du taux de silice pour les roches mafiques à intermédiaires (figure 2.8, flèche 2) alors que pour la tendance des roches felsiques à intermédiaires (figure 2.8, flèche 1), la teneur en SiO_2 augmente alors que les concentrations en wt% de Al_2O_3 , CaO et TiO_2 diminuent. Roberts et al. (2000) interprètent ces données comme correspondant à deux sources différentes de magmas, une source mantellique et une source crustale pour les roches mafiques et les roches intermédiaires à felsiques respectivement.

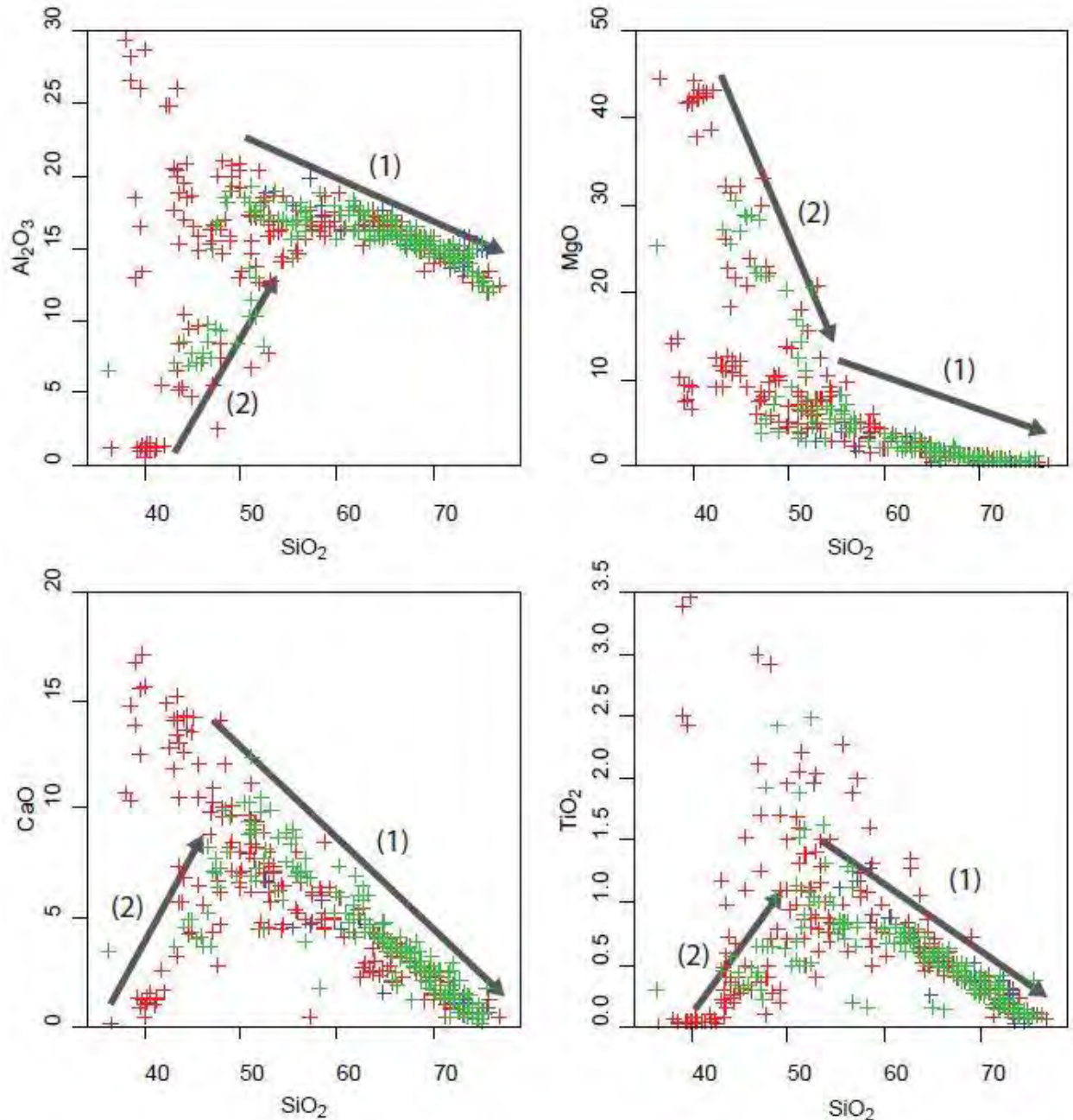


Figure 2.8 : Diagrammes de Harker des éléments majeurs de Al₂O₃, MgO, CaO et TiO₂ vs. SiO₂ en wt%.

- Composition géochimique en éléments traces

Les compositions en quelques éléments traces sont présentées dans la figure 2.9. Les diagrammes Ba et Zr vs SiO₂ montre une évolution en deux parties. Pour des teneurs inférieures à 60-65 wt% de SiO₂, on observe une augmentation de concentration de Ba et Zr en fonction de la concentration en SiO₂ depuis de faibles concentrations (< 100 ppm) jusqu'à des concentrations de Ba et Zr supérieures à 500 ppm et 200

ppm respectivement qui traduit un comportement incompatible de ces éléments traces au cours de la cristallisation des séries mafiques à intermédiaires. Pour les roches intermédiaires à felsiques, on observe à l'opposé une anti-corrélation entre les éléments traces Ba et Zr et la concentration en silice, jusqu'à atteindre des concentrations en Ba et Zr inférieures à 100 ppm dans les faciès les plus acides. Ceci traduit un changement de comportement de ces éléments qui deviennent compatibles lors de la cristallisation de séries intermédiaires à felsiques. A l'opposé, certains éléments comme le Rb augmentent quand SiO_2 augmente pour l'ensemble des échantillons, depuis les roches mafiques jusqu'aux roches felsiques.

Les éléments traces Zr et Y soulignent le niveau structural dans lequel la roche magmatique se met en place. Les roches des massifs supérieurs, qui sont intrusives dans la couverture sédimentaire dévono-carbonifère, présentent une concentration plus forte en Zr et Y que les roches des massifs inférieurs qui se mettent en place dans la croûte moyenne à inférieure, au niveau des cœurs des dômes métamorphiques.

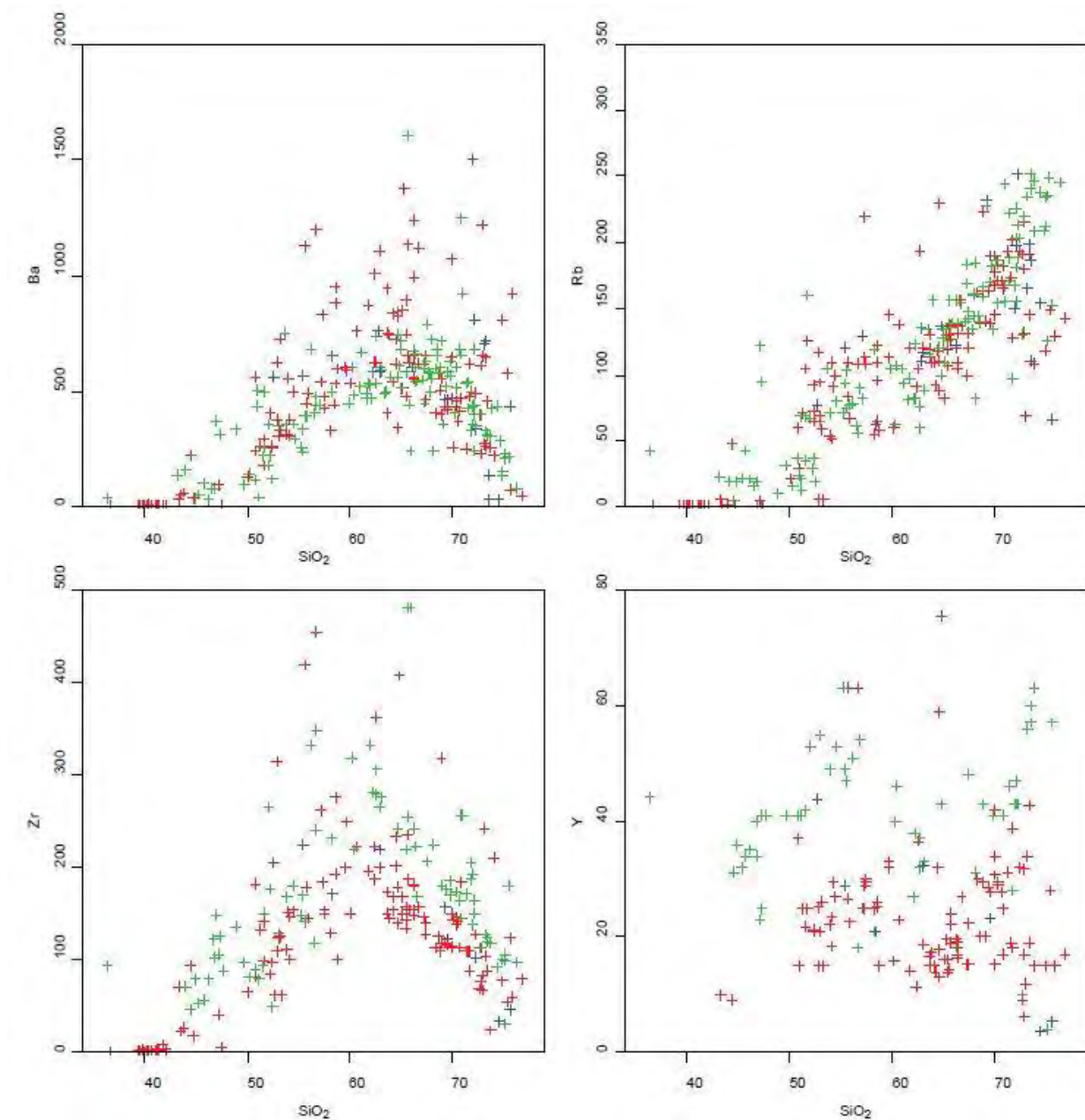


Figure 2.9 : Diagrammes des éléments traces Ba, Rb, Zr et Y en ppm vs SiO_2 en wt%.

Les spectres de terres rares normalisés aux chondrites (Boynton, 1984) des roches plutoniques tardi-varisques montrent un enrichissement en terres rares légères et une faible anomalie négative en Eu. Le ratio La/Yb varie entre 2 et 48 (figure 2.10). Les spectres d'éléments traces étendus normalisés au manteau primitif (McDonough and Sun, 1995) sont caractérisés par des anomalies négatives en HFSE (Nb, Ta, Ti) et des anomalies positives en LILE (*e.g.* U, Pb, figure 2.10). Les roches ultramafiques du Castillon présentent des spectres en terre-rares et d'éléments traces étendus plus appauvris (figure 2.10, gris clair ; Kilzi, 2014).

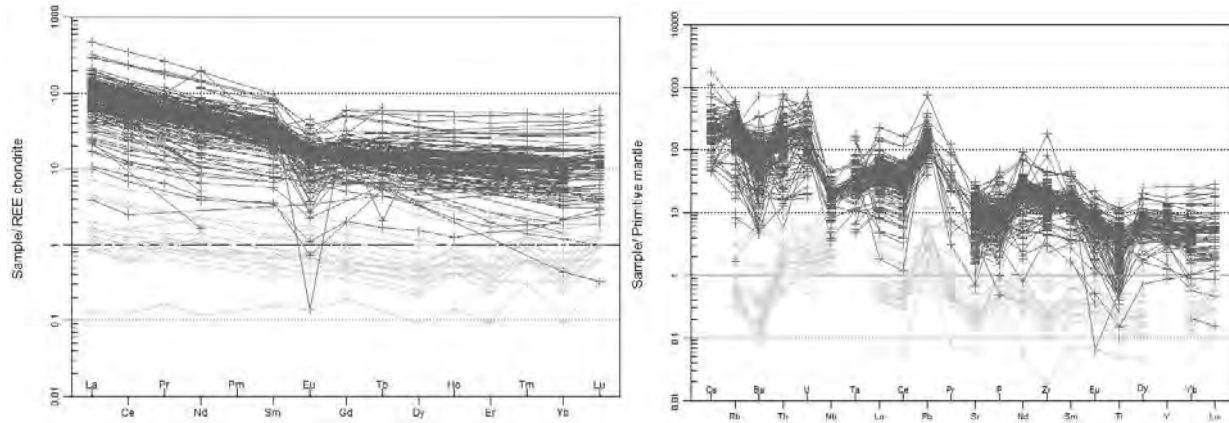


Figure 2.10 : Spectres des terres rares normalisés aux chondrites (Boynton, 1984) et des éléments traces étendus normalisés au manteau primitif (McDonough and Sun, 1995). En sombre l'ensemble des granitoïdes varisques des Pyrénées, en clair les roches ultramafiques à mafiques de Castillon.

- Géochimie isotopique

Des données isotopiques sont disponibles dans quelques massifs des Pyrénées varisques (Debon et al., 1996 et références; Kilzi, 2014; Roberts et al., 2000 et références; Vilà et al., 2005). On observe principalement une signature isotopique en Sr et Nd dans le champ des roches d'origine crustale ou de manteau enrichi (figure 2.11) avec des ϵ_{Nd} compris entre -12 et 0 et des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ variant de 0.703 à 0.720. La variabilité des signatures isotopiques des roches ultramafiques et mafiques (Kilzi, 2014; Pin, 1989; Roberts et al., 2000; Vilà et al., 2005) défend l'hypothèse de plusieurs sources de magmas qui peuvent être des roches crustales magmatiques ou sédimentaires ou même des péridotites mantelliques enrichies. En effet, des études sur les lherzolites suggèrent la présence d'un manteau très hétérogène sous les Pyrénées (Bodinier et al., 1988; Fabriès et al., 1998; Loubet and Allègre, 1982). Enfin, Roberts et al. (2000) et Vilà et al. (2005) distinguent 2 et 3 sous-ensembles de roches avec des signatures isotopiques différentes dans le massif du Quérigut et des Albères respectivement interprétés comme des magmas issus de sources distinctes. La nature de la source des magmas et les modèles pétrogénétiques proposés pour le magmatisme varisque pyrénéen sont discutés dans la partie 2.4.2.5.

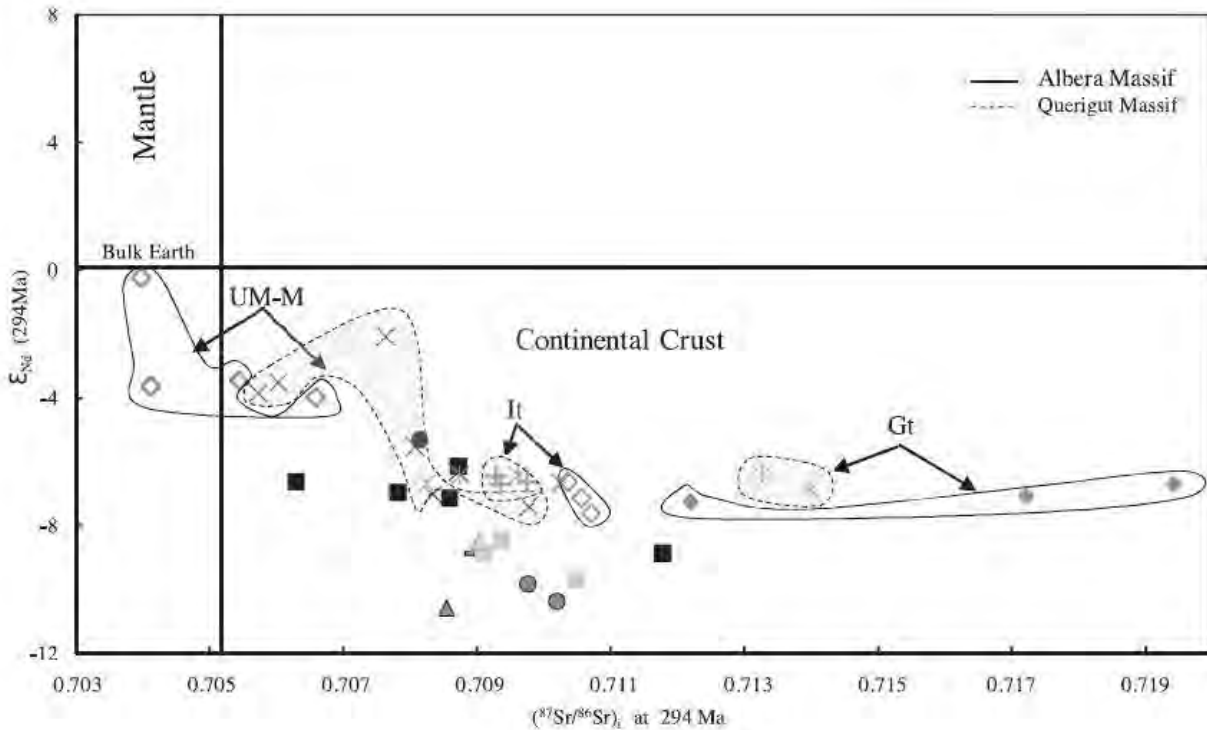


Figure 2.11 : Diagramme ϵ_{Nd} versus $^{87}Sr/^{86}Sr$ corrigé (Mohammad A Kilzi et al., 2016). Les figurés représentent les données de Kilzi et al, 2016 dans le massif de Gavarnie, le champ en trait continu les données de Vilà et al. (2005) dans les Albères et le champ en pointillé celles de Roberts et al. (2000) pour le pluton du Quérigut.

2.3.2.3. Synthèse géochronologique du magmatisme varisque pyrénéen

L'ensemble des datations U-Pb réalisées sur les roches magmatiques du Carbonifère supérieur dans les Pyrénées est présentée dans la figure 2.12 en fonction de la localisation des échantillons. A partir des âges interprétés comme correspondant à la mise en place des roches magmatiques par les auteurs des différentes études (principalement des âges concordia), on peut calculer un âge moyen du magmatisme varisque pyrénéen de 301.7 Ma avec un écart type de 14.3. On observe que les âges de mise en place des plutons s'étalent de 340 Ma pour les plus vieux (granite péralumineux de Bossost, Mezger and Gerdes, (2014) à 267 Ma pour le plutonisme le plus récent (pluton d'Aya, Denèle et al, 2012).

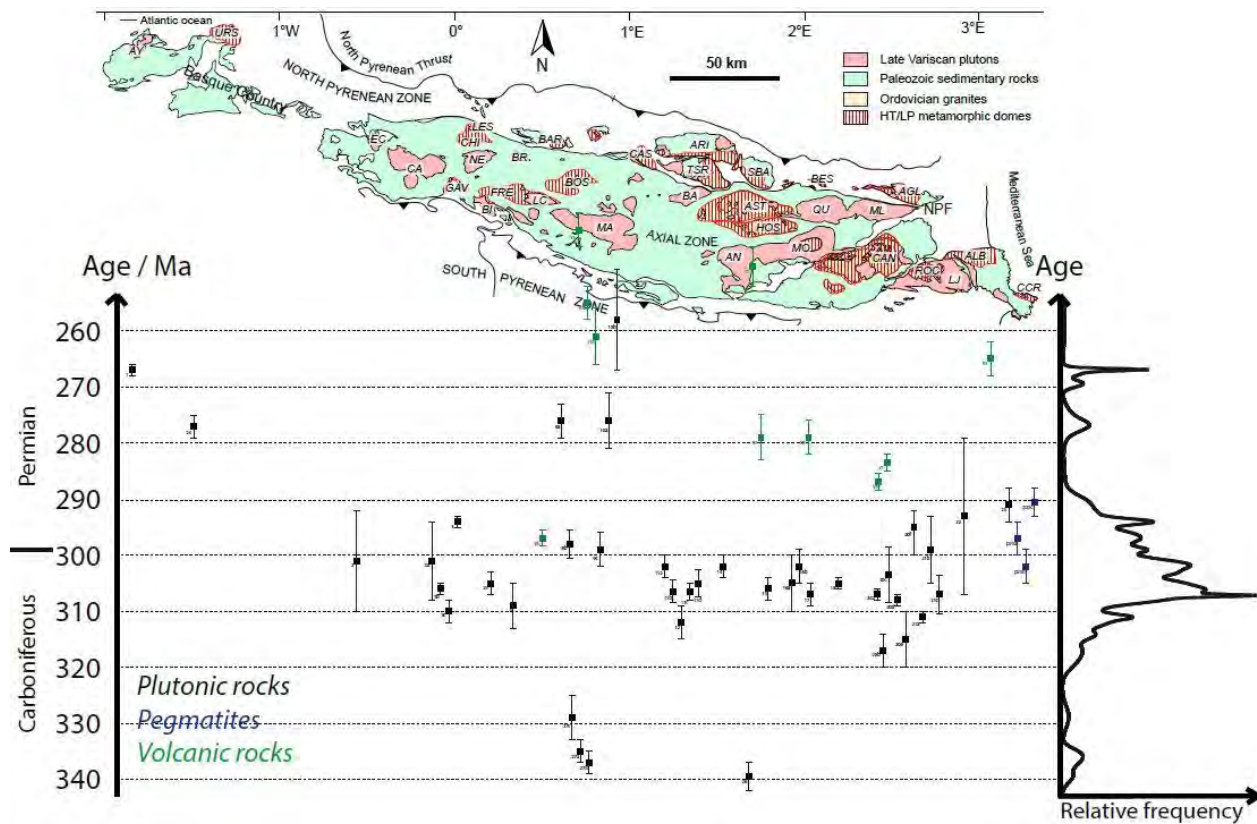


Figure 2.12 : Synthèse des datations U-Pb sur zircon des roches magmatiques varisques dans les Pyrénées en fonction de leur longitude (références en Annexe A).

Alors que la distribution des âges montre un pic de l'activité magmatique autour de 300-310 Ma (figures 2.12 & 2.13), l'ensemble des datations des granites pérallumineux de Bossost et de l'Aston réalisé par Mezger and Gerdes, (2014) forme un groupe distinct. Cependant ces datations ne semblent pas en accord avec la datation du granite pérallumineux d'Ax (Denèle et al., 2014) à 306 ± 2 Ma. La signification de ces âges sera discutée dans le chapitre 4.

Enfin, un second ensemble de corps plutoniques plus jeune se distingue au Permien, représenté notamment par le pluton d'Aya et le granite d'Itxassou dans le Pays Basque. Le pluton d'Aya présente une signature alcaline, différente de la signature calco-alcaline de l'ensemble du magmatisme tardi-varisque (cf 2.2.2. Géochimie des roches magmatiques tardi-varisques). Ce plutonisme est donc plutôt relié à l'activité volcanique permienne. De même, un ensemble de datations préliminaires présenté par Kilzi (2014) suggère un âge permien des roches mafiques du Castillon. Cependant une deuxième série de datation n'a pas permis de confirmer ces âges permien (Kilzi, comm. pers., voir chapitre 3).

On peut calculer un âge moyen du magmatisme varisque sans prendre en compte les deux sous-ensembles de points discutés ci-dessus, on obtient alors un âge moyen à 303.2 Ma avec un écart-type de 6.7. Afin de prendre en compte l'incertitude pour chaque datation, on calcule une moyenne pondérée des erreurs pour l'ensemble des datations en utilisant *Isoplot* (Ludwig, 2012). On obtient alors un âge du magmatisme de 304.3 ± 1.4 Ma (figure 2.13) avec un ensemble d'âges concordia de *ca.* 290 Ma à *ca.* 315 Ma.



Figure 2.13 : Diagramme des âges concordia du magmatisme varisque pyrénéen et calcul de la moyenne pondérée.

2.3.2.4. Lien entre magmatisme et métamorphisme

La chronologie relative entre le magmatisme et le métamorphisme et la déformation est débattue. En effet, plusieurs études (*e.g.* Autran et al., 1970; Debon et al., 1996; Zwart, 1979) soulignent que la plupart des massifs de granitoïdes sont postérieurs à la phase majeure de déformation sur la base du caractère

sécant des massifs sur la schistosité régionale, de leur texture principalement isotrope et de l'existence d'enclaves de roches encaissantes déformées. De plus, le recoupement entre les auréoles de contacts autour des plutons et les isogrades du métamorphisme régional suggèrent que le magmatisme et le métamorphisme soient diachrones. Cependant, d'autres auteurs (*e.g.* Pouget et al., 1989; Soula et al., 1986) proposent que la mise en place des plutons est plus progressive et serait, selon les niveaux structuraux concernés, en partie synchrone de la déformation et du métamorphisme, voire même précoce comme le suggèrent les études de susceptibilité magnétique qui montrent une anisotropie des plutons (*e.g.* Bouchez et al., 1990; Gleizes et al., 1991; Gleizes and Bouchez, 1989). De même, des études plus récentes au niveau des dômes métamorphiques (Aguilar et al., 2014b; Denèle et al., 2014; Druguet et al., 2014) proposent, malgré le manque de contraintes géochronologiques sur le métamorphisme et la fusion partielle, que le magmatisme et le métamorphisme hercynien sont synchrones mais avec un lien de cause à effet encore débattu. En effet, alors que des études montrent que, dans les dômes métamorphiques, les intrusions de roches mafiques à intermédiaire entraînent la fusion partielle des roches encaissantes (Druguet et al., 2014; Tournaire Guille, 2017), d'autres montrent un décalage de quelques millions d'années entre le début du métamorphisme antérieur et la mise en place ultérieure des plutons (Esteban et al., 2015).

Cette ambiguïté sur la chronologie relative entre magmatisme et métamorphisme entraîne une incertitude sur la pétrogenèse des magmas, notamment sur la question de la source crustale ou mantellique du magmatisme et sur l'identification des causes du métamorphisme. Elle entraîne également une ambiguïté sur la chronologie relative avec la déformation. La structuration des dômes apparaît en effet tardive par rapport au pic de HT et produit un amincissement considérable de la série.

2.3.2.5. Modèle pétrogénétique des roches magmatiques tardi-varisques dans les Pyrénées

Alors que l'ensemble des études s'accordent sur une source de chaleur externe pour expliquer l'anomalie thermique observée dans la croûte Pyrénéenne à la fin de l'orogène varisque, la nature de la source des magmas (mantellique, crustale ou hybride) est quant à elle mal contrainte (Debon et al, 1996). Deux sources principales de magmas sont identifiées : la croûte continentale, constituée de roches magmatiques anté-varisque et de roches paradérivées, et le manteau hétérogène sous-jacent.

- Discussion sur la contribution des roches crustales comme source des magmas

L'importance des termes acides et la composition alumineuse des plutons attestent d'une forte contribution crustale. De même, la faible variation de la composition isotopique des roches magmatiques (excepté les termes extrêmes tels que les gabbros) suggèrent que la composante crustale de la source est relativement uniforme sur l'ensemble du segment pyrénéen (Debon et al, 1996).

Dans un premier temps, suite à la mise en évidence d'une contribution crustale importante, la question sur l'origine de la signature calco-alkaline du magmatisme varisque et son lien avec le magmatisme cambro-ordovicien (orthogneiss) est soulevée. On observe en effet que les orthogneiss ont une signature calco-alkaline riche en potassium similaire à celle des magmas varisques (figure 2.6). La composition essentiellement péralumineuse (figure 2.7) et l'absence de minéraux caractéristiques de roches métalumineuses tels que des amphiboles peuvent par ailleurs s'expliquer par un lessivage du calcium lors du métamorphisme varisque et de la gneissification des granitoïdes anté-varisques. De plus, Vilà et al. (2005) proposent que les leucogranites du massif des Albères soient issus de la fusion partielle des orthogneiss pré-varisques. A l'opposé, Debon et al. (1996) soulignent (i) la différence de composition entre les termes dominants du plutonisme varisque et la composition des orthogneiss et (ii) la diversité des types pétrographiques varisques. Il en conclut donc que les orthogneiss et les plutons varisques ne sont pas issus du même matériau source.

Dans un second temps, les dômes métamorphiques constitués de roches paradérivées partiellement fondues peuvent constituer une seconde source crustale des magmas. Cependant, le fait que de nombreux plutons ne s'enracinent pas dans une zone d'anatexie qui affleure et que la composition isotopique des gneiss dans les dômes métamorphiques soit trop élevée pour que ceux-ci constituent la principale source des magmas (Debon et al, 1996 et références) soulignent la présence d'une croûte inférieure non affleurante comme matériau-source principal.

- Discussion sur la contribution du manteau comme source des magmas

Il reste à montrer ou non la présence d'une source mantellique et à quantifier son importance. En effet, la présence de roches mafiques (gabbro) peut suggérer une contribution mantellique dans la source du magmatisme. Mais l'absence de signature purement mantellique de ces termes mafiques souligne alors l'importance de l'hybridation entre des magmas mantelliques et crustaux comme cela a été montré pour le magmatisme tardi-varisque dans le Massif central français (Couzinié et al., 2016).

Des études locales proposent des mécanismes différents pour expliquer la grande diversité des roches magmatiques tardi-varisques et notamment la présence de roches mafiques avec une implication du

manteau (i) soit en tant que source de chaleur uniquement (Kilzi, 2014; Kilzi et al., 2016), (ii) soit en tant que source de chaleur et de magmas (Roberts et al, 2000).

- (i) Pour le dôme métamorphique de Gavarnie, Kilzi (2014) et Kilzi et al. (2016) proposent un premier épisode anté-varisque de fusion partielle du manteau et de mise en place de roches mafiques à ultra-mafiques dans la croûte inférieure. Au cours de l'épisode varisque, les roches mafiques mises en place dans la croûte moyenne des Pyrénées, seraient issues de la fusion partielle de la croûte inférieure hétérogène, constituée de roches sédimentaires et des roches magmatiques mafiques mises en place antérieurement (figure 2.14). Au cours de l'épisode varisque, les roches mafiques sont donc d'origine crustale et le manteau agit uniquement comme source de chaleur dans ce modèle pour le dôme de Gavarnie.

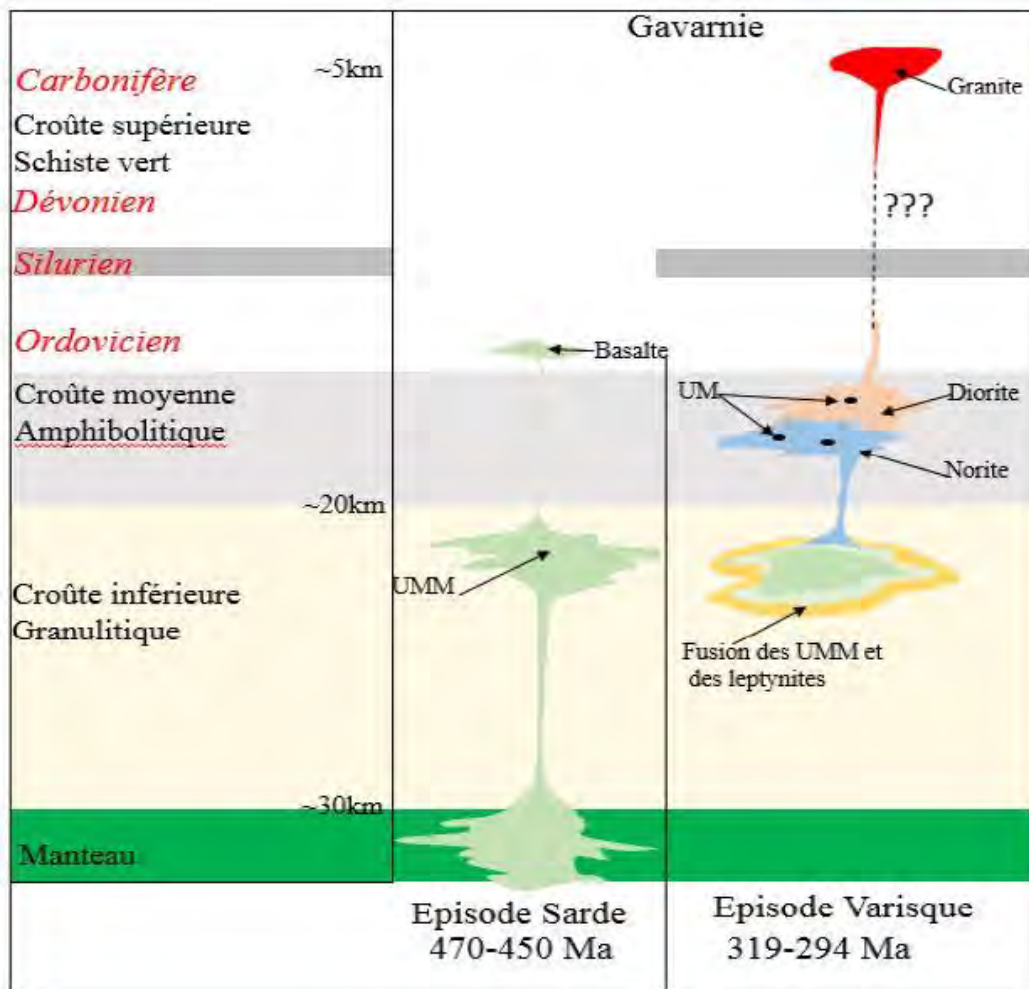


Figure 2.14 : Evolution schématique des séries basiques des massifs de Gavarnie Héas (Kilzi, 2014). Les roches mafiques varisques sont produites par la fusion de roches ultramafiques à mafiques dans la croûte inférieure.

- (ii) Pour le complexe plutonique de Quérigut, Roberts et al. (2000) expliquent la présence des deux tendances observées géochimiquement (figures 2.8 & 2.9) par une implication du manteau comme source de chaleur et source de magmas (figure 2.15). En effet, la tendance « pauvre en MgO » des roches intermédiaires à felsiques (figure 2.8, flèche 1) est interprétée comme issue de la fusion d'une base de croûte de composition basaltique suite à un apport de chaleur mantellique, avec éventuellement un mélange avec des magmas mantelliques. Ceci permet d'expliquer la signature calco-alkaline décrite pour l'ensemble du magmatisme tardivarisque comme un héritage en base de croûte. La tendance « riche en MgO » des roches mafiques à intermédiaires (figure 2.8, flèche 2) correspond aux magmas mantelliques intrusifs dans la croûte supérieure. De même, pour le massif des Albères, Vilà et al. (2005) suggèrent l'existence de 3 séries magmatiques distinctes et synchrones dont les magmas sont issus de différents niveaux de la lithosphère qui se télescopent dans la croûte moyenne à supérieure au moment de l'épisode HT-BP tardivarisque : une série mafique à ultramafique, des granitoïdes et des leucogranites.

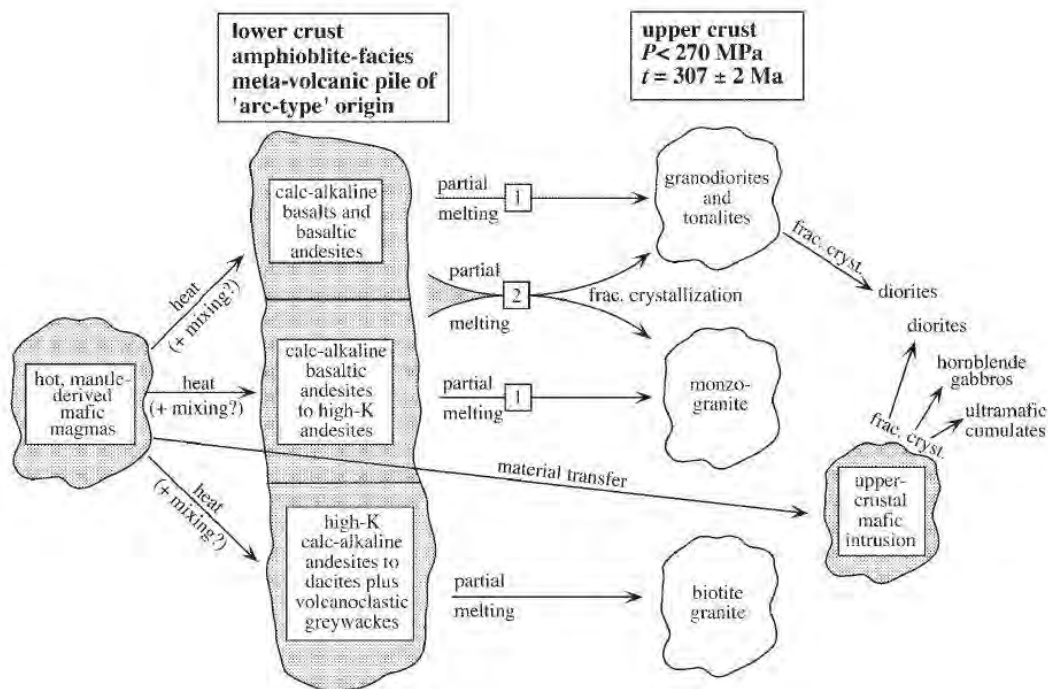


Figure 2.15 : Modèle pétrogénétique pour l'évolution du massif du Quérigut (Roberts et al, 2000). Le manteau agit comme une source de chaleur qui fait fondre la croûte inférieure et il agit comme une source des magmas mafiques intrusifs dans la croûte supérieure.

2.3.3. La déformation varisque pyrénéenne

Le socle Paléozoïque des Pyrénées est caractérisé par 3 épisodes de déformation distincts :

- (i) La première phase de déformation D1 correspond à une schistosité S1, observée localement dans les zones de plus bas grade métamorphique et où la déformation majeure D2 est moins intense, notamment dans la partie ouest de la zone axiale (Cochelin et al., 2017; Matte, 2002; Mirouse, 1962; Müller and Roger, 1977; Valero, 1974) mais également à l'est de la chaîne, par exemple au cap de Creus (Druguet et al., 1997a). La phase de déformation D1 est antérieure au métamorphisme HT-BP tardi-varisque et a pu entraîner un épaississement crustal modéré avant l'épisode tardi-varisque de HT-BP affectant le segment pyrénéen (Azambre and Guitard, 2001a; de Hoym de Marien, 2016).
- (ii) La phase de déformation D2 est prépondérante dans les Pyrénées, elle est caractérisée par un découplage entre la déformation dans la partie supérieure de la croûte (superstructure), et la partie inférieure de la croûte (infrastructure) (*e.g.* Cochelin 2016 ; Cochelin et al, 2017). Dans la partie supérieure de la croûte de la zone axiale, la déformation D2 (figure 2.16) est caractérisée par une schistosité est-ouest, fortement pentée, avec une évolution depuis un pendage sud au nord, jusqu'à un pendage nord au sud et une linéation verticale à sub-verticale montrant une compression nord-sud (Cochelin, 2016 ; Cochelin et al., 2017). Dans la partie inférieure de la croûte affleurant aux cœurs des dômes métamorphiques, on observe une foliation S2 horizontale à sub-horizontale avec une linéation d'étirement de direction est-ouest témoignant d'un fluage latérale dans la croûte partiellement fondue (Cochelin 2016 ; Cochelin et al, 2017). Cette déformation commence avant le pic de température (Cochelin, 2016; Saint Blanquat, 1989) et est en partie rétrograde. Elle est interprétée comme le résultant d'une compression nord-sud avec un épaississement de la suprastructure et un fluage latéral de l'infrastructure aboutissant à un épaississement de la croûte faible à nul et à une exhumation de la croûte partiellement fondue au niveau des dômes métamorphiques dans un contexte compressif.

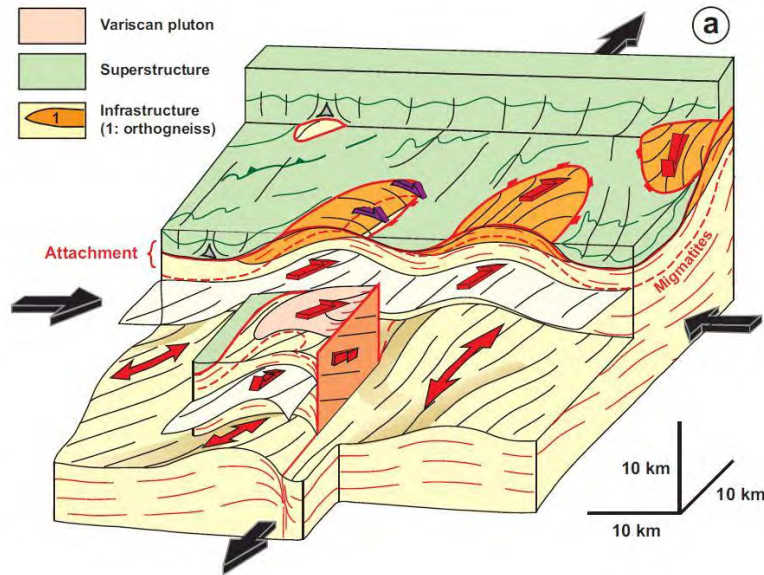


Figure 2.16 : Bloc diagramme 3D représentant la déformation tardi-varisque D2 dans la croûte pyrénéenne de la zone axiale (Cochelin et al., 2017).

- (iii) La déformation tardi-varisque se termine par une 3^{ème} phase de déformation D3 (figure 2.17) représentée par un ensemble de bande de cisaillement traduisant un contexte en transpression (Cochelin 2016 ; Cochelin et al., 2017) au cours du refroidissement de la croûte varisque pyrénéenne ayant subi un important magmatisme et un métamorphisme HT-BP. Cette déformation D3 accentue la structure des dômes métamorphiques. Cette phase de déformation est post-pic métamorphique.

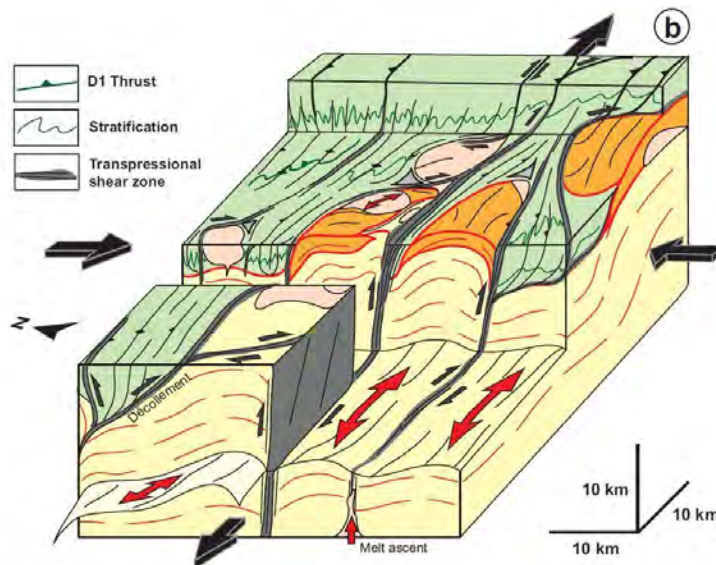


Figure 2.17 : Bloc diagramme 3D représentant la déformation tardi-varisque D3 dans la croûte pyrénéenne de la zone axiale (Cochelin et al., 2017).

Chapitre 3 : Origine et développement du métamorphisme haute température – basse pression dans les Pyrénées varisques

3.1. Introduction

L'objectif de ce chapitre est de déterminer précisément l'âge et la durée du métamorphisme et de mieux contraindre l'évolution de la température de la croûte pyrénéenne lors de l'orogène varisque (i) au niveau des dômes tectono-métamorphiques dans les massifs nord-pyrénéens et dans la zone axiale et (ii) dans la couverture métasédimentaire peu affectée par le métamorphisme haute température – basse pression (HT-BP) régional.

- (i) Dans un premier temps, on s'intéresse au métamorphisme HT-BP dans les fragments de dômes tectono-métamorphiques varisques constitués par les massifs nord-pyrénéens (MNP). Certains d'entre eux, les MNP à cœur granulitique, contiennent les roches de plus haut grade métamorphique connues à ce jour dans les Pyrénées. Le massif du Saint Barthélémy sert de référence à cette étude. Il présente une section crustale qui va de la croûte supérieure varisque au nord du massif, de composition méta-sédimentaire, à la base de la croûte moyenne au sud du massif, constituée de gneiss granulitiques. Une étude pétrologique détaillée, couplée à de la géochronologie est menée afin de déterminer l'évolution de la température dans la croûte varisque en fonction de la profondeur et du temps. Des résultats similaires sont ensuite présentés pour les autres massifs nord-pyrénéens de Bessède, de Castillon et de l'Ursuya afin de tester le modèle d'évolution obtenu dans le massif de Saint Barthélémy à l'échelle de la paléo zone nord-pyrénéenne et d'apporter des précisions sur l'âge et la durée du métamorphisme de HT-BP. Le massif de l'Agly, étant l'objet de récentes études, n'est pas abordé dans cette partie mais dans la discussion sur l'ensemble de la zone nord-pyrénéenne (Chapitre 6). Enfin, le cas du métamorphisme dans les dômes tectono-métamorphiques de la zone axiale est brièvement abordé en comparaison avec les massifs nord-pyrénéens.
- (ii) Dans un second temps, une étude des paléotempératures de la couverture sédimentaire paléozoïque, correspondant à la suprastructure, est présentée. La température maximale atteinte au cours de l'épisode HT-BP y est estimée à l'aide de la thermométrie RSCM basée sur l'état de la matière carbonée dans les roches sédimentaires. Une coupe structurale a été réalisée le long du profil ECORS (Choukroune, 1989) et une étude par géothermométrie Raman a été effectuée afin d'estimer l'évolution de la température à l'écart des dômes métamorphiques de la zone axiale et des massifs nord-pyrénéens granulitiques. La coupe passe par la vallée de la Pallaresa située entre les dômes de Bossost et l'Aston-Hospitalet dans la zone axiale et par les massifs de Trois-Seigneurs et de l'Arize et la couverture sédimentaire mésozoïque dans la zone nord-pyrénéenne.

3.2. Etude des massifs métamorphiques pyrénéens

3.2.1. Article #1: Kinked geotherm during HT-LP metamorphic event induced by melt migration in the variscan crust of the Saint Barthelemy north-pyrenean massif

En préparation

Avant-propos

Cet article, en cours de préparation, s'intéresse à l'état thermique de la croûte du massif nord-pyrénéen du Saint-Barthélémy. Les résultats présentés ont été obtenus dans le cadre de ce travail de thèse.

Le massif du Saint-Barthélémy présente une section continue du nord au sud depuis les sédiments paléozoïques de la couverture jusqu'aux granulites qui correspondent aux plus profondes reliques de la croûte varisque affleurant dans les Pyrénées. D'après les travaux de précédentes études, la section étudiée a été structurée principalement au cours de l'épisode tardi-orogénique varisque et est supposée avoir été peu affectée par l'extension et l'inversion méso-cénozoïque. L'étude de l'évolution de la température couplée à une étude géochronologique le long de la section nord-sud permet donc de reconstruire l'évolution du géotherme au paroxysme de l'épisode de haute température tardi-varisque.

Kinked geotherm during HT-LP metamorphic event induced by melt migration in the variscan crust of the Saint Barthelemy north-pyrenean massif

Baptiste Lemirre ^a, Stéphanie Duchene ^a, Michel de Saint Blanquat ^a, Marc Poujol ^b

^a Univ. Toulouse, CNRS, IRD, CNES, GET – UMR 5563 , F-31400 Toulouse, France

^d Univ. Rennes, CNRS, Géosciences Rennes – UMR 6118, F-35000 Rennes, France

Abstract

The Variscan orogeny is the result of an oceanic subduction followed by a continental collision and a late-collisional high temperature – low pressure (*HT-LP*) event at the scale of the whole orogeny. The singularity of the pyrenean segment of the Variscan orogeny is the absence of high pressure metamorphism and the predominance of the late HT-LP metamorphism, which is accompanied by an intense deformation and synchronous with abundant and varied magmatism. The aim of this study is to determine pressure-temperature-time-deformation trajectories at different structural levels of the Variscan crust in the Saint Barthelemy massif, and to discuss the origin of the high geothermal gradients.

The Saint Barthelemy massif is one of the granulitic north-pyrenean massifs constituting the deepest relics of the Variscan crust. It is composed of two main units separated by a low angle detachment. The upper unit is composed of Paleozoic metasediments, micaschists, migmatites and small plutonic bodies and represents the Variscan upper crust. The basal unit, made of granulitic to amphibolitic gneisses, corresponds to the middle to lower crust. Both units are affected by *HT-LP* metamorphism. Pressure-temperature data indicate a homogenous temperature of *ca.* 800 °C for depths comprised between 10 and 20 km while the upper part of the section shows gradients higher than 80 °C/km. U-Pb dating on zircon and monazite from granulite and migmatite in the lower and upper unit yields the same ages for the initiation and the end of the *HT-LP* event, than began at *ca.* 300 Ma and ended at *ca.* 280 Ma. This study thus evidence a kinked geotherm during a late orogenic *HT-LP* metamorphic event which lasted *ca.* 20 Myr at the Carboniferous-Permian boundary. This, together with the diversity of coeval magmatism and the absence of significant crustal thickening in the pyrenean segment of the Variscan belt confirm an external origin of the late-Variscan thermal anomaly.

1. Introduction

The Variscan orogeny ended by an episode of abundant and various magmatism associated to high temperature – low pressure (*HT-LP*) metamorphism (*e.g.* Henk et al., 2000; O’Brien, 2000; Pin and Vielzeuf, 1983). This late stage of the orogeny is well expressed in the Pyrenees where widespread magmatism and *HT-LP* metamorphism (figure 1.a) are synchronous to a main phase of deformation (the D2 phase) from late Carboniferous to early Permian (Carreras and Debat, 1996a; Cochelin et al., 2017; Debon et al., 1996; Guitard et al., 1996). The singularities of the pyrenean segment of the Variscan belt are the absence of high pressure metamorphism prior to the late *HT-LP* event or significant crustal thickening (Azambre and Guitard, 2001a; Guitard et al., 1996; Saint Blanquat, 1993a). Consequently, the Pyrenees are classically interpreted as a distant foreland during the Devonian to Lower Carboniferous subduction and collision phases which lead to *HP-LT* metamorphism in the internal part of the belt (figure 1.b). Thus, thermal relaxation of a thickened crust cannot explain the thermal anomaly observed in the Pyrenees during late-orogenic stage and a mantle heat source should be considered (Saint Blanquat et al., 1990; Vielzeuf, 1984). Moreover, field relationships showing cross-cutting between contact metamorphism due to magmatism and regional metamorphism suggest that emplacement of magmatic bodies in the upper crust is not a sufficient heat source for the *HT-LP* regional metamorphism. The Pyrenees are therefore a good example to specify the origin and development of *HT-LP* context in a continental crust without over-thickening. While the late-Variscan magmatism is reasonably well-dated at the Carboniferous-Permian limit, the age of the metamorphism remains poorly constrained particularly in the North-Pyrenean massifs where we observe the highest metamorphic grade in the Pyrenees reaching granulitic facies conditions (Delaperrière et al., 1994; Saint Blanquat et al., 1990; Vielzeuf, 1984).

To address the question of the origin, the development and the significance of the late-variscan thermal anomaly, we present new geochronological and petrological data on metamorphic rocks sampled at different structural levels from the deepest exposed granulitic crust to the metasedimentary upper crust in the Saint Barthelemy north-pyrenean massif (figure 1.a). The results are combined with pressure-temperature estimates based on phase equilibrium modelling and Raman Spectroscopy on Carbonaceous Materials (RSCM) thermometry in order to reconstruct Pressure – Temperature – time – deformation paths and the geotherm evolution during the late Variscan *HT-LP* event in the Pyrenees and to discuss the geodynamical context responsible for this thermal anomaly.

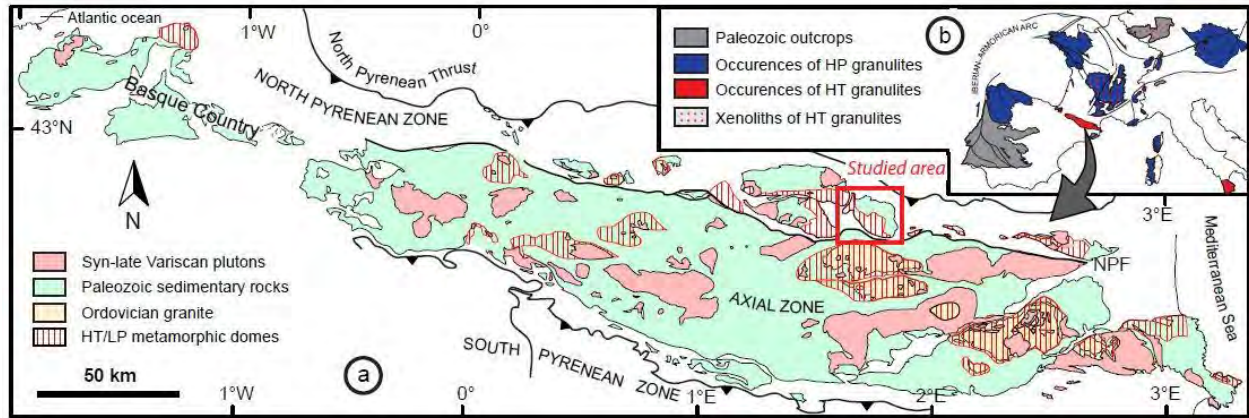


Figure 3.1 : (a) Geological sketch of the Variscan crust of the Pyrenees and location of the Saint Barthelemy massif. NPF, North Pyrenean Fault. (b) Location of the pyrenean segment in Western Europe and main locations of Variscan granulites after Pin and Vielzeuf (1983).

2. Geological setting and structures

2.1. The pyrenean segment in the Variscan orogeny

The Western Europe segment of the variscan belt results from the convergence of Avalonia and Armorica microcontinents with Laurussia and Gondwana (Martínez Catalán, 2011; Matte, 1991a, 2001). During the Devonian, subduction and collision led to the closure of various oceanic domains with associated low temperature – high pressure metamorphism (Bosse et al., 2000; Giacomini et al., 2006; Lotout et al., 2018; Paquette et al., 2017; Pin and Vielzeuf, 1983; Roger and Matte, 2005). During late Carboniferous – early Permian, the Western Europe segment is affected by a high temperature episode characterized by abundant magmatism, high temperature – low pressure metamorphism (*HT–LP*) and widespread partial melting of the crust (Couzinié et al., 2014; Gapais et al., 2015; Henk et al., 2000; O’Brien, 2000).

The pyrenean segment of the variscan belt presents evidences of only moderate thickening (Azambre and Guitard, 2001a; Carreras and Debat, 1996a) and no occurrence of high pressure facies is described. It is thus commonly accepted that the Pyrenees have an external foreland position during the convergence phase of the orogeny (figure 1). However, the pyrenean segment is characterized by the abundance of calc-alkaline plutons intruding the Paleozoic metasedimentary cover and by the presence of several *HT–LP* tectono-metamorphic domes. The magmatism and the *HT–LP* metamorphism are synchronous to a main episode of deformation under an overall dextral transpressive regime (Carreras and Debat, 1996a; Cochelin et al., 2017). Cochelin (2016) describe a partitioning of the deformation between the so-called infrastructure and the superstructure. The infrastructure, corresponding broadly to the metamorphic domes, underwent lateral flow while the metasedimentary cover, representing the superstructure, is

affected by shortening. The plutons emplacement is well dated at *ca.* 300-305 Ma (Denèle et al., 2014; Vacherat et al., 2017) and gives a first constraint on the late Carboniferous to early Permian age of the late orogenic phase in the Pyrenees.

The pyrenean segment is further affected by Cretaceous rifting and Cenozoic collision between the Iberian and European plates. This lead to the present-day partition between the so-called Axial zone and the North-pyrenean zone, separated by the North-pyrenean fault (figure 1a). The mesozoic-cenozoic pyrenean evolution contributed to the exhumation of the granulitic crust, which outcrops in the North-pyrenean zone where it constitutes the North-pyrenean massifs (NPM), and represents the deepest relics of the variscan crust in the Pyrenees.

2.2. The Saint Barthelemy massif

The Saint Barthelemy massif (SBM) is one of the granulitic NPM located in the central Pyrenees (figure 1a). The SBM was structured during the late variscan orogeny (Saint Blanquat, 1989; Vielzeuf, 1984). It is composed of Precambrian to Paleozoic metasediments and magmatic rocks. Two main tectonic contacts structure the massif in three units (figure 2). The first and lower contact is a km-thick west-northwest – east-southeast low-angle shear zone (Passchier, 1982; Saint Blanquat, 1989). Its footwall is the deeper unit of the massif and is composed of partially-melted granulitic to amphibolitic paragneisses mainly derived from Proterozoic pelitic sediments, containing rare marble layers and mafic to intermediate magmatic sills. Its hanging wall is the second unit of the massif, and is made of metatexites, which pass progressively to micaschists upward. A layer a leucogranite sills of various size marks the transition between the migmatite and the micaschists. These latter are composed of metamorphosed lower Paleozoic series. The upper contact of the second unit is the second main tectonic contact, which is a decollement level located within the Silurian black shales. Its hanging wall constitutes the third unit of the massif, made of folded and schistosed Silurian to Permian schists, carbonates, and sandstones (Mangin, 1967). The east and north-east part of this upper contact is marked by a giant talc-chlorite hydrothermal deposit of Mesozoic age (Boutin et al., 2015).

In the granulites, we observe a metasedimentary layering marked by alternating leucocratic (F-Qz-Gt-Sil), alumina (Fd-Qz-Gt-Cd-Bi-Sil), and orthopyroxene (Fd-Qz-Gt-Bi-Opx) layers. Syn to late metamorphic deformation caused recrystallizations (Qz-Fd-Bi) and individualization in clasts of the original minerals. The HT-LP metamorphism was accompanied by partial melting, and the rock keeps the record of partial melt

migration. In some samples, we can observe an early biotite and sillimanite foliation S1 included in garnet and cordierite porphyroblasts. The foliation S2 is better developed and defines a finer gneissic layering upward. It is marked by a well-defined stretching mineral lineation underlined by biotite, prismatic sillimanite alignments and recrystallizations of quartz and feldspar. The orientation of the foliation (figure 2) is N 080-100 on average and dip 20 ° - 30 ° to the north. The main variations are located east of the massif where we observe a north-south virgation, until the extreme east, where it defines an east-west antiform. The orientation of the lineation is independent of these variations of the foliation orientation, and is NNW - SSE throughout the gneiss unit, except in the west where it turn to a more east-west orientation. In the mylonites of the main and subordinated shear zones, the north-northwest – south-southeast lineation could be folded by the last increments of the ductile deformation. The mylonitic foliation S3 (N 110-120, with a 15 ° - 20 ° dip towards the north) is slightly oblique to the foliation of the underlying gneisses and of the overlying migmatites. The general geometry of the foliation in the migmatitic and micaschists unit defines a half-dome with a N 070-080 orientation on its western part, east-west on its northern part, and north-south on its eastern part. The dips are variable (on average 30 °), but always towards the north, north-east or east. The stretching lineation is north-south and underlined by biotite and fibrolite sillimanite clusters. All shear senses are top to the south - southeast in the two basal units. In some places, we can observe late cataclastic shear zones with a more variable orientation, but which always are the expression of a north-northwest – south-southeast extension. (Saint Blanquat, 1989, 1993a).

Initially considered as Precambrian (Zwart, 1954), the age of the HT metamorphic event was interpreted as being Variscan by Vielzeuf (1984), as demonstrated later by U-Pb data on monazite by Delaperrière et al. (1994). The presence of a tectonic contact between the gneiss and the migmatites is known since the work of Zwart (1954). It was successively interpreted as a late Variscan thrust (Carreras et al., 1980; Guchereau, 1975), a shear zone related to the diapiric emplacement of a late Variscan metamorphic dome (Soula, 1982), a lower Cretaceous ductile normal fault (Passchier, 1984), an Albo - Cenomanian detachment (Costa and Maluski, 1988; Paquet and Delay, 1989; Saint Blanquat et al., 1986), and finally as a late-variscan detachment (Saint Blanquat, 1989; Saint Blanquat et al., 1990; Saint Blanquat, 1993a).

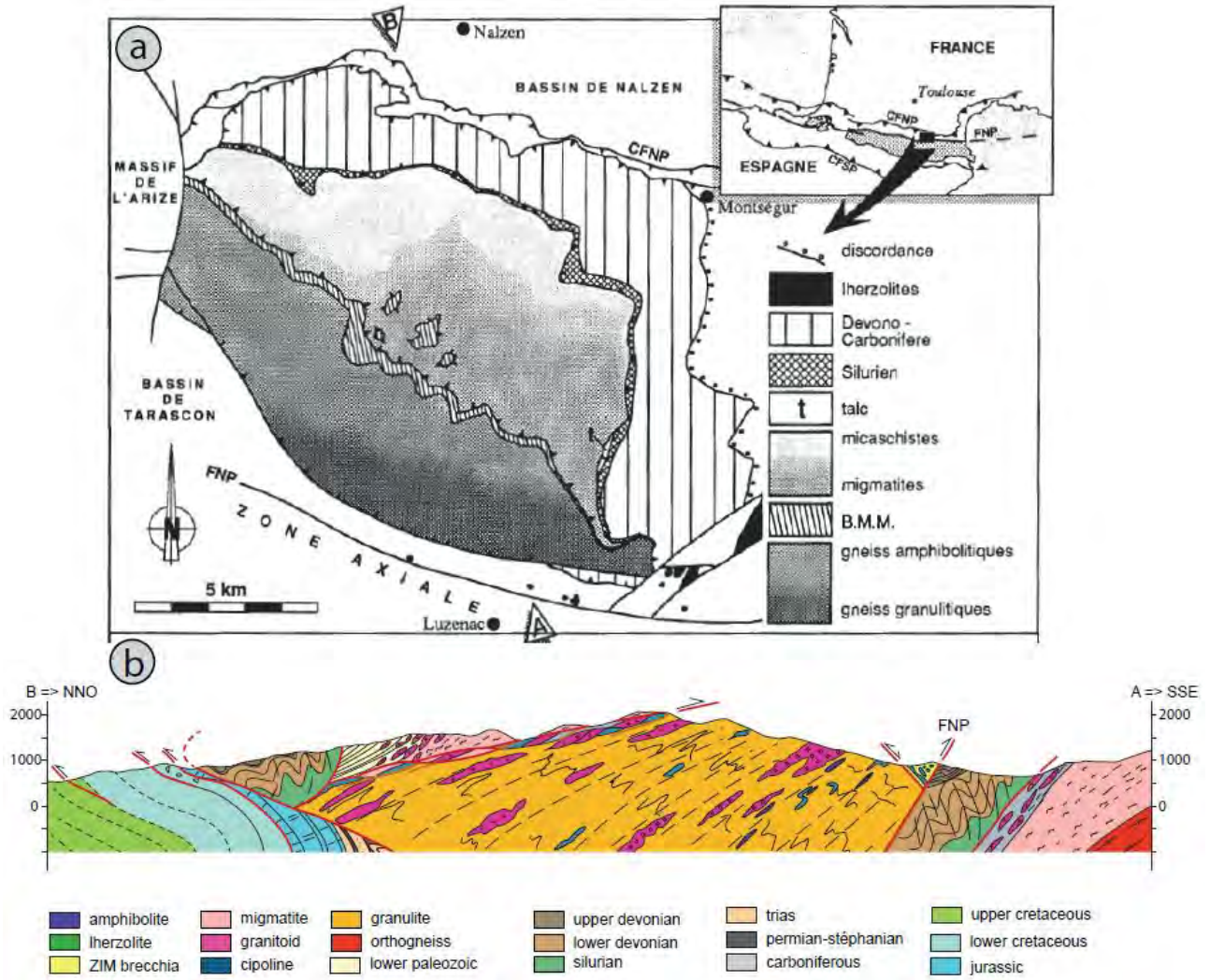


Figure 3.2 : (a) Geological map of the Saint Barthelemy massif from Saint Blanquat et al. (1990); (b) North-south cross section of the Saint Barthelemy.

3. Methods

3.1. Chemical analyses

Whole-rock samples have been cleaned from any weathered material, crushed in a jaw crusher and disc mill and finally in an agate mortar to obtain fine powder suitable for chemical analysis. Major and trace elements analyses were performed by ICP-OES and ICP-MS respectively at the SARM, Nancy (Carignan et al., 2001).

Mineral compositions are measured at the Centre de Microcaractérisation Raimond Castaing (Toulouse University), with a CAMECA SX-Five electron micro-probe. The operating conditions were: accelerating

voltage 15 kV; beam current 20 nA; analysed surface is around $2 \times 2 \mu\text{m}^2$. The following standards were used: periclase (Mg), corundum (Al), sanidine (K), wollastonite (Si, Ca), pyrophanite (Ti, Mn), hematite (Fe), albite (Na), topaze (F), tugtupite (Cl), BaSO_4 (Ba) and Cr_2O_3 (Cr).

3.2. *P-T* pseudosections

Pressure-temperature pseudosections are calculated using *Perple_X* software (Connolly, 2009). The pseudosections have been drawn in the NCKFMASH system with the thermodynamic dataset of Holland and Powell (1998). Solid solution models for garnet, melt, staurolite and cordierite are after Holland and Powell (1998), mica from Coggon and Holland (2002) and Auzanneau et al. (2010). Felspars models are a combination of Newton et al. (1980), Waldbaum and Thompson (1968), Fuhrman et al. (1988) and Benisek et al. (2010). Biotite model is from Tajčmanová et al. (2009). To better constrain the *P-T* conditions, isopleths are drawn for mineral compositions.

3.3. Raman spectroscopy of carbonaceous materials

In the metasedimentary cover of the SBM, Raman spectroscopy of carbonaceous materials (RSCM) is used to estimate the maximum temperature undergone by the lower Paleozoic metapelites (Beyssac et al., 2002; Delchini et al., 2016; Lahfid et al., 2010). Raman analyses were performed at the BRGM, Orléans, using a Renishaw inVia Reflex system with argon-ion laser source excitation of 514.5 nm. The laser beam is focused with power of around 0.5 mW at the surface of the thin section through a Leica DM2500 microscope using a x100 lens. The spectrometer was calibrated using the 520.5 cm^{-1} line of a silicon standard. The signal obtained after elimination of Rayleigh diffusion using edge filters was dispersed using a grating with $1800 \text{ lines.mm}^{-1}$ before being analysed by a deep depletion CCD detector (1024×256 pixels). About 20 Raman spectra of carbonaceous particles were recorded to check data consistency.

3.4. U-Pb geochronology

A standard mineral separation procedure has been applied to concentrate zircon and monazite using facilities at Géosciences Environnement Toulouse laboratory. Samples were crushed using jaw crusher and disc mill. The powder fraction $<400 \mu\text{m}$ was kept for mineral separation. Heavy minerals were concentrated using Wilfley table and heavy liquids (tetrabromoethane and diiodomethane). An isodynamic Frantz separator was used to isolate non-magnetic minerals. Zircon crystals were thereafter handpicked

under a binocular microscope in the non-magnetic fraction while monazite crystals were selected from the magnetic fraction. Grains were embedded in epoxy mount and polished to an equatorial crystal section. A hundred grains of monazites were imaged by Back-Scattered Electron using a SEM Jeol JSM 6360LV at the Géosciences Environnement Toulouse laboratory in order to distinguish the compositional zoning. About 100 to 150 zircons were imaged by cathodoluminescence (CL) using a CAMECA SF-Five at the Centre de Microcaractérisation Raimond Castaing (Toulouse University). Zircon grains which present an overgrowth rims in CL images were selected in order to date the age of the partial melting in the migmatites and the HT-LP metamorphism in the granulitic paragneiss. U-Pb analyses were conducted by LA-ICP-MS at Géosciences Rennes using a ESI NWR193UC excimer laser coupled to a quadripole Agilent 7700x ICP-MS. The instrumental conditions and data processing are reported in table 1 and the procedure follows Ballouard et al. (2015). Ages were calculated with Isoplot Visual Basic Excel Add-In (Ludwig, 2012).

Table 3.1: Operating conditions for LA-ICP-MS equipment

Laser ablation system	
Make, Model & type	ESI NWR193UC, Excimer
Ablation cell	ESI NWR TwoVol2
Laser wavelength	193 nm
Pulse width	< 5 ns
Fluence	6 J/cm ² (Zrn), 7 J/cm ² (Mnz)
Repetition rate	3 Hz (Zrn) and 2Hz (Mnz)
Spot size	20-50 µm (Zrn) and 10 µm (Mnz)
Sampling mode / pattern	Single spot
Carrier gas	100% He, Ar make-up gas and N ₂ (3 ml/mn) combined using in-house smoothing device
Background collection	20 seconds
Ablation duration	60 seconds
Wash-out delay	15 seconds
Cell carrier gas flow (He)	0.75 l/min
ICP-MS Instrument	
Make, Model & type	Agilent 7700x, Q-ICP-MS
Sample introduction	Via conventional tubing
RF power	1350W
Sampler, skimmer cones	Ni
Extraction lenses	X type
Make-up gas flow (Ar)	0.85 l/min
Detection system	Single collector secondary electron multiplier
Data acquisition protocol	Time-resolved analysis
Scanning mode	Peak hopping, one point per peak
Detector mode	Pulse counting, dead time correction applied, and analog mode when signal intensity > ~ 10 ⁶ cps
Masses measured	²⁰⁴ (Hg + Pb), ²⁰⁶ Pb, ²⁰⁷ Pb, ²⁰⁸ Pb, ²³² Th, ²³⁸ U
Integration time per peak	10-30 ms
Sensitivity / Efficiency	28000 cps/ppm Pb (50µm, 10Hz)

Data Processing	
Gas blank	20 seconds on-peak
Calibration strategy	GJ1 zircon and Moacir Monazite standards used as primary reference material, Plešovice (Zrn) and Manangoutry (Mnz) used as secondary reference material (quality control)
Common-Pb correction, composition and uncertainty	No common-Pb correction
Reference Material info	GJ1 (Jackson et al., 2004) Moacir (Gasquet et al., 2010) Plešovice (Slama et al., 2008) Manangoutry (Paquette and Tiepolo, 2007)
Data processing package used	GLITTER ® (van Achterbergh et al., 2001)
Quality control / Validation	Plešovice: June 2015: 337.5 ± 1.2 Ma (N=40; MSWD=0.24) Nov-Dec 2015: 337.32 ± 0.97 Ma (N=68 ; MSWD=0.84) January 2017: 337.3 ± 1.0 Ma (N=68 ; MSWD=0.51) Manangoutry: 555 ± 4.3 Ma (N=15 ; MSWD=1.6)

3.5. Sm-Nd geochronology

The same mineral separation procedure as for U-Pb geochronology was applied to concentrate garnet and biotite in the heavy and magnetic fraction. For sample 14BL05, dark and light layers are mechanically separated using a saw to date separately the two garnet types (see sample description) Dark and light layers correspond respectively to sample 14BL05a and b. Minerals were handpicked under a binocular microscope. Attention was paid to select grains free of inclusions in particular to avoid contamination of the sample by monazite or zircon inclusions. About 300 mg of crystals is collected. Samples were dissolved by acid attack following the procedure described in the annexe B (Yokoyama et al., 1999). An initial leaching procedure was applied (Annexe B) to dissolve phosphate inclusions in garnet powder. Sm and Nd were separated using chromatographic columns (Annexe B). Sm-Nd analyses were performed at Géosciences Environnement Toulouse using a Thermo Scientific™ Triton thermal ionisation mass spectrometer. Ages and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ initial ratios were calculated with help of Isoplot Visual Basic Excel Add-In (Ludwig, 2012).

3.6. Trace element chemistry in garnet and zircon

In situ trace element analyses in garnet and zircon were performed at the Géosciences Environnement Toulouse using a femtosecond laser (NWR femto UC) coupled with an Element HR-ICP-MS. A laser fluence of about 2.5 J/cm^2 was applied during the measurements with a repetition rate of 25 Hz and 10 Hz for

zircon and garnet respectively. Analyses of zircon were conducted on the sections of separated grains used for U-Pb dating. Analytical scheme for zircon comprised 20 s of blank and 40 s of ablation with a spot size of 20 μm . Analyses of garnet were conducted in thin-section with a beam size of 45 μm , 25 s of blank and 30 s of ablation. The primary standard used for normalization is the NIST612, BHVO2 glass served as the secondary standard for quality control. Data reduction was carried out using SILLS program running on Matlab software (Guillong et al., 2008). REE analysis are normalized to the chondrite using values from Boynton (1984). Spectra are plotted using GCDkit software (Janoušek et al., 2006).

4. Results

4.1. Petrography

Samples representative of the different facies were collected along a north-south cross-section (figure 2, table 2 and 3). Three samples were collected in the southern part of the massif below the main mylonitic band, one migmatite was collected just above, and 6 samples were collected along a south-north section in the northern part of the SBM from the micaschists to the Devonian sediments.

Sample 14BL05 corresponds to an orthopyroxene-garnet bearing migmatitic paragneiss outcropping in the southernmost part of the section (figure 2). The sample is a heterogeneous medium-grained granulitic gneiss dominated by quartz, plagioclase, K-feldspar, biotite, garnet, orthopyroxene with minor ilmenite, zircon, monazite and sulfides. It is composed of dark layers (corresponding to sample 14BL05a), rich in biotite and garnet, and light layers (14BL05b), rich in quartz, feldspar and orthopyroxene, interpreted as leucosomes (figure 3a). Garnet occurs in two textural positions. In dark layers, crystals are small and subhedral (up to 1 mm), with rare zircon or monazite inclusions. A light retrograde zoning is measured at garnet rim in contact with biotite. In light layers, garnet crystals are anhedral, fractured and with a size up to 5 mm in diameter. They contain lots of oriented biotite inclusions. Two generations of biotite are observed: early biotite as inclusion in garnet and late retrograde biotite in the pressure shadows of garnet. Inclusions of early biotite records the S1 foliation while the S2 foliation, which corresponds to the main regional deformation phase, is synchronous to late with respect to the granulitic assemblage. We observe locally S3 shear bands cross-cutting the S2 foliation.

Sample 14BL12 is a sillimanite-garnet bearing paragneiss (figure 3b). It was collected in the same area as sample 14BL05, in the southern part of the massif. But it corresponds to a more aluminous facies. The sample is composed of sillimanite, garnet, quartz, plagioclase, K-feldspar, rare biotite and rare cordierite

together with minor ilmenite, monazite and zircon. Garnet crystals are anhedral with heterogeneous size up to one centimeter (figure 4a, b & c). They are extremely rich in sillimanite inclusions which are oriented along a S2 foliation (figure 4c). Garnet porphyroblasts are embedded in a S2 foliation, which corresponds to the main macroscopic foliation and is partly retrogressive. The sample is affected by S3 shear bands. Garnet crystals are homogeneous, except with a slight zonation close to the border in contact with retrograde biotite ($X_{\text{Mg}}\text{-Bt} = 0.42 \pm 0.02$). The sample contains abundant prismatic sillimanite. Sillimanite crystals underline both the S2 and S3 foliations. The dominant paragenesis contains garnet, plagioclase, sillimanite and quartz. The grossular content of garnet core is 0.62 ± 0.02 , whereas the almandine content is 0.61 ± 0.02 . The almandine content increases up to 0.74 ± 0.02 at garnet rim and in small garnet grains in the S3 shear band (figure 4a & b) due to retrograde diffusion. The anorthite content in plagioclase is 0.55 ± 0.05 .

Sample 14BL14 is an augen orthogneiss (figure 4d) outcropping in the southeast of the Saint Barthélémy massif. It is in a structural level which corresponds roughly to the middle of the lower unit. It is composed of quartz, plagioclase, K-feldspar, garnet, sillimanite, biotite and minor zircon, monazite, xenotime, magnetite. The orthogneiss contains porphyritic K-feldspar. Garnet appears as inclusion free, subhedral crystals with a size comprised between 500 μm to 1 mm. Garnet composition is homogeneous with slight zoning close to the biotite shadow formed by the foliation (figure 4e). The sample is affected by the S2 regional deformation which affects the porphyritic feldspars and was synchronous to late compare with garnet growth.

Sample 14BL15 correspond to a migmatite close to the MMB in the eastern part of the massif. The outcrop is constituted of leucosome, melanosome and mesosome (figure 3c & d) and affected by the S2 foliation. The migmatite mesosome is composed of quartz, plagioclase, K-feldspar, biotite, cordierite, sillimanite and rare garnet as major constituents (figure 4f & g) and zircon, monazite and oxide as minors. The stable assemblage is cordierite-biotite $\pm$ garnet. We observe some patches of early sillimanite crystals (figure 4g). The mean X_{Mg} are respectively of 0.53 ± 0.02 and 0.37 ± 0.02 for cordierite and biotite. Textural relationships suggest that the partial melting reaction is $\text{Bt} + \text{Sil} + \text{Pl} + \text{Qtz} = \text{Crd} + \text{Kfd} + \text{melt}$.

Samples 16BL94, 16BL97 and 16BL100 are micaschists from the upper part of the SBM. Those micaschists are deformed by the main foliation S2. Moreover, we locally observed evidences of a S1 foliation (figure 3e), prior to the *HT-LP* mineral assemblages (biotite and aluminosilicate). Micaschist 16BL97 was sampled closed to the partial melting isograd. The mineralogy is quartz, feldspar, biotite, sillimanite, and minor oxide and there is evidence of altered cordierites. Sample 16BL94 is located in the andalusite zone, close

to the sillimanite zone. It is composed of quartz, feldspar, biotite, muscovite, andalusite and staurolite, with minor oxide. We noticed that staurolite grains appear as porphyroclasts (figure 3f) or as inclusions in the andalusite (figure 4h). They thus belong to an early paragenesis, prior to the paroxysm of the *HT-BP* metamorphism and the S2 foliation characterized by the presence of andalusite. Micaschist 16BL100 outcrops in the biotite zone at the limit with andalusite zone. It is mainly constituted of quartz, feldspar, biotite, muscovite, andalusite and staurolite porphyroclasts.

Sample 16BL103 is a Silurian schist. It outcrops above the micaschist unit. It is extremely rich in carbonaceous material and affected by the S2 foliation. Samples 16BL104 and 16BL105 are two Devonian limestones located in the northern part of the cross-section. Sample 16BL104 outcrops near the Silurian-Devonian contact while sample 16BL105 is located closer to the Carboniferous series. They are deformed by the regional S2 foliation and show calcite recrystallization.

Rock type Sample name	Paragneiss 14BL05	Paragneiss 14BL12	Orthogneiss 14BL14	Migmatite 14BL15	Micaschiste 16BL97	Micaschiste 16BL94
Latitude (°)	42.79840	42.78913	42.78604	42.79619	42.84524	42.85163
Longitude (°)	1.72409	1.743517	1.77895	1.78956	1.71511	1.71716
SiO ₂ / wt%	68.32	52.48	74.18	65.18	67.36	60.92
Al ₂ O ₃	14.28	23.09	12.82	15.42	17.58	21.08
Fe ₂ O _{3 tot}	4.33	11.66	2.14	5.23	5.96	6.19
MnO	0.03	0.16	0.03	0.06	0.05	0.05
MgO	2.27	3.65	0.39	2.53	2.34	2.17
CaO	2.52	1.17	0.83	2.44	0.19	0.54
Na ₂ O	4.22	1.18	2.54	3.07	0.17	1.19
K ₂ O	1.59	3.18	5.13	2.24	2.46	3.56
TiO ₂	0.69	1.42	0.23	0.95	0.66	0.93
P ₂ O ₅	0.12	0.08	0.19	0.15	0.27	
L.O.I.	0.40	0.68	0.58	1.58	2.97	3.30
Total	98.8	98.7	99.1	98.8	100.0	99.9

Table 3.2: Location and whole rock composition of samples from the Saint Barthelemy massif used for phase petrology modelling.

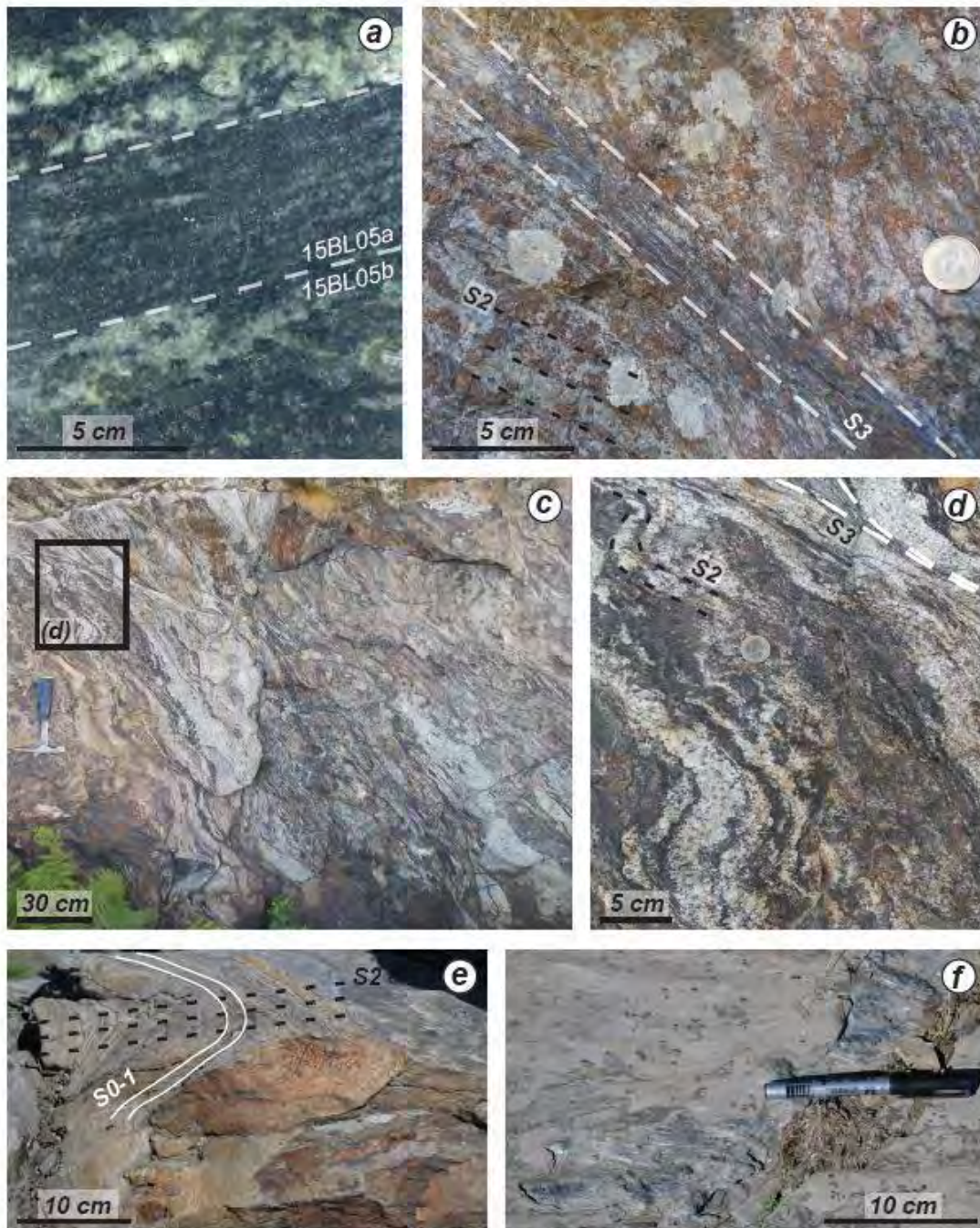


Figure 3.3 : Field photographs from the Saint Barthelemy massif illustrating the main lithologies and structures. (a) Opx-bearing granulitic paragneiss 15BL05 showing dark and light layers described in the test. (b) Sillimanite-bearing granulite 14BL12 affected by S_2 and S_3 deformation. (c) Outcrop conditions for sample 14BL15 showing partially molten metasediments with leucosomes. (d) Close-view of the 14BL15 location illustrating the deformation phases. (e) Outcrop conditions for sample 14BL94, showing S_{0-1} schistosity and S_2 schistosity in micaschists (f) Micaschist 14BL100 with andalusite porphyroblasts and staurolite porphyroclasts.

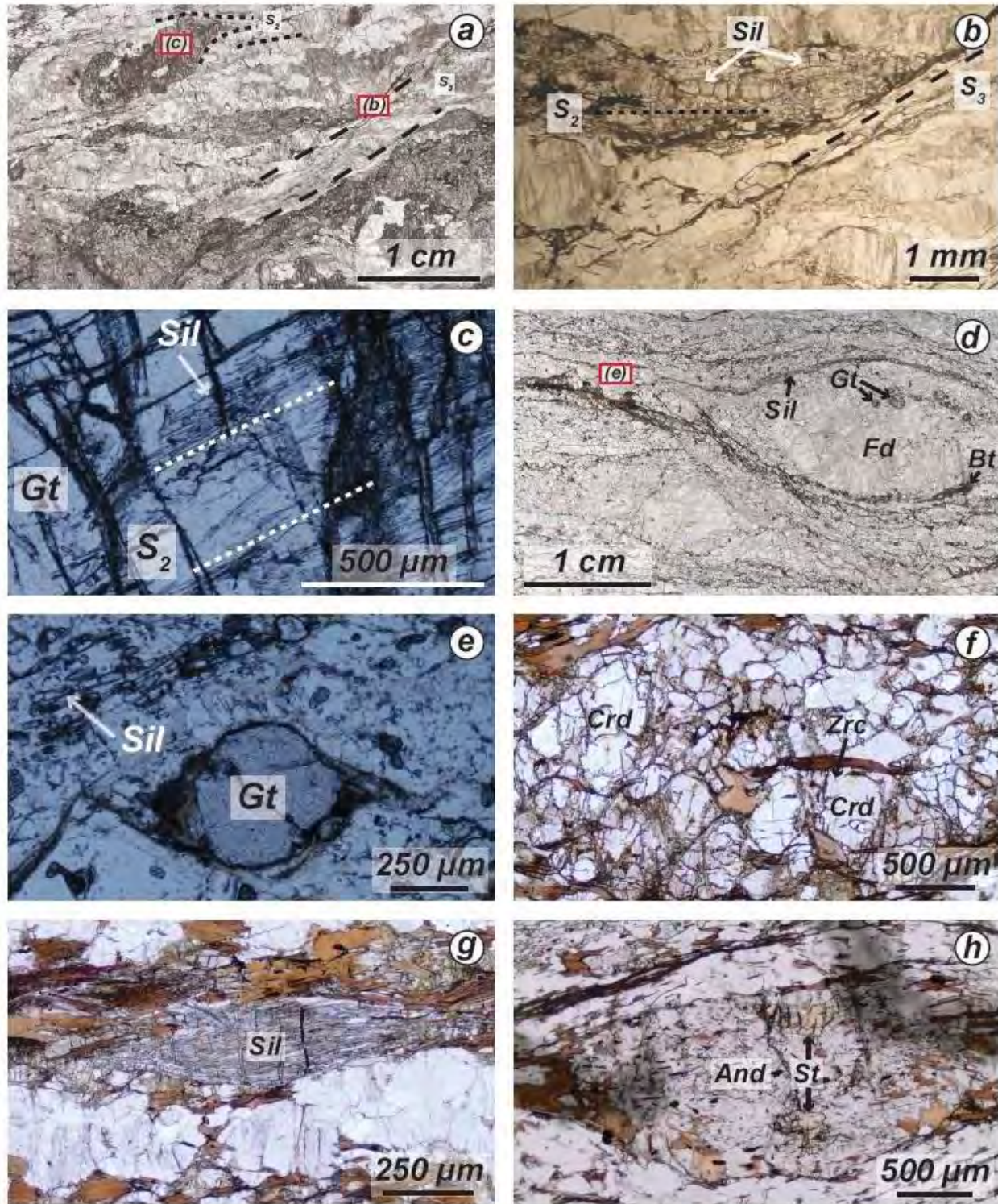


Figure 3.4: Microphotographs illustrating mineralogy and deformation of (a), (b) & (c) granulite 14BL12; (d) & (e) orthogneiss 14BL14; (f) & (g) migmatite 14BL15; (h) micaschist 16BL94.

4.2. Pressure-temperature conditions

Pressure-temperature evolution has been estimated through thermodynamic modelling for four samples using the whole-rock composition given in Table 1. The corresponding pseudosections are presented in figure 5.

The granulite facies assemblage of sample 14BL12 comprises garnet, sillimanite, plagioclase, K-feldspar, quartz, melt and $\pm$ biotite. The low abundance of hydrous minerals as well as the low LOI value suggest that the sample underwent a first melting episode prior to the temperature peak leading to the dehydration of the gneiss. Moreover, the H₂O and O₂ contents have low influences on the *PT* conditions corresponding to the melting reaction by biotite dehydration. The stability field for the equilibrium assemblage of sample 14BL12 in the pseudosection (figure 5a) is located at temperatures and pressures comprised between 800–850 °C and 6–8 kbar. The partitioning of calcium in the garnet – plagioclase – sillimanite – quartz system provides a pressure estimates of 6.5 ± 0.5 kbar. Partitioning of Mg and Fe in garnet core and biotite indicates a maximal temperature of 825 ± 25 °C. Almandine increase at garnet rims and in small garnet grains in shear bands indicate a decompression from the peak condition toward 4 kbar and 600 °C. The abundance of prismatic sillimanite and few cordierite within the retrograde foliation also suggest that the *PT* path follow the limit of the field corresponding to the sillimanite destabilization and cordierite apparition.

A garnet, sillimanite, plagioclase, K-feldspar, quartz, biotite and melt paragenesis is observed in orthogneiss (14BL14), with local occurrence of cordierite. On the pseudosection (figure 5b), this assemblage is stable at *PT* conditions of 5 ± 0.5 kbar and 800 ± 50 °C.

The main paragenesis of sample 14BL15 is quartz, plagioclase, k-feldspar, biotite, cordierite and rare garnet. Its stability field corresponds to a pressure-temperature range of 1.5-5 kbar (figure 5c). The relative abundance of cordierite and garnet allows to better estimate the pressure at about 3 ± 0.5 kbar. The X_{Mg} of biotite and cordierite further indicates a temperature of 800 ± 25 °C (figure 5c). The presence of early sillimanite patches appears as remnant of the prograde path.

The pseudosection for sample 16BL94 is taken as representative of the three micaschist samples. The temperature peak assemblage of micaschist 16BL94 comprises biotite, andalusite, plagioclase, muscovite and quartz. It is stable at 500 – 600 °C and 1.5 to 3 kbar. The proximity of the sample location with the sillimanite isograd tends toward the high temperature limit of the stability field. The preservation of staurolite porphyroclasts indicates *PT* conditions of >400 °C and > 2.5 kbar corresponding to a prograde

path. Sample 16BL97 is comprised between the andalusite – sillimanite reaction and the partial melting reaction. This gives PT conditions of 2.5 ± 0.5 kbar and about 600-650 °C (figure 5d).

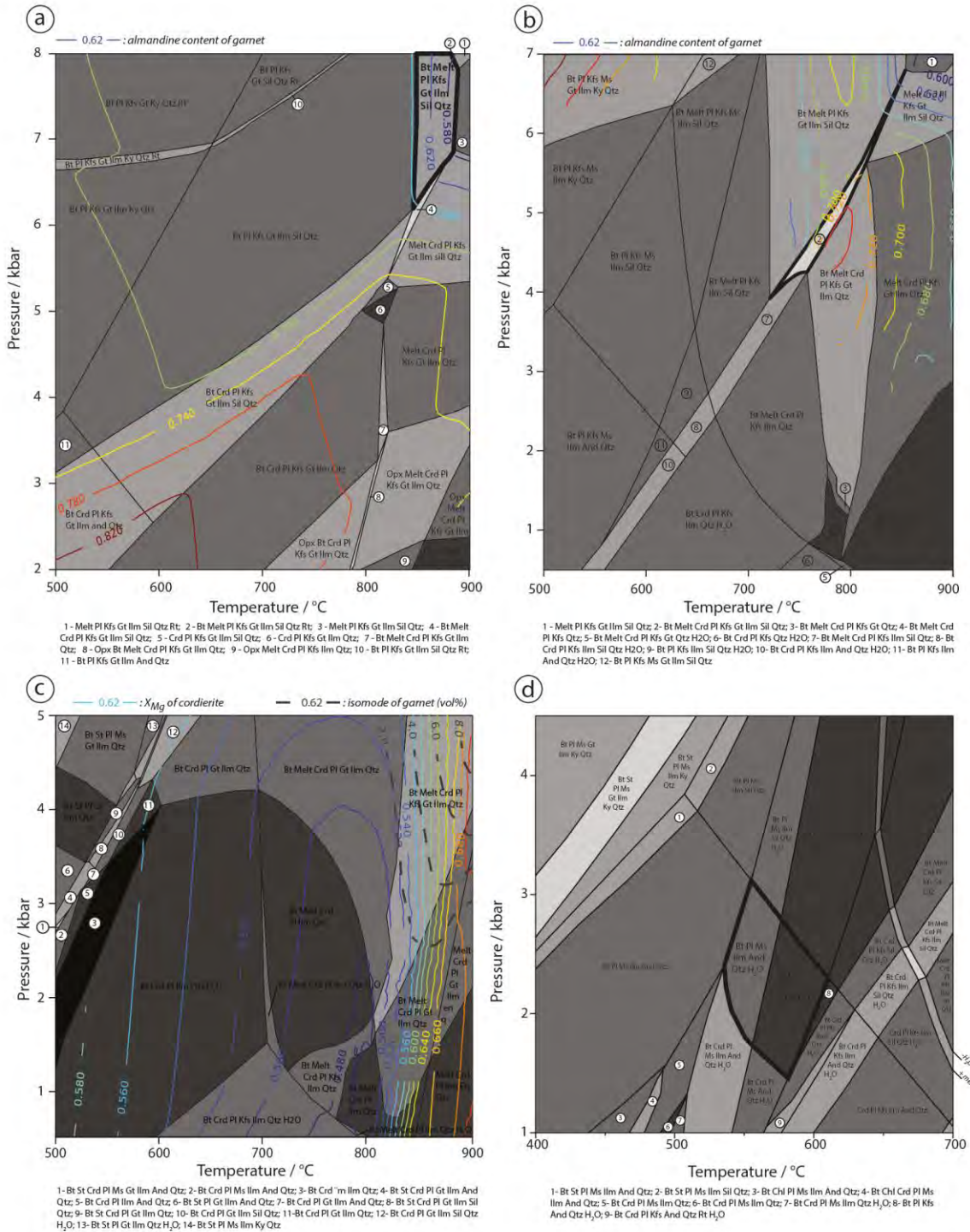


Figure 3.5: Pseudosections of (a) granulitic paragneiss 14B12, (b) orthogneiss 14BL14, (c) migmatite 14BL15 and (d) micaschist 16BL94.

4.3. Raman spectroscopy of carbonaceous materials (RSCM)

RSCM analyses has been performed along a north-south cross section from the Devonian sediment to the Cambrian micaschist in order to quantify the evolution of the temperature observed in the uppermost part of the massif. Results are presented in table 3. We observe a strong decrease of the RSCM temperature from the Cambrian to the Devonian metasediments. Indeed, maximal temperature recorded in the upper unit of the SBM decreases from more than 600 °C in micaschist 16BL92 to 381 ± 19 °C in schist 16BL105 in less than 4 km in the NS section. This corresponds to a local gradient of about 60 – 70 °C/km.

The spectra obtained on sample 16BL92 do not present default band. This means that the maximal temperature for this sample was close to the upper limit of the calibration, which corresponds to the formation of pure graphite. This indicates a temperature higher than 600 °C, which is compatible with the temperature estimate obtained from phase equilibrium modelling on the micachist sample 16BL94 (600-650°C).

Samples	Lithology	Coordonates		# spectra	# used	R2		RSCM temperature		
		lat.	long.			Average	SD	Average	SD	SE
16BL92	micaschist	42.854	1.716	20	18	<i>Temperature higher than 600-650 °C</i>				
16BL100	micaschist	42.860	1.704	22	21	0.173	0.070	564	31	7
16BL101	micaschist	42.863	1.704	20	19	0.159	0.047	570	21	5
16BL103	Silurian schist	42.875	1.703	20	20	0.196	0.061	554	27	6
16BL104	Devonian schist	42.881	1.697	20	20	0.431	0.056	449	25	6
16BL105	Devonian schist	42.888	1.697	20	20	0.583	0.043	381	19	4

Table 3.3: Sample location and peak temperatures obtained by RSCM. SD: standard deviation, SE: standard error, RSCM: Raman Spectroscopy of Carbonaceous Material, R2: Raman parameter from Beyssac et al. (2002) used to estimate paleotemperatures.

4.4. U-Pb geochronology

U-Pb data and cathodoluminescence (CL) images are presented in table 4 & 5 and *figure 6 & 7*. Data have been plotted in the inverse concordia diagram of Tera-Wasserburg and in the Wetherill concordia diagram for zircon grains and monazite grains respectively.

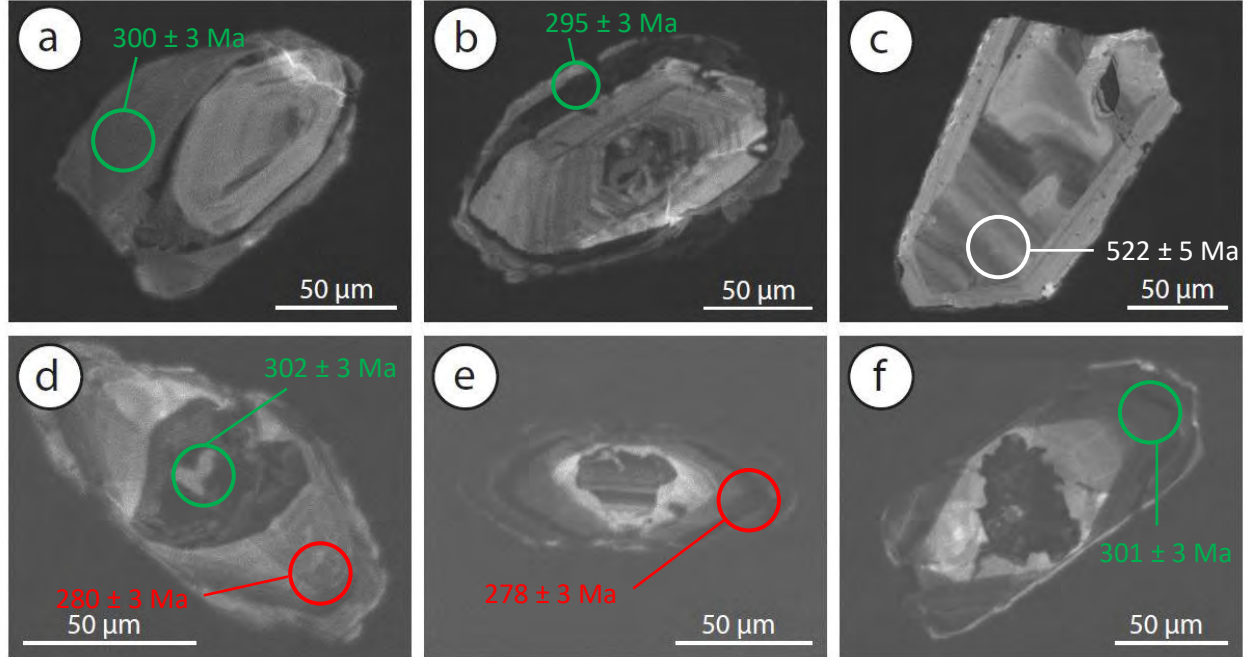


Figure 3.6 : Cathodoluminescence images of zircon grains from the Saint Barthelemy. (a) Granulite 14BL05; (b) & (c) Orthogneiss 14BL14; (d), (e) & (f) Migmatite 14BL15.

- Zircon datings

In granulite sample 14BL05, zircon grains are colorless and rounded. They often present a distinct core with oscillatory zoning surrounded by a homogeneous rim in CL images (figure 6a). The distribution of the core ages varies from 2.4 Ga to 500 Ma with a peak of concordant ages around 540 Ma. Eleven analysis of homogenous rims were thick enough to be analyzed and yield a concordant date of 301 ± 2 Ma (figure 7a).

Zircon crystals found in the orthogneiss 14BL14 are colorless and euhedral with sharp concentric zoning. Some crystals present thin overgrowth (figure 6 b & c). Thirty analyzes yield a concordia age of 522 ± 2 Ma except three thin overgrowths that yield a date at about 296 ± 4 Ma (figure 7b).

The zircon grains of the migmatite leucosome (14BL15) are euhedral and elongated. They present a distinct small and rounded core surrounded by a dark or light overgrowth (figure 6 d, e & f). The age distribution in the core varies from 1.8 Ga to 430 Ma. The overgrowths yield two different concordant ages. Fifteen

rims yield a date of 301 ± 2 Ma and 11 rims yield a date of 281 ± 2 Ma. One zircon grain yield an age for its core at 301 ± 3 Ma and for its rim at 278 ± 3 Ma (figure 7c).

- Monazite datings

The monazite grains of the granulite (14BL05) present different zoning patterns in BSE images. Concentric and patchy zonings are both observed as well as the presence of a distinct core surrounded by a homogeneous rim in some crystals. Data yield two concordant dates at 300 ± 4.1 Ma and 281 ± 2.1 Ma (figure 7d). No link between the zoning pattern and the age can be established.

Monazite crystals found in the orthogneiss (14BL14) are mostly homogeneous in BSE images. Few grains present slight concentric zoning. All data are concordant and yield a date of 280 ± 1.9 Ma (figure 7e).

BSE images of the migmatite (14BL15) are heterogeneous. Patchy and concentric zoning pattern as well as homogeneous crystals are observed. One concordant analysis plots with a $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 299 ± 3.6 Ma, while the others analyses give a concordant date of 280 ± 1.7 Ma (figure 7f).

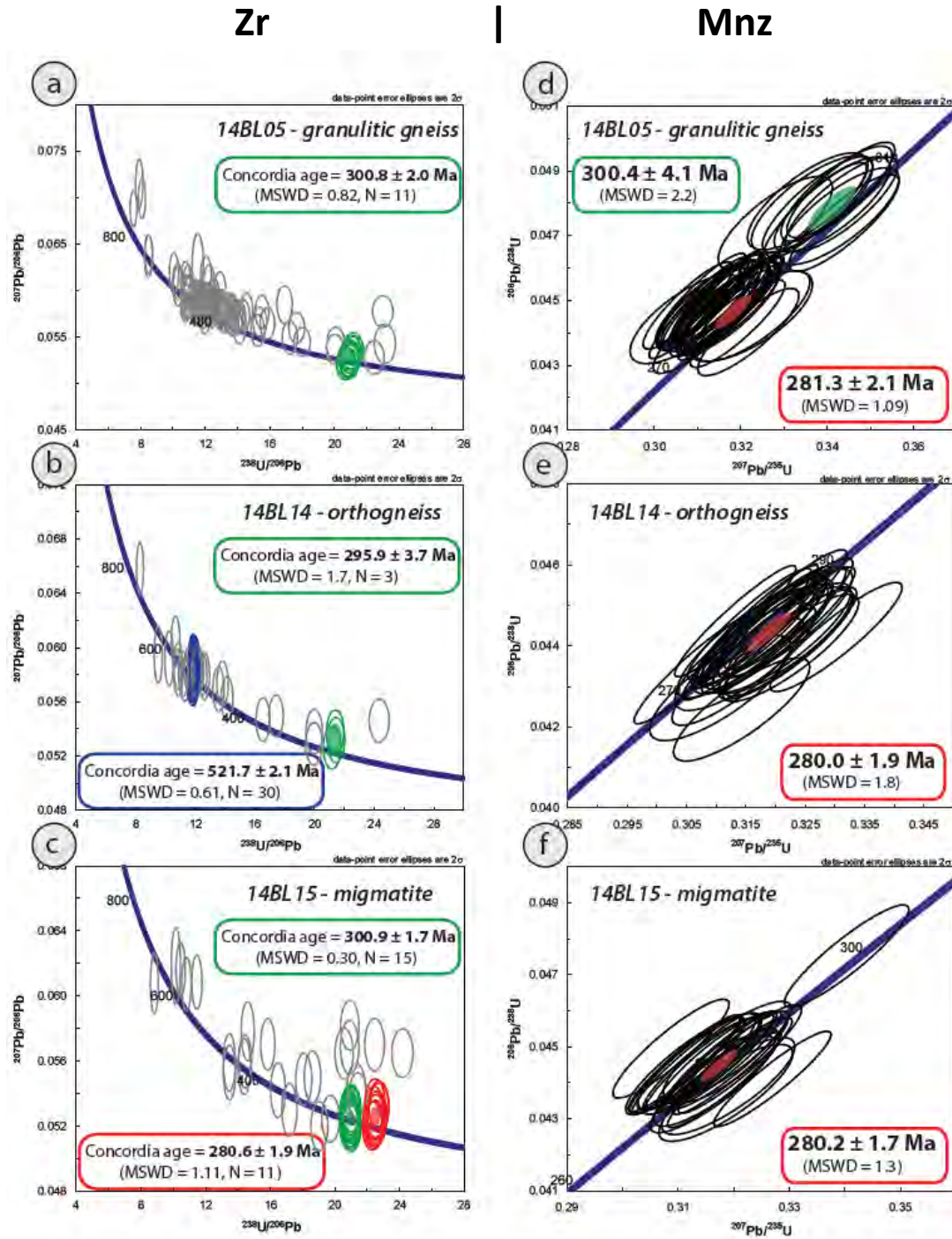


Figure 3.7: Diagrams showing results of U-Pb dating on zircon and monazite.

Table 3.4: LA-ICPMS data for zircon grains from the granulite 14BL05, the orthogneiss 14BL14 and the migmatite 14BL15 of the Saint Barthelemy.

Sample	Content (ppm)			Isotope ratios				Ages (Ma)					
	Pb	U	Th/U	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ
5010615	30.7	320.9	0.38	10.7968	1.1661	0.0582	1.1332	565	5	571	6	538	25
6010615	42.5	768.3	0.22	17.9986	1.1519	0.0545	1.1374	354	4	349	4	392	25
7010615	54.7	819.0	0.03	13.6780	1.1626	0.0567	1.1109	459	5	455	5	480	24
8010615	32.6	392.7	0.14	11.4090	1.1637	0.0583	1.1319	542	5	542	6	541	25
9010615	21.7	269.8	0.47	13.0976	1.1657	0.0580	1.2250	484	5	474	5	528	27
10010615	24.1	282.9	0.31	11.7412	1.1624	0.0593	1.1967	537	6	527	6	579	26
11010615	19.8	290.4	0.22	14.3431	1.1618	0.0573	1.2212	446	5	435	5	503	27
12010615	24.4	306.7	0.14	11.8708	1.1515	0.0577	1.1791	521	5	521	6	517	26
13010615	8.1	64.7	0.51	8.4882	1.1714	0.0637	1.4445	721	8	718	8	731	30
14010615	34.0	416.6	0.06	11.3869	1.1501	0.0585	1.1290	543	5	543	6	547	25
18010615	18.7	200.4	0.30	10.7782	1.1640	0.0612	1.3246	587	6	572	6	645	28
19010615	18.9	227.2	0.24	11.8455	1.1490	0.0588	1.2409	530	6	522	6	561	27
20010615	30.7	351.4	0.41	11.8554	1.1500	0.0589	1.1878	530	5	522	6	565	26
21010615	24.3	293.0	0.09	11.3895	1.1503	0.0585	1.1964	544	5	543	6	549	26
22010615	16.8	188.8	0.35	11.4443	1.1559	0.0594	1.2456	548	6	540	6	582	27
23010615	18.4	208.8	0.13	10.8413	1.1492	0.0588	1.2759	567	6	569	6	559	27
24010615	46.4	595.6	0.04	11.9474	1.1470	0.0588	1.1393	526	5	518	6	560	25
25010615	18.3	199.7	0.27	10.9806	1.1530	0.0598	1.2548	569	6	562	6	595	27
26010615	10.0	116.0	0.37	12.0525	1.1691	0.0615	1.4464	541	6	514	6	658	31
27010615	28.9	352.4	0.07	11.5022	1.1502	0.0589	1.1876	543	5	537	6	565	26
31010615	18.7	224.6	0.29	12.2399	1.1506	0.0609	1.2640	531	6	506	6	637	27
32010615	48.0	584.5	0.05	11.4286	1.1429	0.0589	1.1725	545	5	541	6	562	25
33010615	32.4	333.5	0.42	10.8826	1.1427	0.0599	1.2179	574	6	567	6	602	26
34010615	24.1	290.3	0.09	11.4377	1.1438	0.0583	1.2346	541	6	540	6	541	28
35010615	42.9	620.1	0.05	13.6295	1.1449	0.0577	1.1950	467	5	456	5	520	26
36010615	72.3	1639.1	0.01	20.9468	1.1311	0.0526	1.1778	302	3	301	3	313	27
37010615	39.0	449.1	0.06	10.8731	1.1417	0.0590	1.2205	567	6	567	6	567	27
38010615	28.7	640.5	0.02	20.6911	1.1380	0.0520	1.2683	302	4	304	3	287	29

(Table 4)

14BL05	Pb	U	Th/U	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ
39010615	29.8	678.0	0.02	21.1551	1.1424	0.0537	1.3212	305	4	298	3	360	30
40010615	29.1	362.4	0.06	11.7938	1.1440	0.0591	1.2690	533	6	525	6	571	28
5010615	27.1	416.6	0.08	14.5476	1.1202	0.0580	1.1895	445	5	429	5	530	26
6010615	18.6	298.2	0.14	15.5111	1.1168	0.0577	1.2474	421	5	403	4	519	27
7010615	23.5	533.8	0.02	20.9293	1.1093	0.0522	1.2270	300	3	301	3	293	28
8010615	33.8	433.0	0.02	11.9005	1.1186	0.0591	1.1675	530	5	520	6	571	24
9010615	23.3	504.2	0.02	20.0321	1.1218	0.0537	1.2293	319	4	314	3	358	27
10010615	15.8	182.7	0.29	11.6104	1.1262	0.0588	1.2746	538	6	533	6	561	28
11010615	13.3	231.4	0.17	17.2414	1.1207	0.0550	1.3282	370	4	363	4	411	29
12010615	26.6	607.6	0.02	21.0305	1.1146	0.0531	1.2060	303	3	299	3	332	27
13010615	25.7	324.7	0.09	11.9875	1.1268	0.0587	1.2095	524	5	517	6	556	26
14010615	30.5	390.2	0.04	11.9574	1.1240	0.0589	1.1709	526	5	518	6	565	25
18010615	28.8	387.7	0.05	12.5392	1.1285	0.0588	1.1905	506	5	495	5	560	26
20010615	155.7	2006.5	0.17	12.5047	1.1129	0.0597	1.1219	514	5	496	5	594	24
21010615	50.9	845.8	0.03	15.3775	1.1226	0.0566	1.1657	417	4	406	4	476	26
22010615	14.8	166.3	0.36	11.4639	1.1349	0.0588	1.3780	543	6	539	6	559	30
23010615	9.1	227.1	0.03	23.1214	1.1561	0.0543	1.5844	285	4	273	3	382	35
24010615	13.3	142.7	0.33	10.9409	1.1379	0.0608	1.3331	577	6	564	6	631	29
25010615	119.2	2709.6	0.03	20.9688	1.1323	0.0530	1.1325	304	3	300	3	328	26
26010615	46.5	887.1	0.03	17.6585	1.1301	0.0560	1.1960	368	4	355	4	453	26
27010615	52.6	1287.4	0.04	22.9885	1.1264	0.0578	1.1944	302	3	275	3	521	26
31010615	47.5	1081.1	0.03	20.9336	1.1304	0.0528	1.2301	303	3	301	3	322	28
32010615	16.0	211.6	0.07	12.4100	1.1417	0.0580	1.3446	505	6	500	5	530	30
33010615	25.5	575.7	0.02	20.7168	1.1394	0.0523	1.2808	303	4	304	3	299	29
34010615	10.8	430.6	0.06	37.1195	1.1507	0.0514	1.5555	178	3	171	2	260	36
35010615	15.7	332.4	0.12	20.0723	1.1441	0.0543	1.3822	322	4	313	3	382	31
36010615	15.2	350.1	0.03	21.0659	1.1376	0.0534	1.3871	304	4	299	3	344	31
37010615	9.7	222.1	0.01	20.8638	1.1475	0.0527	1.5169	304	4	302	3	317	34
38010615	18.5	261.6	0.15	13.6463	1.1463	0.0578	1.3497	467	5	456	5	522	30

(Table 4)

14BL05	Pb	U	Th/U	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ
39010615	11.0	137.9	0.27	12.4270	1.1433	0.0589	1.4763	511	6	499	6	565	32
40010615	32.0	265.1	0.36	8.5012	1.1392	0.0640	1.2979	722	7	717	8	740	27
5020615	19.1	233.2	0.24	12.1729	1.1321	0.0584	1.1821	515	5	509	6	544	26
6020615	35.4	449.3	0.06	11.8977	1.1303	0.0594	1.1279	532	5	520	6	582	24
7020615	35.7	538.9	0.05	14.0805	1.1264	0.0574	1.1506	453	5	442	5	505	25
8020615	14.0	181.4	0.24	12.9049	1.1356	0.0602	1.2461	504	5	481	5	610	27
9020615	17.8	208.1	0.20	11.3675	1.1368	0.0583	1.2341	543	6	544	6	542	28
10020615	37.0	490.0	0.06	12.4085	1.1292	0.0588	1.1571	510	5	500	5	559	25
11020615	16.7	209.5	0.11	11.8920	1.1416	0.0591	1.2024	530	5	521	6	569	26
12020615	22.9	284.0	0.22	12.1699	1.1318	0.0584	1.1807	516	5	509	6	546	26
13020615	11.9	132.5	0.41	11.5407	1.2118	0.0629	2.0976	569	9	536	6	706	44
14020615	7.3	67.3	0.55	10.0654	1.1575	0.0619	1.4385	623	7	611	7	670	31
18020615	9.5	88.1	0.67	10.3040	1.1540	0.0605	1.4383	602	7	597	7	621	31
19020615	29.9	405.2	0.05	12.6470	1.1382	0.0583	1.1660	500	5	491	5	541	26
20020615	7.8	112.4	0.21	14.1223	1.1439	0.0562	1.3881	444	5	441	5	459	31
21020615	33.6	252.3	0.22	7.5592	1.1339	0.0688	1.1479	826	7	801	9	893	24
22020615	8.2	89.3	0.31	10.9697	1.1518	0.0594	1.3982	566	6	562	6	580	30
23020615	31.9	469.1	0.05	13.7137	1.1382	0.0576	1.1630	464	5	454	5	515	25
24020615	20.3	235.2	0.17	11.2347	1.1347	0.0591	1.2007	554	6	550	6	572	26
25020615	29.9	383.6	0.07	12.0178	1.1297	0.0584	1.1644	521	5	515	6	545	25
26020615	31.7	728.7	0.03	21.2314	1.1465	0.0535	1.1958	303	3	297	3	351	27
27020615	37.0	492.3	0.16	12.8287	1.1418	0.0581	1.2048	493	5	484	5	533	27
31020615	6.1	67.4	0.42	11.4718	1.1587	0.0585	1.5721	541	7	539	6	549	34
32020615	12.1	119.6	0.45	10.2912	1.1423	0.0610	1.3123	606	6	598	7	638	28
33020615	12.4	151.2	0.21	11.9660	1.1487	0.0572	1.3103	514	6	517	6	500	29
34020615	27.5	131.7	0.18	5.0610	1.1438	0.1322	1.1799	1550	10	1162	12	2128	20
35020615	183.0	459.2	0.95	3.0910	1.1344	0.1553	1.1331	2102	11	1807	18	2405	19
36020615	57.9	213.3	0.31	4.1740	1.1395	0.1443	1.1573	1779	11	1385	14	2279	20
37020615	25.5	435.6	0.05	15.8479	1.1410	0.0565	1.2392	406	4	395	4	471	27

(Table 4)

14BL05	Pb	U	Th/U	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ
38020615	17.6	298.2	0.21	16.9147	1.1502	0.0585	1.4015	396	5	370	4	549	30
39020615	38.4	560.7	0.04	13.5099	1.1348	0.0572	1.2061	467	5	460	5	499	27
40020615	21.6	278.0	0.12	12.2489	1.1391	0.0580	1.2591	510	5	506	6	529	28
5020615	14.7	226.7	0.21	15.2555	1.1137	0.0557	1.2563	414	5	409	4	441	27
6020615	20.9	281.0	0.27	13.2066	1.1094	0.0574	1.1847	477	5	471	5	507	26
7020615	134.7	1956.6	0.02	13.3583	1.1087	0.0582	1.0653	478	4	465	5	537	24
8020615	28.2	347.8	0.08	11.5527	1.1091	0.0589	1.1555	540	5	535	6	562	25
9020615	16.9	216.3	0.19	12.4039	1.1163	0.0577	1.2132	503	5	500	5	518	27
10020615	48.7	610.4	0.04	11.6023	1.1138	0.0589	1.1043	538	5	533	6	562	24
11020615	416.0	838.4	0.54	2.3106	1.1068	0.1612	1.0547	2399	11	2318	22	2468	18
12020615	18.4	252.1	0.13	13.1857	1.1208	0.0582	1.2032	483	5	471	5	536	27
13020615	37.6	521.5	0.05	12.8601	1.1060	0.0575	1.1304	488	5	483	5	510	25
14020615	15.6	218.6	0.05	13.0702	1.1110	0.0584	1.2339	487	5	475	5	543	27
18020615	84.4	251.3	0.33	3.3032	1.1099	0.1567	1.0910	2052	10	1705	17	2421	18
19020615	19.8	259.7	0.03	12.1655	1.1192	0.0590	1.2201	520	5	509	5	567	26
20020615	15.5	184.7	0.20	11.5647	1.1218	0.0588	1.2581	540	6	535	6	561	27
21020615	19.9	285.5	0.23	14.1103	1.1147	0.0571	1.2437	450	5	441	5	494	28
22020615	10.9	261.9	0.08	22.4568	1.1228	0.0528	1.3821	285	4	281	3	321	31
23020615	19.0	221.0	0.21	11.4116	1.1183	0.0592	1.3000	548	6	542	6	575	28
24020615	28.0	340.8	0.19	11.8287	1.1119	0.0588	1.2079	530	5	523	6	559	26
25020615	67.6	902.0	0.08	12.5125	1.1136	0.0583	1.1315	504	5	496	5	541	25
26020615	17.1	203.3	0.23	11.6347	1.1169	0.0581	1.2575	532	5	532	6	531	28
27020615	9.0	64.7	0.66	7.9202	1.1405	0.0716	1.4809	822	9	767	8	974	30
31020615	36.7	454.6	0.11	11.8413	1.1131	0.0589	1.1889	530	5	523	6	563	26
32020615	34.3	475.6	0.04	12.8866	1.1082	0.0579	1.1913	490	5	482	5	527	26
33020615	30.6	431.7	0.07	13.1718	1.1196	0.0571	1.2251	476	5	472	5	496	27
35020615	24.3	295.5	0.09	11.4587	1.1115	0.0583	1.2189	539	5	539	6	539	27
37020615	154.2	1900.4	0.02	11.3572	1.1130	0.0582	1.1506	543	5	544	6	538	26
38020615	14.3	210.0	0.12	13.9353	1.1148	0.0571	1.3476	455	5	447	5	496	30

(Table 4)

14BL05	Pb	U	Th/U	²³⁸U/²⁰⁶Pb	1σ (%)	²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb	1 σ (%)	²⁰⁷Pb/²³⁵U	1σ	²⁰⁶Pb/²³⁸U	1σ	²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb	1σ
39020615	28.6	183.5	1.06	8.0834	1.1155	0.0699	1.2591	797	7	752	8	925	26
40020615	36.5	471.9	0.06	12.1095	1.1141	0.0584	1.2155	518	5	512	5	545	26
14BL14	Pb	U	Th/U	²³⁸U/²⁰⁶Pb	1σ (%)	²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb	1 σ (%)	²⁰⁷Pb/²³⁵U	1σ	²⁰⁶Pb/²³⁸U	1σ	²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb	1σ
5020615	16.2	207.1	0.05	11.8864	1.1173	0.0589	1.1889	529	5	521	6	563	26
6020615	32.7	755.8	0.01	21.1640	1.1217	0.0526	1.2160	299	3	298	3	313	27
7020615	25.1	663.0	0.01	24.3309	1.1192	0.0546	1.1900	274	3	260	3	397	26
8020615	26.2	345.3	0.01	12.1389	1.1168	0.0584	1.1305	517	5	510	5	544	25
9020615	77.1	138.2	0.67	2.2746	1.1123	0.2731	1.0544	2909	11	2349	22	3324	16
10020615	24.7	310.0	0.10	11.8385	1.1128	0.0577	1.1442	522	5	523	6	517	24
11020615	14.0	123.5	1.47	11.8708	1.1277	0.0589	1.2894	530	6	521	6	565	28
12020615	21.9	271.2	0.16	11.8723	1.1160	0.0574	1.1857	518	5	521	6	505	26
13020615	14.7	192.6	0.17	12.6119	1.1225	0.0579	1.2263	498	5	492	5	526	27
14020615	67	902	0.05	12.4456	1.1077	0.0581	1.0853	504	5	498	5	531	24
18020615	12	139	0.43	11.8596	1.1267	0.0591	1.2855	531	6	522	6	571	28
19020615	65	784	0.07	11.3173	1.1091	0.0576	1.0938	540	5	546	6	514	24
20020615	21	264	0.14	11.7813	1.1192	0.0578	1.2290	524	5	525	6	521	27
21020615	18	217	0.15	11.8175	1.1227	0.0577	1.1956	523	5	524	6	519	26
22020615	19	230	0.17	11.8596	1.1148	0.0584	1.1982	526	5	522	6	546	26
23020615	22	274	0.10	11.8680	1.1156	0.0582	1.2019	525	5	522	6	538	27
24020615	24	306	0.12	11.9489	1.1112	0.0591	1.1836	528	5	518	6	572	25
25020615	16	193	0.31	11.9076	1.1193	0.0587	1.2270	526	5	520	6	555	27
26020615	12	149	0.25	11.9489	1.1232	0.0586	1.2976	524	6	518	6	551	28
27020615	43	546	0.06	11.9019	1.1188	0.0582	1.1512	523	5	520	6	537	25
31020615	40	948	0.01	21.4316	1.1144	0.0532	1.2782	299	3	294	3	337	29
32020615	37	481	0.08	12.2294	1.1129	0.0583	1.1656	513	5	507	5	542	26
33020615	36	451	0.08	11.8610	1.1149	0.0584	1.1807	526	5	522	6	546	25
34020615	25	585	0.02	21.3858	1.1121	0.0538	1.2272	302	3	295	3	362	28
35020615	23	232	0.48	10.6781	1.1212	0.0605	1.2401	586	6	577	6	621	27
38020615	103	1315	0.06	11.8934	1.1180	0.0581	1.1524	523	5	520	6	535	25

(Table 4)

14BL14	Pb	U	Th/U	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ
39020615	21	465	0.02	19.9720	1.1184	0.0538	1.2451	321	4	315	3	363	28
40020615	31	385	0.18	11.8779	1.1165	0.0577	1.2128	521	5	521	6	519	27
6020615	15	185	0.21	11.9460	1.1349	0.0580	1.2588	520	5	518	6	529	28
7020615	31	400	0.07	11.9417	1.1225	0.0582	1.1166	522	5	518	6	537	25
8020615	17	190	0.20	10.8448	1.1279	0.0587	1.1931	566	6	569	6	555	26
9020615	17	211	0.22	11.8878	1.1293	0.0586	1.1956	526	5	521	6	550	26
10020615	37	370	0.93	11.9090	1.1314	0.0589	1.1211	528	5	520	6	562	24
11020615	21	256	0.19	11.9660	1.1368	0.0589	1.2234	526	5	517	6	562	27
12020615	31	399	0.07	11.9861	1.1267	0.0586	1.1257	523	5	517	6	553	25
13020615	43	541	0.07	11.8948	1.1300	0.0586	1.1100	526	5	520	6	551	24
14020615	20	248	0.09	11.9346	1.1338	0.0585	1.1795	524	5	519	6	548	26
18020615	49	602	0.07	11.5674	1.1336	0.0584	1.0951	537	5	535	6	546	24
19020615	27	414	0.07	14.1323	1.1306	0.0563	1.1551	444	5	441	5	462	26
20020615	27	346	0.39	13.5575	1.1388	0.0569	1.1767	464	5	459	5	489	26
21020615	54	684	0.06	11.8850	1.1291	0.0585	1.1119	526	5	521	6	547	24
22020615	14	153	0.68	11.7952	1.1441	0.0575	1.2520	522	6	525	6	511	27
23020615	24	305	0.12	11.8568	1.1382	0.0584	1.1648	526	5	522	6	544	25
24020615	15	113	1.66	10.2491	1.1581	0.0592	1.4020	595	7	600	7	575	30
25020615	28	226	0.33	8.2905	1.1358	0.0658	1.1697	751	7	734	8	801	24
26020615	34	644	0.06	17.4186	1.1322	0.0550	1.1463	367	4	360	4	411	25
27020615	24	289	0.21	11.9746	1.1496	0.0589	1.2396	526	6	517	6	563	27
31020615	30	441	0.08	13.8236	1.1474	0.0573	1.2038	459	5	450	5	503	26
32020615	20	191	1.22	12.0788	1.1596	0.0582	1.3569	517	6	513	6	537	30
33020615	26	335	0.09	11.8427	1.1369	0.0577	1.1963	522	5	523	6	517	26
34020615	36	459	0.09	11.9346	1.1457	0.0584	1.1636	524	5	519	6	546	25
36020615	23	259	0.20	10.8707	1.1414	0.0582	1.2204	561	6	567	6	536	27
37020615	30	654	0.03	19.9561	1.1375	0.0529	1.2096	316	4	315	4	325	27
38020615	32	563	0.06	16.5426	1.1414	0.0547	1.2068	381	4	378	4	400	26
39020615	51	609	0.07	11.1982	1.1422	0.0581	1.1540	548	5	551	6	532	26

(Table 4)

14BL14	Pb	U	Th/U	²³⁸U/²⁰⁶Pb	1σ (%)	²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb	1 σ (%)	²⁰⁷Pb/²³⁵U	1σ	²⁰⁶Pb/²³⁸U	1σ	²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb	1σ
40020615	9	68	1.09	9.5175	1.1611	0.0595	1.4461	631	7	644	7	584	31
14BL15	Pb	U	Th/U	²³⁸U/²⁰⁶Pb	1σ (%)	²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb	1 σ (%)	²⁰⁷Pb/²³⁵U	1σ	²⁰⁶Pb/²³⁸U	1σ	²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb	1σ
5010615	31	713	0.003	20.8638	1.1266	0.0521	1.1521	300	3	302	3	289	26
6010615	91	2249	0.001	22.4972	1.1249	0.0527	1.0812	284	3	280	3	317	25
7010615	21	466	0.037	20.8551	1.1262	0.0528	1.1941	304	3	302	3	318	27
8010615	214	5602	0.001	24.1779	1.1122	0.0565	1.0796	284	3	261	3	471	24
10010615	96	2214	0.001	20.9336	1.1095	0.0525	1.0857	302	3	301	3	307	24
11010615	64	1423	0.002	20.5677	1.1107	0.0565	1.1331	326	3	306	3	471	25
12010615	74	1698	0.002	20.9161	1.1086	0.0527	1.0999	303	3	301	3	317	25
13010615	28	564	0.044	18.6150	1.1169	0.0550	1.1812	347	4	337	4	413	26
14010615	44	1106	0.002	22.7118	1.1129	0.0532	1.1477	284	3	278	3	335	26
18010615	24	541	0.003	20.9118	1.1083	0.0525	1.2186	302	3	301	3	308	27
20010615	119	1016	1.210	10.8120	1.1136	0.0608	1.1027	583	5	570	6	631	24
21010615	19	281	0.045	13.4735	1.1183	0.0553	1.2475	455	5	462	5	425	27
22010615	36	810	0.003	20.9118	1.1083	0.0569	1.1783	323	4	301	3	485	26
23010615	307	7098	0.000	21.0128	1.1137	0.0519	1.0989	297	3	300	3	280	25
24010615	33	696	0.004	19.0440	1.1236	0.0520	1.1921	324	4	330	4	286	27
26010615	165	3806	0.001	20.9688	1.1113	0.0521	1.1124	299	3	300	3	292	25
27010615	20	164	0.504	8.8269	1.1210	0.0608	1.2502	678	7	692	7	632	27
31010615	84	1646	0.001	18.0734	1.1205	0.0549	1.1842	355	4	347	4	408	26
32010615	75	224	0.382	3.2200	1.1141	0.1186	1.1470	1832	10	1744	17	1935	20
33010615	22	536	0.003	22.4165	1.1208	0.0528	1.2874	286	3	281	3	321	29
34010615	117	2884	0.001	22.6193	1.1083	0.0527	1.1771	283	3	279	3	315	27
35010615	28	430	0.150	14.6007	1.1243	0.0579	1.2792	443	5	427	5	524	28
36010615	25	433	0.093	16.4799	1.1206	0.0542	1.2724	380	4	380	4	380	28
37010615	230	5565	0.002	22.4568	1.1004	0.0570	1.1575	305	3	281	3	492	26
38010615	58	1362	0.005	21.4225	1.1140	0.0537	1.2293	301	3	294	3	358	27
39010615	60	1356	0.039	21.3265	1.1090	0.0542	1.2357	305	3	295	3	380	28
40010615	33	499	0.073	14.3947	1.1084	0.0557	1.2572	434	5	433	5	439	27

(Table 4)

14BL15	Pb	U	Th/U	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ
5010615	9	95	0.328	10.1564	1.1477	0.0619	1.5683	619	8	605	7	669	33
6010615	32	749	0.003	21.0128	1.1137	0.0530	1.1700	303	3	300	3	329	26
7010615	287	6465	0.001	20.9249	1.1090	0.0582	1.0653	330	3	301	3	537	24
8010615	27	418	0.045	14.4446	1.1267	0.0560	1.1790	435	4	432	5	451	26
9010615	49	1055	0.011	19.7355	1.1249	0.0525	1.1245	317	3	319	3	306	25
10010615	38	614	0.157	15.8479	1.1252	0.0570	1.1398	409	4	394	4	492	25
11010615	160	3948	0.001	22.4165	1.1208	0.0522	1.0728	283	3	281	3	294	24
12010615	93	1050	0.021	10.4570	1.1189	0.0616	1.0870	604	5	589	6	662	23
13010615	110	283	0.727	3.0113	1.1142	0.1213	1.0714	1909	10	1848	18	1976	19
14010615	20	286	0.174	13.4662	1.1312	0.0559	1.2871	460	5	462	5	450	28
18010615	80	1847	0.001	21.0172	1.1139	0.0531	1.1107	304	3	300	3	334	25
19010615	49	1113	0.003	20.8203	1.1243	0.0526	1.1409	303	3	302	3	311	26
20010615	116	2879	0.001	22.5175	1.1259	0.0522	1.1113	282	3	280	3	294	25
21010615	121	1402	0.237	11.4574	1.1228	0.0609	1.1175	558	5	539	6	634	24
22010615	54	1235	0.004	20.8725	1.1271	0.0522	1.1496	301	3	302	3	294	26
24010615	88	2197	0.002	22.7221	1.1134	0.0533	1.1831	284	3	278	3	339	26
25010615	125	2886	0.001	20.9952	1.1127	0.0531	1.1295	304	3	300	3	334	25
26010615	346	7983	0.001	20.9732	1.1116	0.0520	1.0966	298	3	300	3	284	25
31010615	90	2209	0.002	22.4065	1.1203	0.0521	1.1516	282	3	282	3	290	26
33010615	56	1384	0.002	22.3065	1.1153	0.0520	1.1722	283	3	283	3	287	26
35010615	115	2850	0.002	22.5225	1.1261	0.0524	1.1632	283	3	280	3	305	26
36010615	51	1171	0.003	20.9249	1.1299	0.0523	1.1866	300	3	301	3	296	27
38010615	38	872	0.003	21.0128	1.1137	0.0528	1.2117	302	3	300	3	321	27
39010615	91	2255	0.002	22.4820	1.1241	0.0534	1.1996	287	3	281	3	344	27
40010615	39	732	0.002	17.1880	1.1172	0.0530	1.2448	360	4	365	4	330	28

Table 3.5: LA-ICPMS data for monazite grains from the granulite 14BL05, the orthogneiss 14BL14 and the migmatite 14BL15 of the Saint Barthelemy.

14BL05	Isotopic ratio					Ages (Ma)							
	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	1σ
5030615	0.31482	0.00399	0.04519	0.00055	0.96	219.7	25.0	284.9	3.4	277.9	3.1	296.8	3.3
6030615	0.34318	0.00509	0.04841	0.0006	0.84	259.9	30.7	304.7	3.7	299.6	3.9	306.7	3.4
7030615	0.31524	0.00405	0.0448	0.00055	0.96	242.8	25.4	282.5	3.4	278.2	3.1	284.6	3.2
8030615	0.31523	0.00403	0.04514	0.00055	0.95	225.0	25.3	284.6	3.4	278.2	3.1	293.2	3.3
9030615	0.31453	0.00415	0.04515	0.00056	0.94	219.3	26.5	284.7	3.4	277.7	3.2	299.1	3.4
10030615	0.31091	0.00453	0.04409	0.00055	0.86	247.5	30.0	278.1	3.4	274.9	3.5	285.5	3.2
11030615	0.31478	0.00402	0.04515	0.00055	0.95	221.3	25.3	284.7	3.4	277.9	3.1	285.7	3.2
12030615	0.28948	0.00404	0.04203	0.00052	0.89	193.1	28.6	265.4	3.2	258.1	3.2	271.0	3.1
13030615	0.31074	0.00424	0.04508	0.00056	0.91	194.7	27.8	284.3	3.4	274.8	3.3	286.3	3.2
14030615	0.31776	0.00451	0.04485	0.00055	0.86	258.2	28.9	282.8	3.4	280.2	3.5	284.4	3.2
18030615	0.31928	0.00448	0.04428	0.00055	0.89	298.6	28.3	279.3	3.4	281.4	3.5	274.7	3.1
19030615	0.31286	0.00484	0.04487	0.00056	0.81	221.3	32.5	283.0	3.5	276.4	3.7	280.8	3.2
20030615	0.34331	0.00532	0.04796	0.0006	0.81	281.9	32.2	302.0	3.7	299.7	4.0	304.5	3.5
21030615	0.30789	0.00426	0.04484	0.00055	0.89	186.0	28.3	282.8	3.4	272.5	3.3	278.8	3.2
22030615	0.31928	0.00438	0.04499	0.00056	0.91	262.3	27.7	283.7	3.4	281.4	3.4	326.0	3.7
23030615	0.32802	0.00539	0.04738	0.00059	0.76	204.9	35.1	298.4	3.7	288.1	4.1	299.2	3.4
24030615	0.31563	0.00436	0.04478	0.00055	0.89	246.3	27.9	282.4	3.4	278.5	3.4	281.4	3.2
25030615	0.31232	0.00421	0.04492	0.00055	0.91	214.9	27.2	283.3	3.4	276.0	3.3	304.4	3.5
26030615	0.31169	0.00415	0.04499	0.00055	0.92	206.7	26.8	283.7	3.4	275.5	3.2	291.8	3.3
27030615	0.30767	0.0054	0.04442	0.00056	0.72	206.2	37.9	280.2	3.5	272.4	4.2	289.0	3.3
31030615	0.31371	0.00428	0.0449	0.00055	0.90	226.5	27.6	283.1	3.4	277.1	3.3	288.5	3.3
32030615	0.34217	0.00525	0.04829	0.0006	0.81	258.7	31.9	304.0	3.7	298.8	4.0	307.8	3.5
33030615	0.31179	0.0046	0.04484	0.00056	0.85	215.0	30.6	282.8	3.4	275.6	3.6	289.9	3.3
34030615	0.32179	0.00477	0.04402	0.00055	0.84	330.0	30.1	277.7	3.4	283.3	3.7	283.7	3.3
35030615	0.31577	0.00438	0.0447	0.00055	0.89	251.5	28.1	281.9	3.4	278.6	3.4	292.4	3.4
36030615	0.31699	0.00483	0.04468	0.00056	0.82	261.6	31.7	281.8	3.4	279.6	3.7	284.0	3.3
37030615	0.34116	0.00547	0.04796	0.0006	0.78	267.5	33.7	302.0	3.7	298.1	4.1	315.4	3.6
38030615	0.31627	0.00474	0.04493	0.00056	0.83	243.5	31.0	283.3	3.5	279.0	3.7	285.9	3.3

(Table 5)

14BL05	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	ρ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	1σ
39030615	0.31476	0.00443	0.04505	0.00056	0.88	226.4	28.7	284.1	3.4	277.9	3.4	296.9	3.4
40030615	0.31541	0.0046	0.04507	0.00056	0.85	230.0	30.1	284.2	3.5	278.4	3.6	287.6	3.3
5030615	0.3192	0.00437	0.04501	0.00057	0.93	260.5	26.4	283.8	3.5	281.3	3.4	298.8	3.6
6030615	0.30939	0.00429	0.0446	0.00057	0.92	209.4	27.2	281.3	3.5	273.7	3.3	294.2	3.6
7030615	0.33722	0.00487	0.04776	0.00061	0.88	250.0	28.6	300.8	3.8	295.1	3.7	305.0	3.7
8030615	0.34388	0.0052	0.04739	0.00061	0.85	312.7	30.0	298.5	3.7	300.1	3.9	300.5	3.6
9030615	0.33777	0.0052	0.04795	0.00061	0.83	244.8	31.2	301.9	3.8	295.5	4.0	296.4	3.6
10030615	0.31643	0.00447	0.04455	0.00057	0.91	263.9	27.7	281.0	3.5	279.2	3.5	295.3	3.6
11030615	0.31693	0.00458	0.04485	0.00057	0.88	252.2	28.6	282.8	3.5	279.5	3.5	295.4	3.6
12030615	0.31513	0.00473	0.04466	0.00057	0.85	248.5	30.3	281.7	3.5	278.1	3.7	287.4	3.5
13030615	0.31777	0.00479	0.0448	0.00057	0.84	260.9	30.4	282.5	3.5	280.2	3.7	289.5	3.5
14030615	0.32631	0.00546	0.04225	0.00054	0.76	452.3	33.3	266.8	3.4	286.7	4.2	262.7	3.2
18030615	0.34283	0.00563	0.0476	0.00061	0.78	295.7	33.8	299.8	3.7	299.3	4.3	311.1	3.8
19030615	0.33649	0.00572	0.04797	0.00061	0.75	235.2	35.8	302.0	3.8	294.5	4.4	306.4	3.7
20030615	0.32265	0.00546	0.04452	0.00057	0.76	309.9	35.2	280.8	3.5	283.9	4.2	296.8	3.6
21030615	0.33553	0.00568	0.04806	0.00061	0.75	224.4	35.8	302.6	3.8	293.8	4.3	322.8	3.9
22030615	0.31385	0.00537	0.04482	0.00057	0.74	231.5	36.3	282.6	3.5	277.2	4.2	304.6	3.7
23030615	0.32231	0.00584	0.04451	0.00057	0.71	308.2	38.3	280.7	3.5	283.7	4.5	291.0	3.6
14BL14	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	ρ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	1σ
5030615	0.31691	0.0042	0.04462	0.00056	0.95	264.2	25.3	281.4	3.5	279.5	3.2	300.4	3.6
6030615	0.31324	0.00416	0.04461	0.00056	0.95	237.8	25.5	281.4	3.5	276.7	3.2	304.6	3.6
7030615	0.31767	0.00422	0.04451	0.00056	0.95	275.2	25.4	280.8	3.5	280.1	3.3	299.2	3.6
8030615	0.31461	0.00419	0.04401	0.00055	0.94	279.2	25.5	277.6	3.4	277.7	3.2	296.9	3.5
9030615	0.32221	0.00442	0.04479	0.00056	0.91	293.1	26.5	282.5	3.5	283.6	3.4	293.8	3.5
10030615	0.31884	0.00426	0.04459	0.00056	0.94	279.3	25.7	281.2	3.5	281.0	3.3	299.0	3.6
11030615	0.30614	0.00406	0.0434	0.00054	0.94	248.2	25.6	273.9	3.4	271.2	3.2	293.5	3.5
12030615	0.31563	0.00426	0.04454	0.00056	0.93	259.0	26.2	280.9	3.4	278.5	3.3	298.2	3.5
13030615	0.33021	0.00453	0.04422	0.00055	0.91	377.7	26.4	278.9	3.4	289.7	3.5	291.9	3.5
14030615	0.3185	0.00449	0.04417	0.00055	0.88	298.6	27.6	278.6	3.4	280.8	3.5	301.2	3.6

(Table 5)

14BL14	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	1 σ
19030615	0.32138	0.00434	0.045	0.00056	0.92	276.4	26.3	283.8	3.5	283.0	3.3	306.1	3.6
20030615	0.32269	0.00437	0.0446	0.00055	0.91	306.4	26.2	281.3	3.4	284.0	3.4	299.6	3.5
21030615	0.31899	0.00437	0.04428	0.00055	0.91	296.4	26.7	279.3	3.4	281.1	3.4	301.7	3.6
22030615	0.32111	0.0044	0.04463	0.00055	0.90	293.6	26.8	281.4	3.4	282.8	3.4	299.1	3.5
23030615	0.31651	0.00434	0.0443	0.00055	0.91	277.6	27.0	279.4	3.4	279.2	3.4	296.0	3.5
24030615	0.32176	0.00466	0.04403	0.00055	0.86	328.8	28.7	277.8	3.4	283.3	3.6	303.5	3.6
25030615	0.32256	0.00454	0.0441	0.00055	0.89	330.7	27.7	278.2	3.4	283.9	3.5	299.4	3.5
26030615	0.31779	0.00446	0.04442	0.00055	0.88	280.7	27.9	280.1	3.4	280.2	3.4	302.2	3.6
27030615	0.31757	0.00447	0.04438	0.00055	0.88	280.8	28.0	279.9	3.4	280.0	3.4	301.0	3.5
31030615	0.32256	0.00468	0.04395	0.00054	0.85	338.8	28.9	277.2	3.4	283.9	3.6	301.1	3.5
32030615	0.31368	0.00453	0.04336	0.00054	0.86	305.7	29.0	273.7	3.3	277.0	3.5	296.4	3.5
33030615	0.31496	0.00468	0.04406	0.00055	0.84	278.3	30.3	278.0	3.4	278.0	3.6	303.6	3.6
34030615	0.3107	0.00485	0.04296	0.00053	0.79	305.2	32.1	271.2	3.3	274.7	3.8	295.5	3.5
35030615	0.32149	0.00468	0.04455	0.00055	0.85	300.5	29.4	280.9	3.4	283.1	3.6	307.1	3.6
36030615	0.31751	0.00463	0.04417	0.00055	0.85	291.6	29.5	278.6	3.4	280.0	3.6	299.2	3.5
37030615	0.32103	0.00476	0.0442	0.00055	0.84	314.8	30.1	278.8	3.4	282.7	3.7	300.4	3.5
38030615	0.3143	0.00468	0.04243	0.00052	0.82	359.5	30.2	267.9	3.2	277.5	3.6	293.6	3.4
39030615	0.32113	0.00479	0.04414	0.00054	0.82	318.8	30.3	278.4	3.4	282.8	3.7	305.5	3.6
40030615	0.31492	0.00484	0.04373	0.00054	0.80	295.8	31.7	275.9	3.3	278.0	3.7	306.0	3.6
14BL15	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	1 σ
5030615	0.31816	0.00423	0.04464	0.00055	0.93	272.1	26.2	281.5	3.4	280.5	3.3	301.3	3.5
6030615	0.32023	0.00418	0.04448	0.00054	0.93	295.0	25.4	280.5	3.4	282.1	3.2	300.2	3.5
7030615	0.31151	0.00399	0.04448	0.00054	0.95	231.4	25.1	280.6	3.4	275.4	3.1	295.0	3.4
8030615	0.32694	0.0043	0.04411	0.00054	0.93	361.0	25.5	278.3	3.3	287.2	3.3	296.5	3.4
9030615	0.31749	0.00418	0.04465	0.00055	0.94	266.5	25.9	281.6	3.4	280.0	3.2	299.7	3.5
10030615	0.34027	0.00457	0.04752	0.00058	0.91	282.7	26.5	299.3	3.6	297.4	3.5	353.0	4.1
11030615	0.31933	0.00422	0.04447	0.00055	0.94	289.0	25.8	280.5	3.4	281.4	3.3	305.8	3.6
14030615	0.3183	0.00417	0.04408	0.00054	0.94	301.9	25.4	278.1	3.3	280.6	3.2	291.6	3.4
18030615	0.31936	0.00426	0.04464	0.00055	0.92	280.5	26.2	281.5	3.4	281.4	3.3	296.1	3.4

(Table 5)

14BL15	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	1σ
19030615	0.31106	0.0041	0.04454	0.00055	0.94	225.4	26.0	280.9	3.4	275.0	3.2	293.5	3.4
22030615	0.31424	0.00423	0.04447	0.00055	0.92	252.3	26.6	280.5	3.4	277.5	3.3	288.0	3.4
23030615	0.31658	0.0043	0.04461	0.00055	0.91	261.8	26.9	281.4	3.4	279.3	3.3	301.2	3.5
24030615	0.32146	0.00438	0.04482	0.00055	0.90	286.4	26.9	282.6	3.4	283.0	3.4	306.2	3.6
25030615	0.31163	0.0042	0.04448	0.00055	0.92	232.3	26.8	280.6	3.4	275.4	3.3	297.6	3.5
26030615	0.31329	0.00436	0.04458	0.00055	0.89	239.4	27.9	281.2	3.4	276.7	3.4	298.4	3.5
27030615	0.30869	0.00426	0.04495	0.00056	0.90	185.9	27.8	283.5	3.4	273.2	3.3	317.3	4.6
31030615	0.31428	0.00436	0.04447	0.00055	0.89	252.4	27.7	280.5	3.4	277.5	3.4	305.2	3.6
32030615	0.31614	0.00456	0.04396	0.00055	0.87	292.3	28.9	277.3	3.4	278.9	3.5	303.8	3.6
33030615	0.3112	0.00435	0.04446	0.00055	0.89	230.1	28.0	280.4	3.4	275.1	3.4	304.3	3.6
34030615	0.319	0.00489	0.04391	0.00055	0.82	315.4	31.1	277.0	3.4	281.1	3.8	289.8	3.4
35030615	0.3169	0.00461	0.04414	0.00055	0.86	288.4	29.2	278.5	3.4	279.5	3.6	289.4	3.4
36030615	0.31376	0.00449	0.0446	0.00055	0.86	242.1	28.8	281.3	3.4	277.1	3.5	296.6	3.5
38030615	0.31856	0.00491	0.04372	0.00055	0.82	322.4	31.2	275.8	3.4	280.8	3.8	296.4	3.5
40030615	0.31883	0.00471	0.04489	0.00056	0.84	263.7	29.9	283.1	3.5	281.0	3.6	302.5	3.6

4.5. Sm-Nd geochronology

The results are presented in table 3 and figure 8. Garnet, biotite and whole rock fractions from samples 14BL05a, 14BL05b and sample 14BL14 define a single isochron age of 268 ± 31 Ma (MSWD = 0.29) with an initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512025 \pm 33$. The relative importance of the uncertainties is due to low $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratio in the garnet fractions. This may be indicative of residual monazite in the garnet fraction.

Sample	Fraction	Weight / mg	Sm / ppm	Nd / ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	error %	Age / Ma
14BL05a	Gt	275.74	5.3	13.8	0.23265376	0.51243350	3.61E-03	268 ± 31
	WR	289.81	7.9	35.8	0.13320674	0.51226081	1.52E-03	
	Gt	297.67	3.5	8.6	0.24879918	0.51247088	4.02E-03	
14BL05b	WR	270.58	12.0	53.5	0.13484042	0.51225811	2.58E-03	1.79E-03
	Bt	297.73	12.4	52.6	0.14268992	0.51226923	1.79E-03	
	Gt1	319.90	1.3	2.7	0.29255269	0.51253170	4.02E-03	
14BL14	Gt2 (unpure)	367.00	189.4	644.8	0.17709337	0.51232811	2.66E-03	1.47E-03
	WR	272.85	5.8	22.0	0.15994056	0.51231268	1.47E-03	
	Bt	383.77	40.5	155.8	0.15677938	0.51230086	1.53E-03	

Table 3.6: Summary of the Sm-Nd dating results.

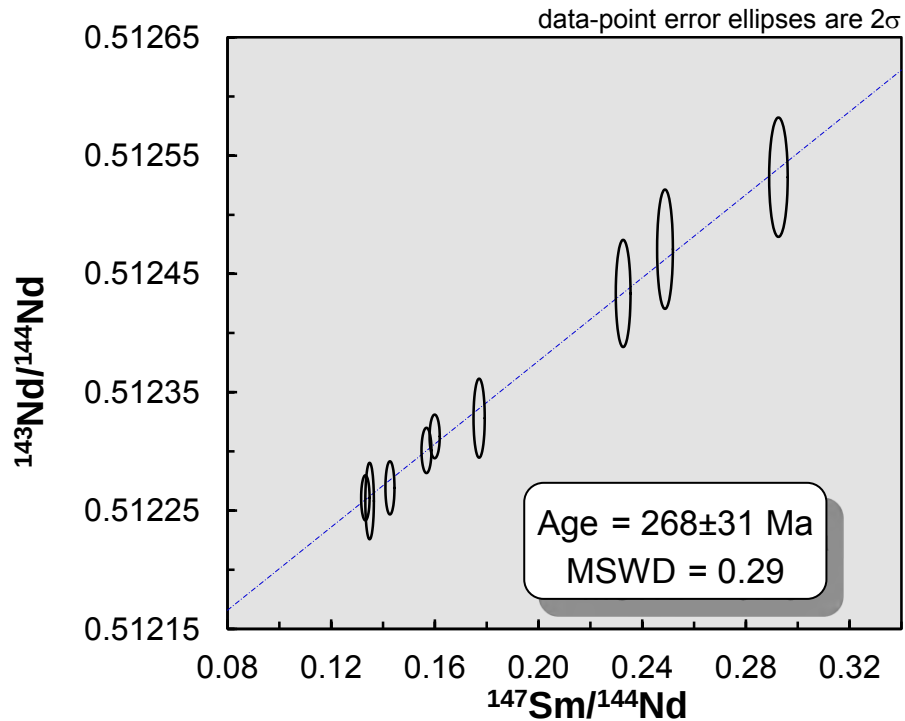


Figure 3.8: Sm-Nd isochron diagram.

5. Zircon, monazite and garnet trace element geochemistry

• Zircon

In granulite sample 14BL05, zircon cores are characterized by high Th/U ratio (table 4) generally exceeding 0.01 and yield pre-variscan ages whereas zircon overgrowth are characterized by Th/U ratio lower than 0.01 and Carboniferous to Permian U-Pb ages. In orthogneiss sample 14BL14, the Th/U ratio is higher than 0.1 for the zircon domains that yield Cambrian concordant ages and in the range 0.1-0.2 in the 3 zircon overgrowths that yield a variscan age. In the migmatite 14BL15, the Th/U ratio is lower than 0.01 for zircons that are characterized by variscan U-Pb ages. However, for all samples, the range of the Th/U ratio is similar between measurements corresponding to Carboniferous and Permian ages.

Trace element analysis was performed in zircon crystals from the section used for U-Pb dating in samples 14BL05 and 14BL15. Spots were selected in order to analyze the same CL domain as the U-Pb measurements. More than 40 zircon crystals were analyzed for each sample in order to measure the REE composition of zircon domains dated at ca. 300 Ma and ca. 280 as well pre-variscan cores. The REE spectra are presented in figure 10a & b. Migmatite sample 14BL15 shows straight enriched pattern for the rims, with a minor Eu anomaly and an Yb/La ratio in the range of 10^3 . No distinction could be made between the Carboniferous and the Permian rims. The pre-variscan cores present more variable patterns with Yb/La ratio and a marked enrichment in low to medium REE compared to garnet rims. Sample 14BL05 has a curved pattern with an enrichment in HREE, a negative anomaly in Eu and a positive anomaly in Ce and an Yb/La ratio in the order of 10^4 , and the patterns for pre-variscan cores, Carboniferous and Permian rims are undistinguishable.

• Monazite

Electron probe micro-analysis for trace elements were performed close to the laser spots corresponding to U-Pb dating. Representative data of the monazite chemistry are presented in figure 9. We observe continuous trends of decreasing La_2O_3 with increasing ThO_2 content, and of increasing SiO_2 with increasing ThO_2 content. The Carboniferous rims are characterized by higher ThO_2 content than Permian rims (5 to 12 wt% and 2 to 10 wt% respectively). They are also characterized by higher SiO_2 content (0.2 to 0.6 wt% and 0 to 0.5 wt% respectively) and lower La_2O_3 (8 to 11 wt% and 10-13 wt% respectively). This points out an evolution of the chemical composition of the environment in which monazite crystals crystallized with progressive depletion in ThO_2 and La_2O_3 due to monazite growth.

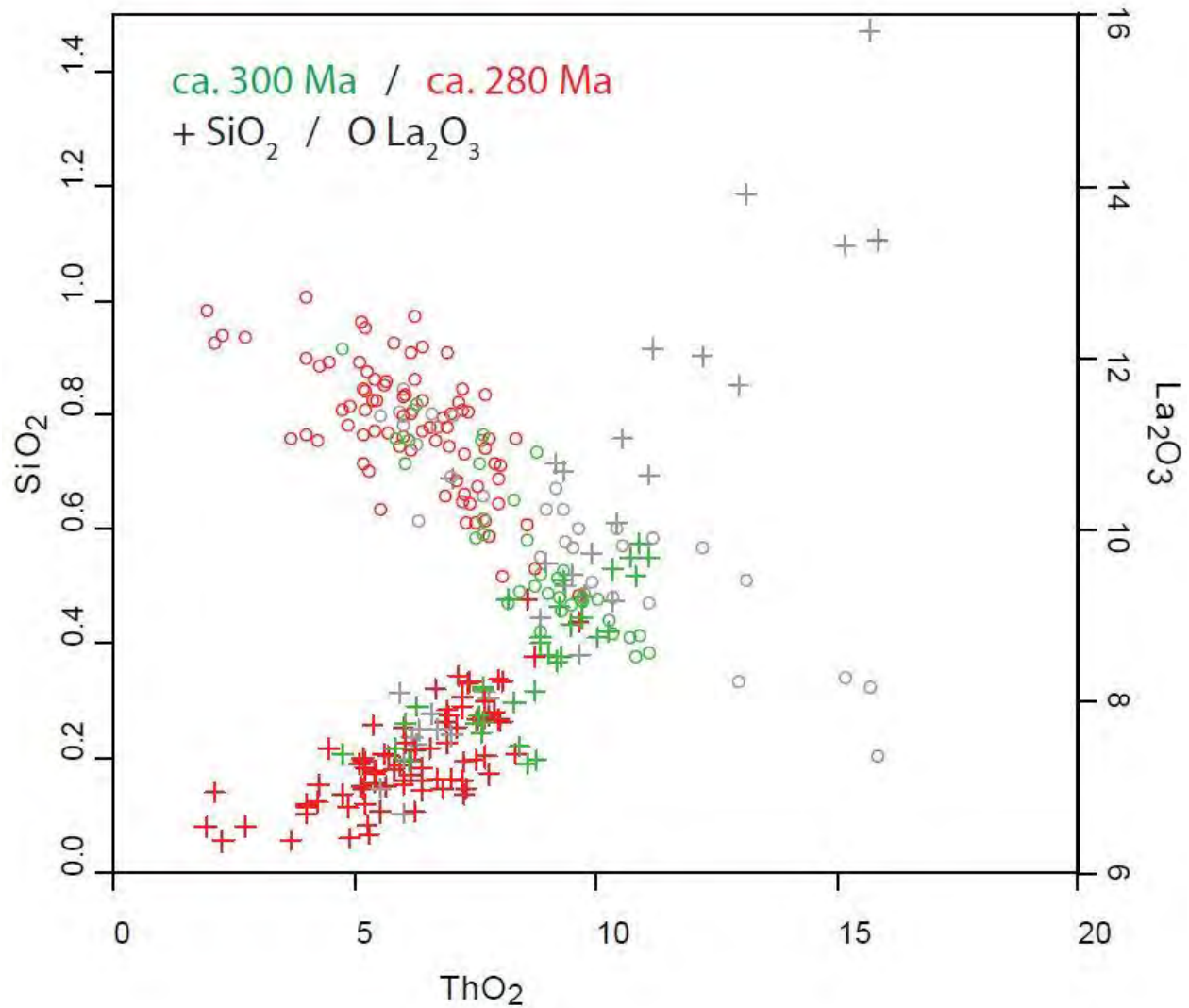


Figure 3.9: SiO₂ (wt%) and La₂O₃ (wt%) vs. ThO₂ (wt%) in monazite domains where LA-ICPMS analyzes yield ages of ca. 300 Ma (green) and ca. 280 Ma (red). Grey symbols correspond to domains that are not dated by LA-ICPMS. Cross and circle correspond to SiO₂ and La₂O₃ content respectively.

- Garnet

LA-ICP-MS trace element analyses were performed on garnet crystals in thin sections of samples 14BL05 and 14BL14, along core-rim transects. For granulitic gneiss 14BL05, both small subhedral and larger anhedral garnets respectively from dark (14BL05a) and light (14BL05b) layers were analyzed. REE spectra are presented in figure 10. Garnet grains from samples 14BL05b and 14BL14 are homogeneous (figure 10c & e) while grains from sample 14BL05b (figure 10d) show a homogeneous core and a HREE depleted rim.

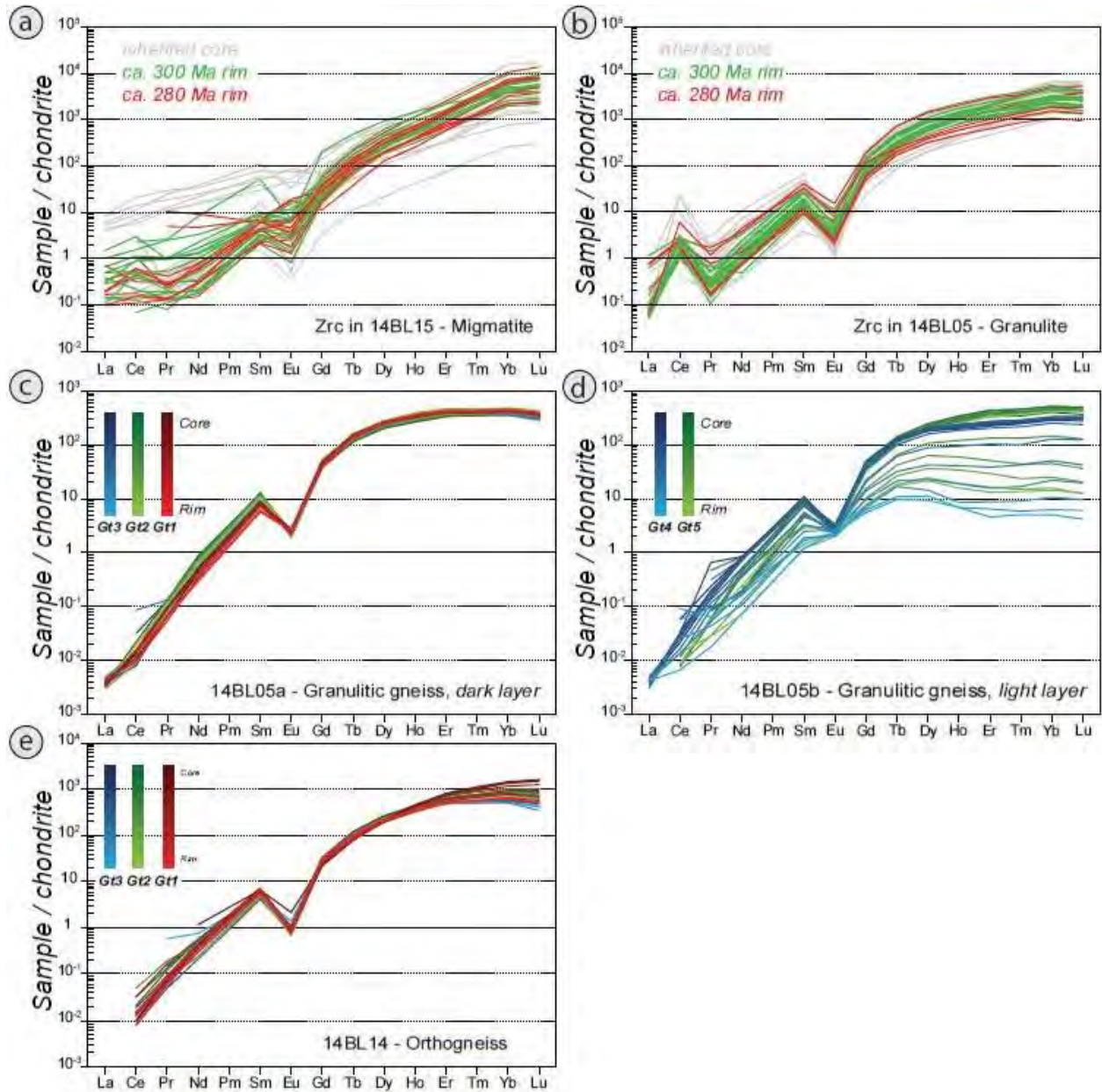


Figure 3.10: REE diagrams normalized to chondrite for (a) zircon grains in migmatite 14BL15; (b) zircon grains in granulite 14BL05; (c) & (d) garnet grains in granulite 14BL05a and 14BL05b; (e) garnet grains in orthogneiss 14BL14. Inherited core corresponds to zircon grains yielding pre-variscan ages.

6. Discussion

6.1. *PT* path and deformation of the crust

The *PT* path is reconstructed in figure 11a for one sample representing the lower unit of the SBM, the granulite 14BL12 and one sample for the upper unit which corresponds to the micaschist 16BL94. Both samples 14BL12 and 16BL94 recorded the paroxysm of the *HT-LP* metamorphic event with conditions of

825 ± 25 °C for 6.5 ± 0.5 kbar and 600 ± 50 °C for 2.0 ± 0.5 kbar respectively. On one hand, the prograde path is better constrained in the micaschist where preserve staurolite clasts indicate a temperature higher than 400 °C and a pressure higher than 2.5 kbar. On the other hand, the retrograde path is recorded by the zoning of garnet rims and the composition of small garnet grains in shear bands in the granulite 14BL12. They show a decrease of the temperature up to 650 °C and of the pressure up to 4 kbar.

Based on this *PT* path and the relationship between mineral assemblages and deformation, we discuss the relative chronology between deformation and *HT-LP* metamorphism.

The oldest deformation phase in the SBM, which pre-dates the *HT-LP* metamorphism, is evidenced by the S1 schistosity in the micaschist unit. It is observed in different locations in the Pyrenean segment (Druguet, 2001). This deformation phases associated to the early mineral assemblage in micaschist 15BL94 with porphyroclastic staurolite. The presence of staurolite is indicative of a temperature higher than 400 °C and a pressure higher than 2.5 kbar (figure 5d). Despite the external position of the Pyrenees during the Variscan orogeny, the S1 schistosity may be associated to the moderate thickening episode which affected the pyrenean segment (Azambre and Guitard, 2001b) prior to the late Variscan *HT-LP* event (figure 11a). In the lower unit of the SBM, the S1 deformation is totally erased by the S2 deformation.

The main regional deformation S2 corresponds to the N100 foliation affecting all the SBM. At the microscopic scale, the deformation was synchronous to the main *HT-LP* paragenesis (figure 11a). In detail, S2 deformation began before the temperature peak, as evidenced by the orientation of biotite and sillimanite inclusions in some garnets of the granulitic gneisses. The textural position of garnet grains show that the deformation is partly retrogressive.

Finally, a S3 deformation affected the massif. It is characterized by localized deformation along the main mylonitic band and also along local shear bands in the lower unit. The progressive evolution from S2 foliation to S3 foliation observed in sample 14BL12 (figure 4a & b). The presence of prismatic sillimanite blasts and/or clasts suggests that the S3 deformation began at high temperature in the sillimanite stability field during retrogressive path (figure 11a).

By comparing the current structural distance between samples 14BL12 and 14BL14 with the depth at the temperature peak determined from pressure estimates assuming lithostatic pressure and a density of 2.8, we can calculate a post-peak thinning in the lower unit of the SBM of a factor 3 due to the retrograde part of S2 deformation and the localized S3 deformation.

6.2. Interpretation of geochronological data

U-Pb dating on zircon and monazite in the granulitic gneiss and migmatite show that zircon metamorphic overgrowth took place during late Carboniferous – early Permian at ca. 300 – 280 Ma. Two distinct ages of zircon and monazite crystallization are obtained at ca. 300 Ma and 280 Ma. In detail, zircon grains record a first episode of crystallization at the end of the Carboniferous (301 ± 2.0 Ma and 301 ± 1.7 Ma for granulite and migmatite respectively) and a second episode of crystallization at 281 ± 1.9 Ma in the migmatite. The orthogneiss (14BL14) contains only three grains with variscan overgrowths at a mean age of 295 Ma. Similarly, monazite in samples 14BL05, 14BL14 and 14BL15 records concordant ages at 283 ± 2.1 Ma, 280 ± 1.9 Ma and 280 ± 1.7 Ma respectively, whereas the paragneiss yield a group of concordant analysis at 300 ± 4.1 and the migmatite yield one age at 300 Ma. We notice that the ages are similar in the granulitic gneiss and the migmatite, although they are respectively located on each side of the main mylonitic band and record a pressure difference of ca. 3 kbars. This means that monazite and zircon growth during late-variscan high temperature event was synchronous within error over the whole thickness of the studied crustal section.

Sm-Nd isochron on garnet, biotite and whole rock fractions yield an age of 268 ± 31 Ma for the three samples. This age is equal within error with the U-Pb ages on monazite and zircon, and in better agreement with the Permian U-Pb age. It is of note that garnet major and trace element zoning suggests efficient post-growth volume diffusion at the crystal scale, except for sample 14BL05b. Given the similarity between Mg and Nd diffusivities (*e.g.* Duchene et al., 2013; Ganguly et al., 1998b, 1998a), we suggest Sm-Nd ages may record cooling ages at the end of the *HT-LP*. Cooling may follow crustal thinning as recorded by the localization of the deformation S3 along shear bands. Moreover, numerous studies (*e.g.* Harley et al., 2007 and references therein) proposed that zircon crystallization occurs at several stages in HT contexts. Consequently, we tentatively propose that the U-Pb late Carboniferous ages at ca. 300 Ma recorded in granulitic gneisses and migmatites dates the onset of partial melting in the metasedimentary crust during prograde metamorphism, while the U-Pb Permian ages at ca. 280 Ma dates the crystallization of the melt during cooling (figure 11a).

6.3. Thermal state of the crust

Based on RSCM and phase equilibria modelling, we constrain the evolution of the temperature with depth during the temperature peak in the SBM. In the upper unit of the massif, the maximal temperature evolution obtain by RSCM associated to a present-day structural distance between analyzed samples

shows an apparent gradient of about 60 – 70 °C/km. The mineral assemblages in micaschists 16BL94 and 16BL97 records conditions of 2 ± 0.5 kbar, 600 ± 50 °C and $2 - 2.5$ kbar, 650 ± 50 °C respectively. Those PT estimates indicate high gradient of about 80 °C/km in the micaschists (figure 11b). Similar gradient is obtained for the migmatite (14BL15) which records temperature peak condition of 800 ± 50 °C for 3 – 3.5 kbar. The metasedimentary cover is thus affected by HT – LP metamorphism with high gradient of about 80 °C/km in the upper crust during late phase of the variscan orogeny (figure 11b).

In the lower unit of the SBM, pressure estimates vary in the range of 5 – 7 kbar, which corresponds to a depth of 13.5 to 20 km for middle variscan crust considering lithostatic pressure and a density of 2.7-2.8. The maximal temperature is about 800 ± 50 °C from 3 to 7 kbar for samples 14BL15, 14BL14 and 14BL12 respectively. Considering peak temperature is synchronous at the scale of the lower unit as evidenced from U-Pb dating, these data thus evidence vertical gradient in the median crust with a constant temperature of about 800 °C over at least 10 km (figure 11b) at ca. 300 Ma.

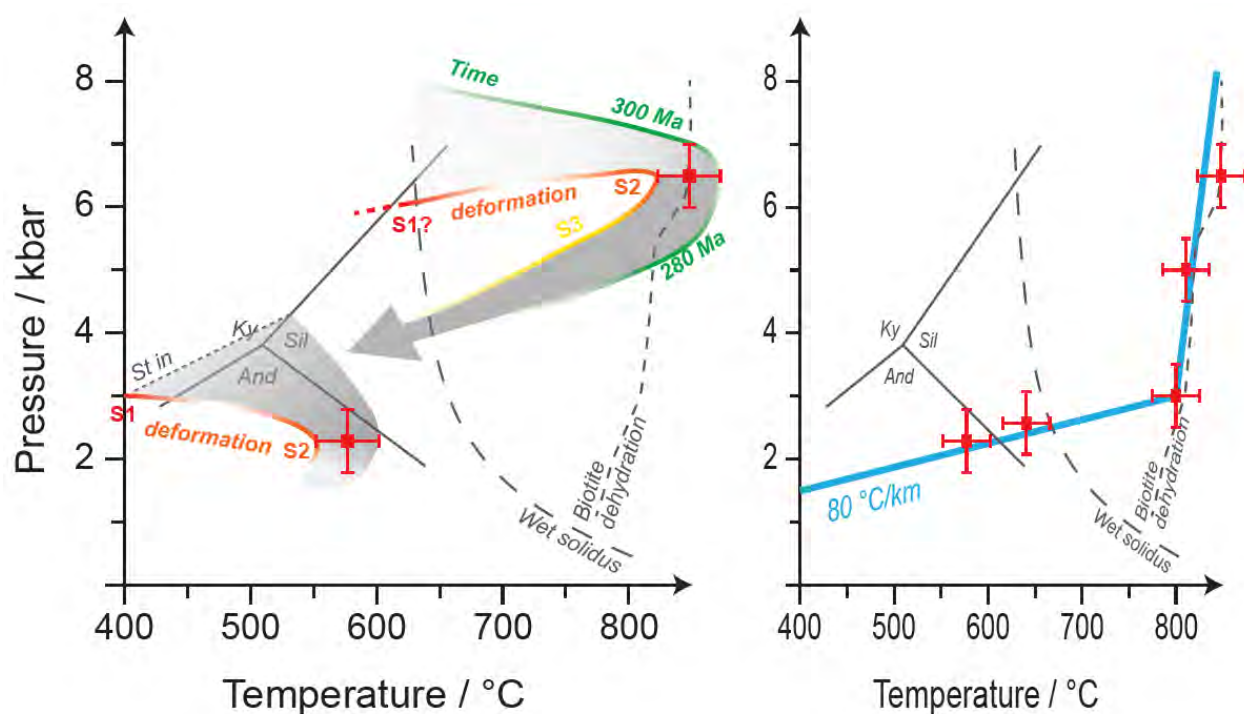


Figure 3.11: (a) Pressure-temperature diagram showing P-T-t-d path for the granulitic unit and the micashist unit. (b) Pressure temperature diagram showing the Variscan geotherm in the Saint Barthelemy massif.

Consequently we highlight that the geotherm of the crust had a kinked shape during the peak of the *HT – LP* metamorphism at the end of the Carboniferous. It is characterized by high gradient of 80 °C/km from the surface down to 10 km in depth and by near-isothermal conditions at about 800°C down to 20 km in depth (figure 11b).

Depine et al (2008) proposed that melt production at depth and its upward migration can produce such a geotherm. Riel et al (2016) observed similar geotherm in Ecuador (El Oro complex) and explained it by convection of a partially molten crust. Those study are in agreement with our field observations as we observed partial melting and magmatic intrusion in all the section from the granulite to the micaschist. We thus suggest that the kinked geotherm is due to thermal buffering by anatectic magmas at mid to low crustal levels and conductive cooling at upper crustal level.

7. Conclusion

Our results provide new petrological and chronological constraints on the late Variscan *HT-LP* metamorphic event in the Saint Barthelemy north-pyrenean massif.

A kinked geotherm corresponding to the late orogenic high temperature event is described, with high gradient (up to 80 °C/km) in the variscan upper crust and near-isothermal conditions (at about 800 °C) in the middle crust.

Geochronological data suggest that the *HT-LP* metamorphic event begins at 300 Ma in the whole crust, without time delay between its upper and its lower part and ends 20 My later with the crystallization of the last melts at 280 Ma.

The main deformation which corresponds to the regional *S2* schistosity starts before the temperature peak and persisted during cooling. It is associated with decompression and crustal thinning until the localization of the deformation along *S3* shear bands. It follows that crustal thinning in the Pyrenees took place during Permian time.

The prograde paths show no evidence for high pressure metamorphism nor significant crustal thickening prior to the high temperature event due to *S1* deformation.

From the above discussion, it results that the late Variscan *HT-LP* event cannot be explained by thermal maturation of a thickened crust and thus necessitates a external mantle heat, such as for example mantle advection following lithospheric delamination at the end of the variscan orogeny.

3.2.2. Les autres MNP granulitiques

3.2.2.1. Bessède de Sault

a. Contexte

Bessède de Sault est un petit massif nord-pyrénéen situé à mi-chemin entre le massif de Saint Barthélémy à l'ouest et le massif de l'Agly à l'est (figure 3.1). Le massif est constitué de terrains paléozoïques à antépaleozoïques qui chevauchent au nord les séries sédimentaires mésozoïques. Les roches antépaleozoïques à paléozoïques sont affectées par un métamorphisme prograde de *HT-BP* depuis la zone à chlorite jusqu'à la zone à sillimanite et le début de l'anatexie au cœur du massif à l'est (figure 3.12).

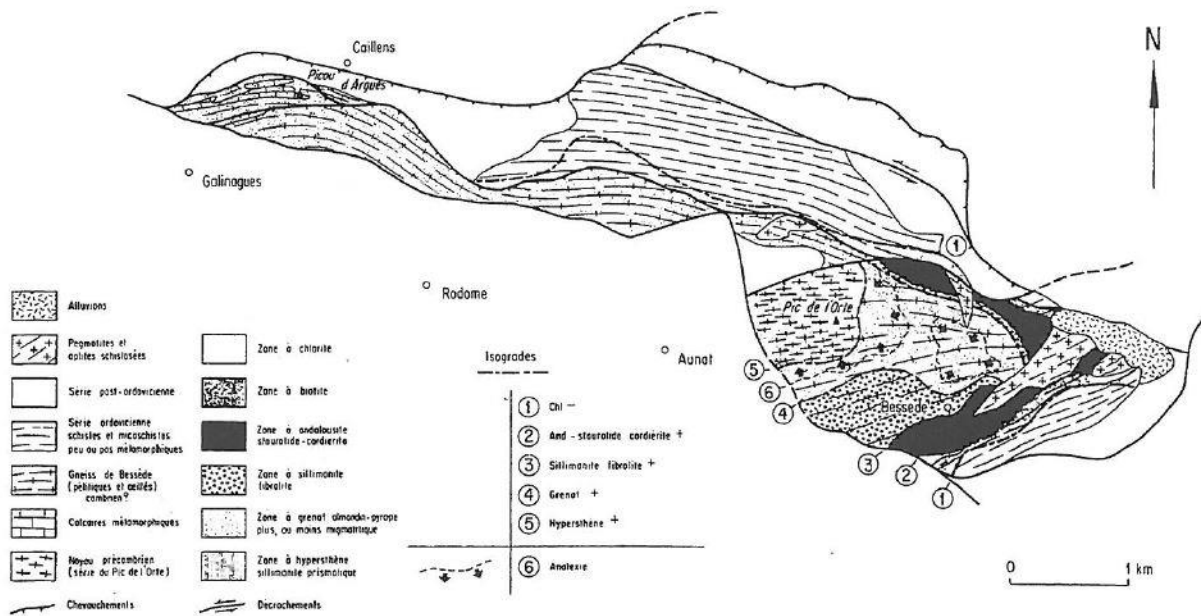


Figure 3.12 : Carte géologique du massif de Bessède de Sault ((Burg and Leyreloup, 1976).

Albarède and Fourcade (1969) y décrivent pour la première fois la présence de gneiss à orthopyroxène caractéristiques du faciès granulitique. Les auteurs interprètent ces gneiss comme des formations précambriennes ayant subi le métamorphisme varisque de *HT-BP*. Burg and Leyreloup, (1976) proposent une hypothèse différente pour la formation des « gneiss de l'Orte ». En effet, les auteurs décrivent la présence de pyriclasites avec des textures progrades de haute pression et localement des faciès écolitiques à quartz-grenat-clinopyroxène. Ils concluent donc en l'occurrence de 2 épisodes métamorphiques distincts qui affectent ce massif : un métamorphisme de *HP* anté-varisque et un métamorphisme *HT-BP* varisque. Dans une étude ultérieure, Vielzeuf (1984), qui n'a pas retrouvé de roches de haute pression, conclut donc à la présence d'un seul épisode métamorphique d'âge varisque

comme proposé initialement par Albarède and Fourcade (1969). De plus, cette étude précise les conditions de pression et de température maximales atteintes dans ce massif lors de l'épisode tardi-varisque de 6 ± 0.5 kbar et 750 ± 50 °C dans la zone à hypersthène au niveau du Pic de l'Orte.

b. Etude pétrologique

Une pseudosection a été calculée avec Perple_X en utilisant les mêmes modèles que dans le chapitre 3.2 afin de confirmer les résultats obtenus par Vielzeuf (1984) à l'aide de thermobaromètres et pour comparer les estimations PT avec celles du massif du Saint-Barthélémy en utilisant la même méthode. La granulite 14BL28 (table 3.7) est utilisée, il s'agit d'un faciès alumineux avec comme assemblage caractéristique du pic de température grenat – sillimanite – biotite – melt – plagioclase – feldspath K $\pm$ cordierite (figure 3.13a). La pseudosection est dessinée dans la figure 3.13b. Le champ de stabilité de l'assemblage donne une estimation de la température comprise entre 700 et 850 °C pour une pression supérieure à 4.5 kbar. Les grenats de cet échantillon sont homogènes et montrent une légère zonation au niveau des bords qui correspond à un ré-équilibre par diffusion lors du trajet rétrograde avec la biotite. Les cœurs des grenats ont une composition de 0.72-0.74 almandin et 0.20-0.22 pyrope. Ceci permet de préciser les conditions PT du pic métamorphique de 5.25 ± 0.25 kbar et 825 ± 25 °C.

Echantillon	Long.	Lat.	Type de roche	Composition (oxyde, wt%)
14BL28	2.11396	42.79475	Granulite alumineuse	Mn _{0.08} N _{0.5} C _{0.3} K _{2.9} F _{5.7} M _{2.0} A _{13.3} S _{71.3} H _{1.5} T _{1.3}
14BL20	2.11210	42.79635	Granulite à Opx	

Table 3.7 : Localisation des échantillons utilisés pour l'étude pétrologique et géochronologique.

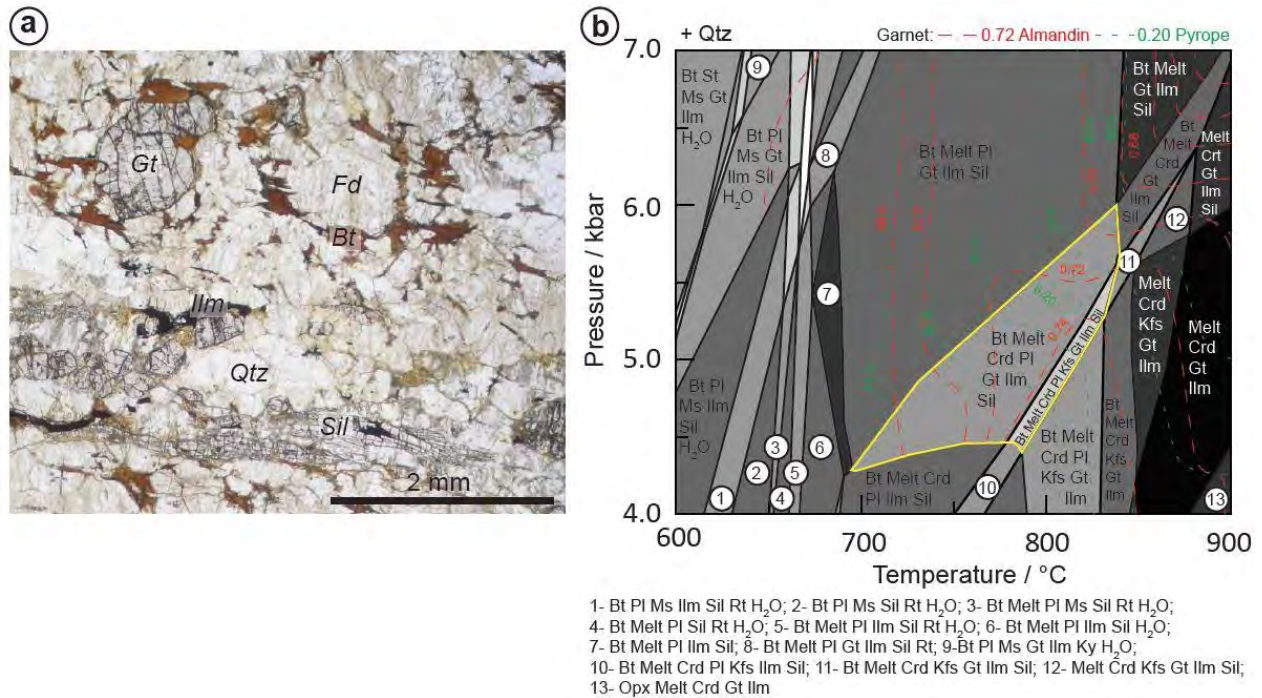


Figure 3.13 : (a) Microphotographie de la granulite alumineuse 14BL28 montrant les minéraux caractéristiques de la haute température. (b) Pseudosection de l'échantillon 14BL28. Le champ jaune correspond à l'assemblage caractéristique du pic métamorphique et à l'intersection des isoplièthes du grenat.

c. Etude géochronologique

Un échantillon de paragneiss granulitique à orthopyroxène (14BL20) a été collecté (table 3.7) afin d'essayer de dater l'âge du métamorphisme HT-BP dans le massif de Bessède de Sault. Le protocole de séparation, de datation et de traitement de données est le même que pour les datations U-Pb sur zircon effectués dans le massif du Saint Barthélémy (Chapitre 3.2). Les images en cathodoluminescence (CL) de grains représentatifs sont présentées dans la figure 3.14. Les résultats sont donnés dans la table 8 et la figure 3.15.

Les zircons sont homogènes, incolores et de forme arrondie. En CL, ils ont un cœur résorbé entouré d'un bord d'épaisseur variable montrant une légère zonation concentrique (figures 3.14). Environ 150 grains ont été sélectionnés et imagés afin d'observer d'éventuelles variabilités de l'aspect des grains en cathodoluminescence et de sélectionner les grains ayant des bords d'épaisseur supérieure à 20 µm afin de pouvoir les analyser par LA-ICPMS.

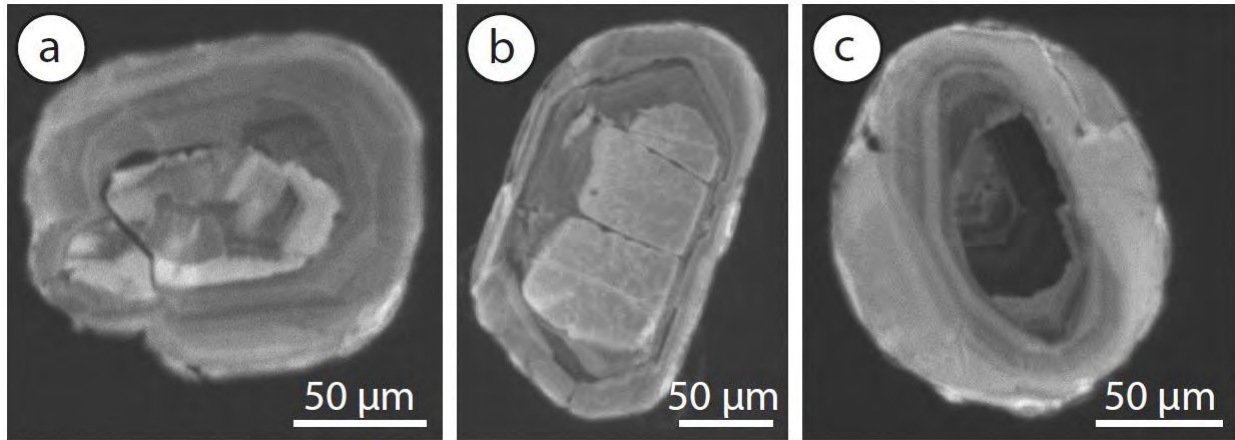


Figure 3.14 : Images en cathodoluminescence de zircons du paragneiss granulitique 14BL20 avec des bords donnant des âges apparents autour de (a) 320 Ma, (b) 300 Ma et (c) 280 Ma.

Les analyses effectuées dans les cœurs des zircons donnent des âges concordants allant du Précambrien (jusqu'à 1 Ga) au Cambro-Ordovicien. Quelques analyses sub-concordantes donnent des âges apparents autour de 450-400 Ma. La présence de cœurs hérités confirme donc l'origine métasédimentaire de la série gneissique catazonale. Les bords des zircons donnent des âges Carbonifère à Permien (figure 3.x.a). Ils sont donc interprétés comme des surcroissances liées au métamorphisme *HT-BP* tardi-varisque. Dans le détail, on distingue trois ensembles d'analyses concordantes à sub-concordantes (figure 3.15a). Quatre surcroissances, correspondant à l'image CL de la figure 3.14a, donnent une date concordante de 322 ± 8 Ma (MSWD = 3.3 ; ellipses violettes, figure 3.15a). Un second ensemble de surcroissances provenant de 7 grains différents (figure 3.14b) donne une date concordante de 300 ± 3 Ma (MSWD = 1.4 ; ellipses vertes, figure 3.15a). Enfin, 18 zircons avec des surcroissances assez épaisses pour être datées (figure 3.14c) donnent une date concordante de 280 ± 2 Ma (MSWD = 1.2 ; ellipses rouges, figure 3.15a).

On note que l'aspect des grains en cathodoluminescence (figure 3.14) est homogène et ne permet pas de distinguer les trois groupes de dates concordantes au niveau des surcroissances. De même, le rapport Th/U pour l'ensemble des analyses donnant des âges varisques est de la même gamme de valeur (< 0.2) quel que soit l'âge apparent obtenu (figure 3.15b).

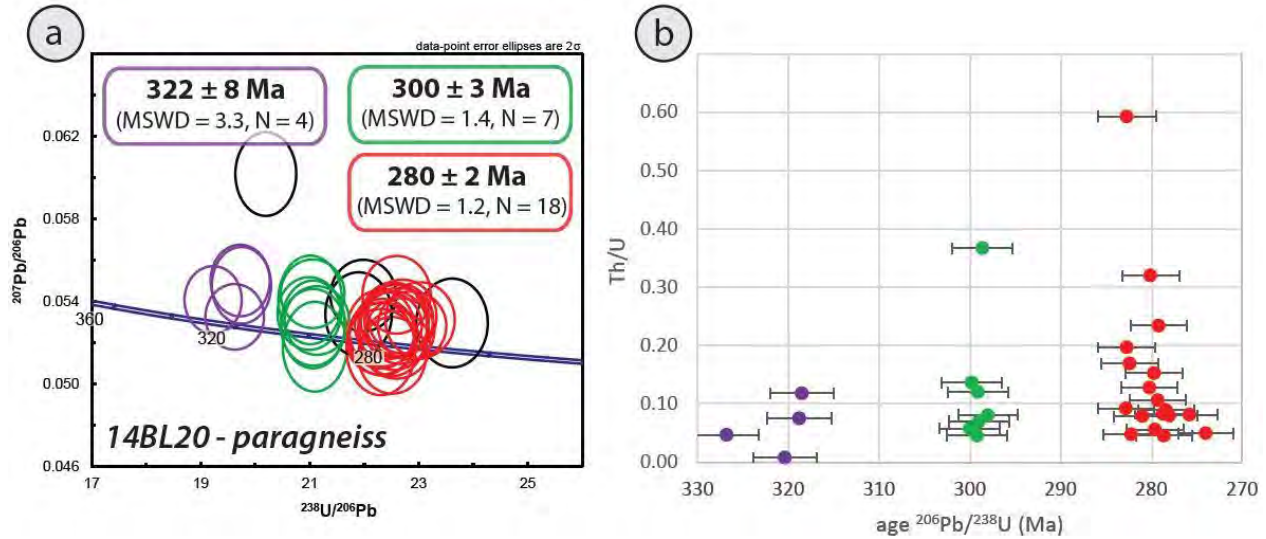


Figure 3.15 : (a) diagramme concordia du paragneiss granulitique de Bessède 14BL20 et (b) rapport Th/U en fonction de l'âge $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

d. Discussion

La date de 322 ± 8 Ma est plus vieille que les âges obtenus pour le métamorphisme *HT-BP* et le magmatisme varisque dans les Pyrénées (chapitre 2 ; chapitre 3). De plus, 3 des 4 analyses ne sont que sub-concordantes. Cette date peut donc être attribuée soit à un épisode varisque précoce non décrit dans le reste du segment pyrénéen, soit à un biais lié à une remise à zéro incomplète de zircons hérités du métamorphisme tardi-varisque, conduisant à une discordia. Ensuite, les deux dates à *ca.* 300 Ma et *ca.* 280 Ma sont équivalentes à aux âges obtenus dans le massif du Saint Barthélémy (chapitre 3). Elles sont donc interprétées de la même manière comme représentant le début et la fin de l'épisode *HT-BP* tardi-varisque qui dure donc au moins 20 My dans les massifs nord-pyrénéens de Bessède et du Saint Barthélémy.

La modélisation thermodynamique par équilibre de phases donne des estimations de 5.25 ± 0.25 kbar et 825 ± 25 °C au moment du pic de température. Dans l'incertitude, ces conditions sont en accord avec les résultats de Vielzeuf (1984). De plus, on remarque que la température correspond au début de la réaction de fusion partielle par déshydratation de la biotite de même que pour les estimations dans les granulites du Saint Barthélémy.

Table 3.8 : Données LA-ICPMS sur zircon pour la granulite 14BL20 du massif de Bessède de Sault.

Sample	Content (ppm)			Isotope ratios				Ages (Ma)					
14BL20	Pb	U	Th/U	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ
5010615	12.2	287.2	0.05	21.9829	1.1211	0.0543	1.3080	298	4	287	3	383	29
6010615	33.5	221.6	0.58	7.1649	1.1106	0.0722	1.1360	884	7	842	9	991	23
7010615	9.3	207.2	0.12	21.0615	1.1373	0.0529	1.6452	302	4	299	3	324	37
9010615	16.4	340.9	0.05	19.2271	1.1152	0.0541	1.2391	333	4	327	4	374	28
10010615	14.8	80.7	0.53	5.9144	1.1296	0.0725	1.2964	1005	9	1007	11	1000	26
11010615	15.5	333.4	0.02	20.1939	1.1309	0.0602	1.3792	350	4	312	3	610	30
12010615	8.4	210.9	0.10	23.6128	1.1334	0.0530	1.6619	274	4	267	3	327	37
13010615	14.8	247.7	0.01	15.3681	1.1219	0.0572	1.2583	421	5	406	4	500	28
14010615	6.0	52.1	0.65	9.5942	1.1417	0.0628	1.5924	653	8	639	7	701	34
18010615	5.7	117.7	0.37	21.0926	1.1390	0.0518	1.7181	296	5	299	3	277	39
19010615	8.2	193.5	0.13	22.5124	1.1256	0.0514	1.4792	278	4	280	3	258	34
20010615	4.7	105.1	0.32	22.5225	1.1486	0.0527	1.7664	284	4	280	3	314	39
21010615	22.2	476.0	0.01	19.6232	1.1185	0.0533	1.2207	323	4	320	3	339	27
22010615	5.0	102.9	0.59	22.3065	1.1599	0.0517	1.7795	282	4	283	3	272	40
24010615	6.6	153.6	0.10	21.8962	1.1386	0.0534	1.5549	294	4	288	3	345	35
25010615	28.1	478.0	0.01	15.5618	1.1204	0.0565	1.1858	412	4	402	4	471	26
26010615	43.4	390.7	0.31	9.1592	1.1174	0.0636	1.1637	682	6	668	7	728	25
27010615	21.4	226.6	0.34	11.1259	1.1237	0.0655	1.2513	604	6	555	6	792	26
31010615	9.9	224.7	0.07	21.0615	1.1373	0.0527	1.4410	301	4	299	3	318	32
32010615	8.2	190.7	0.20	22.3065	1.1376	0.0527	1.4815	286	4	283	3	314	33
33010615	11.9	244.3	0.12	19.7472	1.1256	0.0548	1.3874	329	4	319	4	403	30
34010615	6.0	132.4	0.14	21.0084	1.1345	0.0541	1.6275	308	4	300	3	374	36
35010615	48.1	472.0	0.89	11.5300	1.1184	0.0588	1.2077	541	5	536	6	560	26
36010615	13.5	306.0	0.06	20.9908	1.1335	0.0534	1.3481	305	4	300	3	346	30
38010615	14.8	363.7	0.05	22.6398	1.1320	0.0531	1.3562	284	4	279	3	332	31
39010615	17.2	250.6	0.72	16.5207	1.1234	0.0577	1.3682	399	5	379	4	520	30
40010615	93.5	637.4	0.04	6.4020	1.1140	0.0722	1.2048	953	8	936	10	992	24
5020615	12.3	305.2	0.08	22.6347	1.1317	0.0530	1.2639	284	3	279	3	329	28

Table 8 (suite)

Sample	Content (ppm)			Isotope ratios				Ages (Ma)					
14BL20	Pb	U	Th/U	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ
6020615	12.0	271.3	0.05	21.0526	1.1368	0.0544	1.2507	309	4	299	3	386	28
7020615	8.3	201.3	0.08	22.6963	1.1348	0.0533	1.3704	285	4	278	3	340	31
8020615	46.9	494.0	0.44	11.2511	1.1139	0.0613	1.0939	569	5	549	6	648	23
9020615	56.2	249.0	0.16	4.6038	1.1187	0.1210	1.0579	1555	9	1267	13	1971	19
11020615	16.9	408.5	0.05	22.3464	1.1173	0.0524	1.2025	284	3	282	3	303	27
12020615	22.8	327.4	0.02	13.2644	1.1275	0.0577	1.1622	477	5	469	5	516	25
13020615	14.9	238.6	0.07	15.0716	1.1304	0.0597	1.2397	442	5	414	5	593	26
14020615	19.0	274.5	0.19	14.4259	1.1252	0.0596	1.1909	458	5	432	5	590	25
18020615	6.5	150.3	0.23	22.5938	1.1297	0.0543	1.4175	291	4	279	3	384	32
19020615	15.7	379.4	0.09	22.6603	1.1330	0.0526	1.2367	282	3	278	3	310	28
20020615	8.5	210.7	0.05	23.0256	1.1283	0.0531	1.4127	280	4	274	3	332	32
21020615	10.4	138.1	0.08	12.5723	1.1441	0.0608	1.4483	518	6	493	5	631	31
22020615	12.5	305.1	0.08	22.8781	1.1210	0.0528	1.2876	281	3	276	3	321	29
23020615	14.1	339.3	0.08	22.4417	1.1221	0.0528	1.2495	285	3	281	3	321	28
24020615	102.2	297.8	0.69	3.4497	1.1212	0.1539	1.0786	1997	10	1641	16	2390	18
25020615	13.2	316.2	0.11	22.5887	1.1294	0.0519	1.2912	279	3	279	3	280	29
26020615	8.7	212.0	0.06	22.5581	1.1279	0.0530	1.3575	285	4	280	3	330	31
27020615	6.3	148.8	0.15	22.5479	1.1499	0.0526	1.4835	283	4	280	3	311	33
31020615	35.9	322.0	0.36	9.1642	1.1272	0.0616	1.1535	666	6	668	7	658	25
32020615	12.7	287.0	0.08	21.1327	1.1412	0.0531	1.2813	302	4	298	3	332	29
33020615	15.7	329.5	0.08	19.7239	1.1243	0.0550	1.2907	330	4	319	4	413	28
34020615	19.4	344.3	0.02	16.2760	1.1230	0.0552	1.2330	389	4	384	4	418	27
35020615	9.1	134.4	0.30	14.5815	1.1374	0.0552	1.3766	427	5	428	5	421	30
36020615	57.2	519.9	1.15	11.4090	1.1295	0.0602	1.1790	555	5	542	6	611	25
37020615	23.5	155.9	0.45	6.9740	1.1298	0.0717	1.1991	896	8	864	9	978	24
38020615	19.1	455.8	0.09	22.3015	1.1374	0.0520	1.2490	283	3	283	3	287	28
39020615	7.9	184.6	0.17	22.3314	1.1389	0.0523	1.4543	284	4	282	3	297	33

3.2.2.2. Castillon

a. Contexte

Le massif de Castillon, situé au sud de Saint-Girons, est un massif granulitique à 200 km à l'est de l'Ursuya (figure 3.1). Des études pétrographiques ont été effectuées à la fin 20^e siècle, notamment par Roux (1977), Vielzeuf (1984) et Driouch et al. (1997). Le massif de Castillon a la particularité d'être constitué uniquement de roches métamorphiques dans les faciès granulitique et amphibolitique. Contrairement aux autres massifs, la couverture paléozoïque est absente, les gneiss du Castillon sont directement en contact accidentel avec les formations mésozoïques. Le massif se présente comme un ensemble monoclinal avec une évolution de la base du massif au sommet depuis les gneiss granulitiques jusqu'aux migmatites. Les niveaux les plus profonds correspondent à des leptynites à grenats (15BL26) suivi de leptynites à cordiérites (15BL30). On retrouve des niveaux intermédiaires à l'est du sommet formé par des kinzigites (15BL33). Enfin, les migmatites (15BL36) constituent les niveaux les moins profonds du massif du Castillon. Les études précédentes (Roux, 1977 ; Vielzeuf, 1984 ; Driouch et al., 1997) attribuent ce métamorphisme à l'épisode tardi-orogénique varisque de haute température avec des estimations des conditions du métamorphisme donnant des pressions de 5-6 kbar pour des températures autour de 700 °C. Plus récemment, les travaux d'Aubray (2013) et Kilzi (2014) se sont intéressés respectivement aux roches à sapphirine et aux roches mafiques et ultramafiques qui intrudent l'ensemble des paragneiss du Castillon.

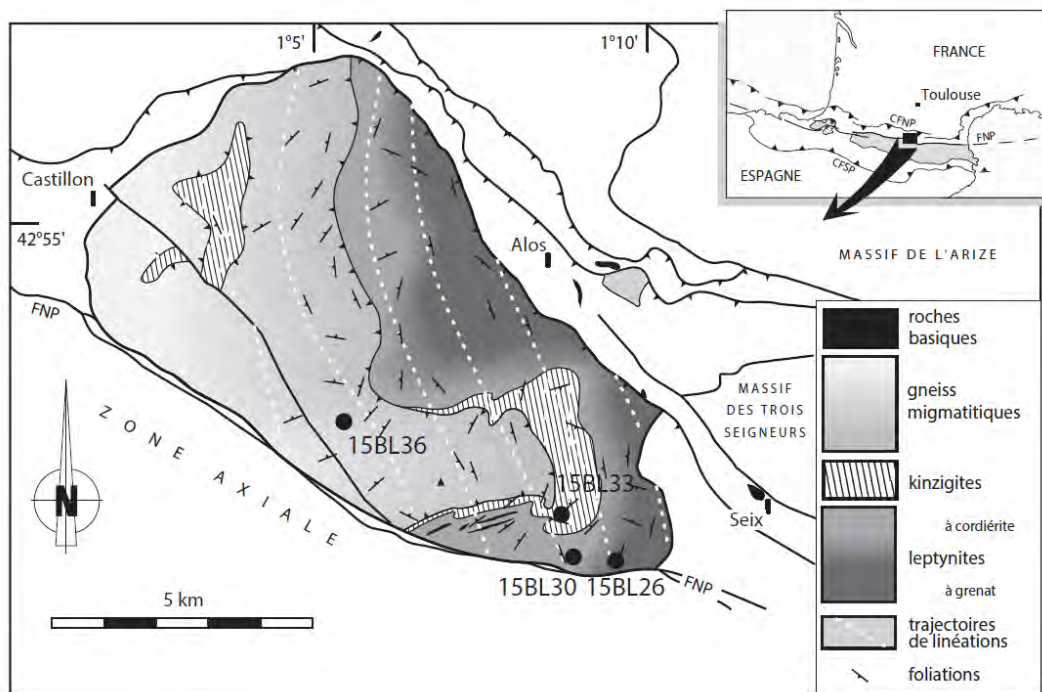


Figure 3.16 : Carte géologique schématisée du massif de Castillon (modifiée d'après Saint Blanquat, 1993b) et localisation des échantillons. FNP : faille nord-pyrénéenne.

b. Etude pétrographique

Une modélisation thermodynamique a été effectuée pour une leptynite à grenat (15BL26) et une kinzigite (15BL33) représentative des principales unités métamorphiques du massif afin de déterminer l'évolution du gradient dans la croûte moyenne au moment de l'épisode de haute température tardi-varisque. La localisation des échantillons et les compositions chimiques utilisées pour la modélisation sont présentées dans le tableau 3.9 et le tableau 3.10 respectivement.

Echantillon	Longitude	Latitude	Type de roche
15BL26	1.15693	42.85353	Leptynite à grenat
15BL30	1.15230	42.85716	Leptynite à cordiérite
15BL33	1.14090	42.86560	kinzigite
15BL36	1.08897	42.88527	migmatite

Table 3.9 : Localisation des échantillons du massif de Castillon.

Sample		15BL26	15BL30	15BL33	15BL36
Al₂O₃	(%)	19.23	14.77	22.04	14.51
CaO	(%)	0.73	1.32	0.80	0.54
Cr₂O₃	(%)	0.05	0.01	0.04	0.01
Fe₂O₃	(%)	8.54	6.40	9.44	4.96
K₂O	(%)	4.85	3.37	2.83	3.27
MgO	(%)	3.69	2.39	2.93	1.86
MnO	(%)	0.05	0.09	0.16	0.09
Na₂O	(%)	1.32	2.67	1.29	2.77
P₂O₅	(%)	0.09	0.12	0.06	0.11
SiO₂	(%)	57.20	67.65	57.62	70.03
TiO₂	(%)	0.95	0.86	1.16	0.37
L.O.I.	(%)	2.49	0.27	0.99	1.42
Total	(%)	99.19	99.92	99.36	99.94

Table 3.10 : Composition chimique roche totale des échantillons de Castillon. Analyses obtenues par XRF au CAF, Stellenbosch, Afrique du Sud.

Les conditions et les modèles utilisés pour le calcul des pseudosections sont identiques à ceux utilisés pour le massif du Saint Barthélémy (chapitre 3.2). Les résultats sont présentés dans la figure 3.18. La leptynite à grenat est située à la base du massif et correspond donc au faciès le plus profond à l'affleurement dans le massif de Castillon. L'assemblage caractéristique de la *HT-BP* de la leptynite à grenat (15BL26) est grenat + plagioclase + sillimanite prismatique + feldspath potassique ± cordiérite ± biotite (figure 3.17). La teneur

en almandin des grenats est comprise entre 0.58 et 0.60. On détermine les conditions de température à partir des isoplèthes du grenat et de pression à partir de la présence de quelques rares cordiérites. Les conditions de pression et température subies par l'échantillon sont de 7.0 ± 0.5 kbar et 875 ± 25 °C qui correspond à la réaction de fusion partielle par déstabilisation de la biotite juste au-dessus du champ de stabilité de la cordiérite. Au-dessus du niveau de leptynite à grenat, on retrouve des leptynites à cordiérite (figure 3.16). L'abondance de cordiérite primaire traduit donc une pression plus faible pour cette unité. L'unité constituée de kinzigite est localisée au-dessus de l'unité de leptynite à cordiérite et sous les migmatites. La paragenèse de la kinzigite 15BL33 est composée de grenat + biotite + sillimanite + quartz + plagioclase $\pm$ feldspath potassique $\pm$ cordiérite avec des grenats à $X_{\text{Alm}} 0.70$ (figure 3.17). Cette paragenèse caractérisée par une plus grande abondance de biotite par rapport à l'échantillon 15BL26, correspond à une pression de 6.0 ± 0.25 kbar et une température de 825 ± 25 °C.

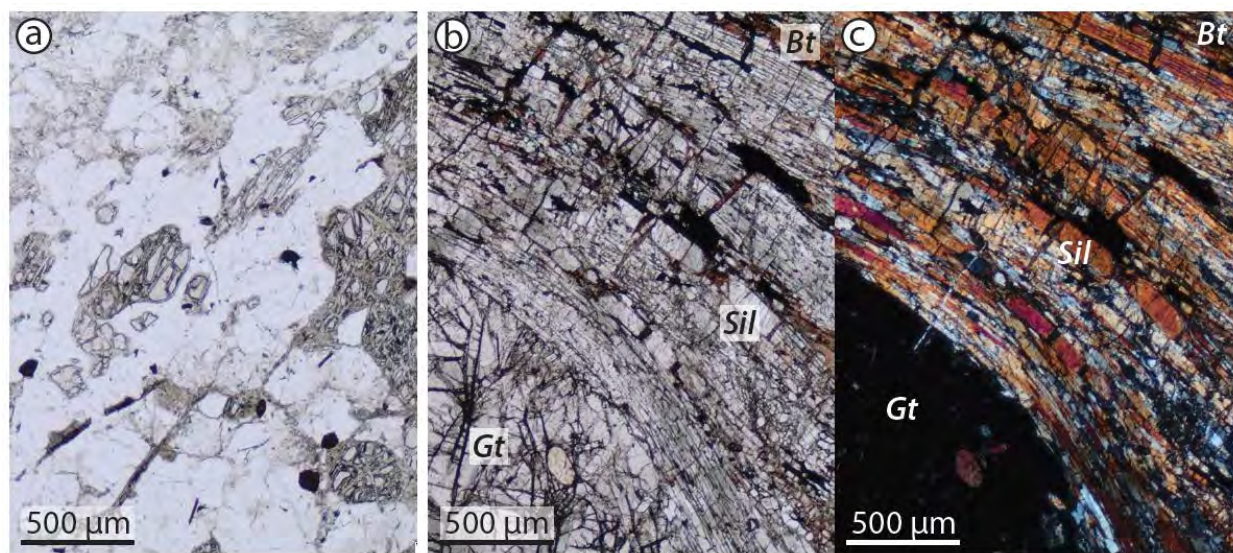


Figure 3.17: (a) Microphotographie de la leptynite 15BL26 présentant des grenats plus ou moins altérés et illustrant l'absence de biotite primaire. (b) & (c) Microphotographies de la kinzigite 15BL33 en lumière naturelle et lumière polarisée analysée.

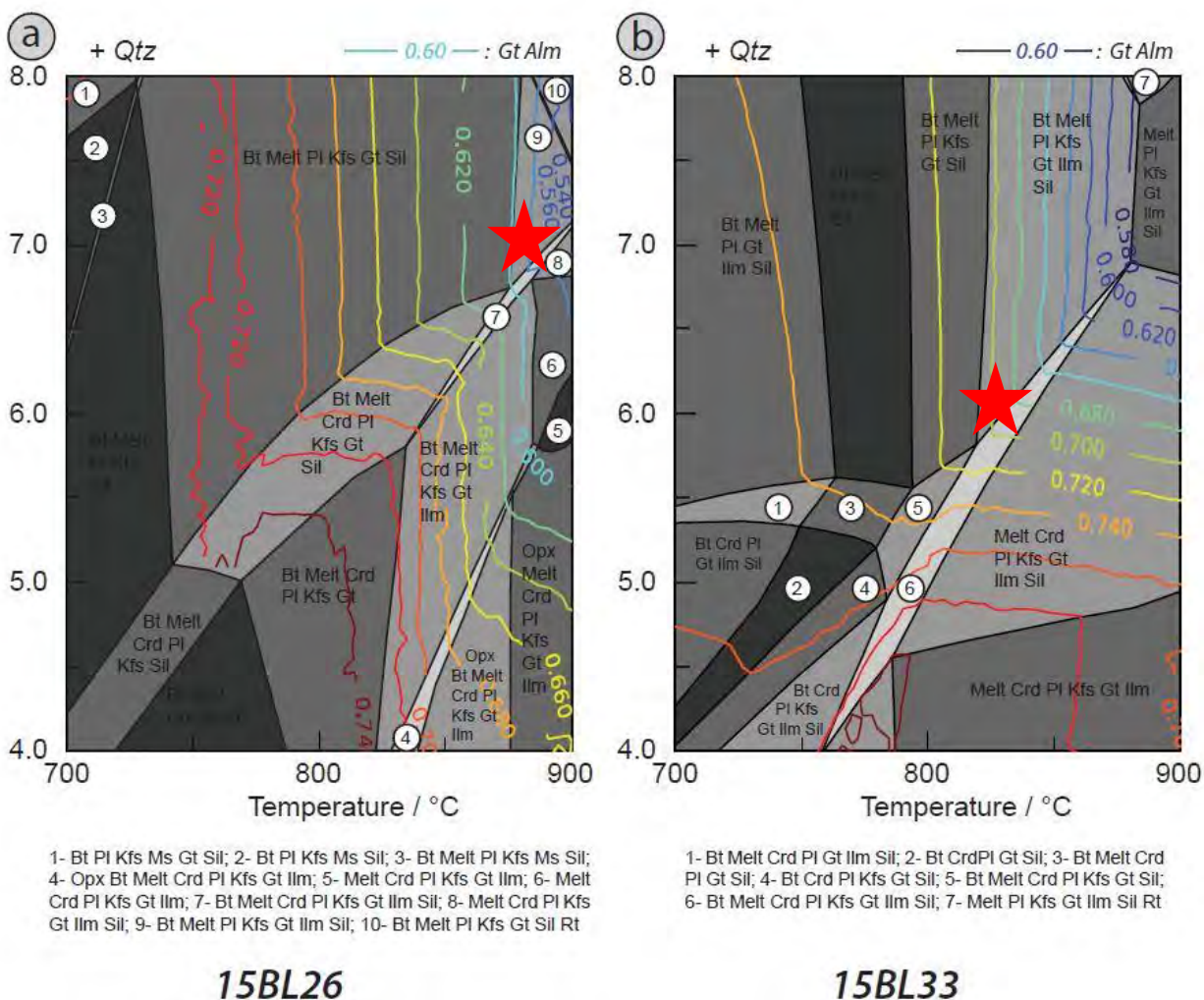


Figure 3.18 : Pseudosection et isoplèthes du grenat almandin des granulites du Castion. (a) Leptynite à grenat 15BL26. (b) Kinzigite 15BL33.

c. Etude géochronologique

Les échantillons présentés dans le tableau 3.9 ont été utilisés pour une étude géochronologique en suivant le protocole décrit précédemment (chapitre 3.2) dans l'objectif de préciser l'âge du métamorphisme et de la fusion partielle et de le comparer aux datations effectuées sur les roches mafiques par Kilzi (2014). Les résultats sont présentés dans la figure 3.20 pour les images en cathodoluminescence et dans la figure 3.19 et le tableau 3.11 pour les analyses U-Pb. De même que précédemment, entre 100 et 150 grains ont été sélectionnés et imagés afin d'observer la présence d'une ou plusieurs populations de zircons et de choisir les grains avec des domaines (cœurs et bords) assez large pour la datation au laser. Certaines analyses montrent des pertes en plomb actuelle ainsi que la présence de plomb commun (figure 3.20c).

L'ensemble des zircons des échantillons du Castillon sont de forme arrondie. En cathodoluminescence (CL), ils présentent généralement un cœur résorbé avec un bord assez homogène interprété comme une surcroissance métamorphique (figure 3.19). Quelques zircons sont entièrement recrystallisés.

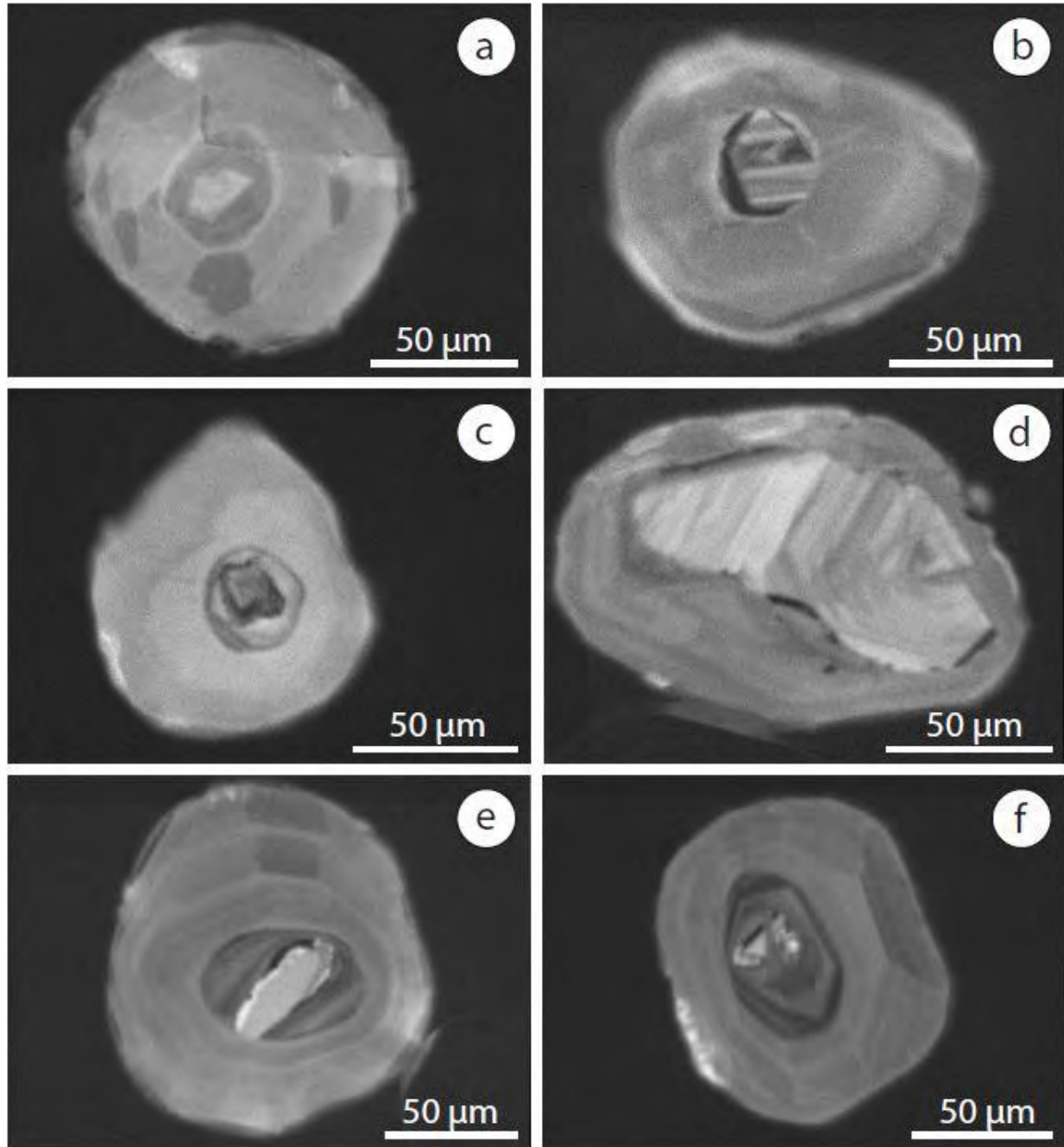


Figure 3.19 : Images en cathodoluminescence de zircons de (a) la leptynite 15BL26 ; (b) et (c) la leptynite 15BL30 avec des surcroissances donnant des âges autour de 318 et 293 Ma respectivement ; (d) la kinzigite 15BL33 ; (e) et (f) la migmatite 15BL36 avec des surcroissances donnant des âges apparents autour de 323 et 300 Ma respectivement.

Les cœurs des zircons de la leptynite à grenat 15BL26 à la base du Castillon donnent des âges apparents compris entre 2.5 Ga et 400 Ma. Cinq surcroissances différentes (figure 3.19a) donnent une date concordante de 307 ± 3.2 Ma (MSWD = 0.41 ; ellipses vertes, figure 3.20a).

Le second échantillon de leptynite à cordiérite 15BL30 contient des zircons dont les analyses concordantes à sub-concordantes donnent un ensemble d'âges apparents qui s'étale de manière plus ou moins continue de 700 Ma à 290 Ma. Les résultats montrent deux ensembles d'analyses concordantes obtenues au niveau de bordures de grains. Trois surcroissances différentes (figure 3.19b) donnent le même âge apparent. On peut calculer une date concordante pour ces 3 analyses de 318 ± 4 Ma (MSWD = 0.26 ; ellipses violettes, figure 3.20b). Sept analyses concordantes correspondantes à des bords de grains (figures 3.19c) permettent de calculer une seconde date concordante à 293 ± 3 Ma (MSWD = 1.5 ; ellipses rouges, figure 3.20b). On remarque que l'ensemble des analyses concordantes effectuées dans les cœurs donnent des âges apparents compris entre 700 et 470 Ma. Les analyses concordantes à sub-concordantes effectuées dans les bordures des grains donnent des âges apparents compris entre 350 et 290 Ma. En faisant l'hypothèse qu'il s'agisse de cœurs hérités du protolithe du gneiss granulitique pour les analyses des cœurs et des mélanges entre cœurs et bordures des remises à zéro incomplètes dans les surcroissances donnant les âges apparents les plus vieux (*ca.* 350 Ma), on peut calculer une date via une discordia à 296 ± 18 Ma pour l'intercepte inférieur qui correspondrait à l'âge du métamorphisme.

Les zircons de la kinzigite 15BL33 donnent des âges apparents au niveau des cœurs des grains compris entre 2.5 Ga à 540 Ma, ce qui correspond aux cœurs hérités du protolithe métasédimentaire. Les analyses effectuées dans les bords des grains montrent un groupe d'analyses concordantes à sub-concordantes avec des âges carbonifères et permien s'étalant de 320 Ma à 280 Ma. Onze analyses de surcroissances (figure 3.19d) donnent une date concordante de 298 ± 3 Ma (MSWD = 1.6 ; ellipses vertes, figure 3.20c).

Les analyses au niveau des cœurs des zircons du leucosome de la migmatite 15BL36 montrent des âges apparents allant de 970 Ma à 430 Ma alors que les analyses au niveau des surcroissances permettent de dater deux épisodes de surcroissance distincts. Vingt et une analyses donnent une date concordante de 323 ± 2 Ma (MSWD = 0.24 ; ellipses violettes, figure 3.20d ; image CL de la figure 3.19e). Treize autres données permettent de calculer une seconde date concordante à 300 ± 2 Ma (MSWD = 0.73 ; ellipses vertes, figure 3.20d ; image CL de la figure 3.19f).

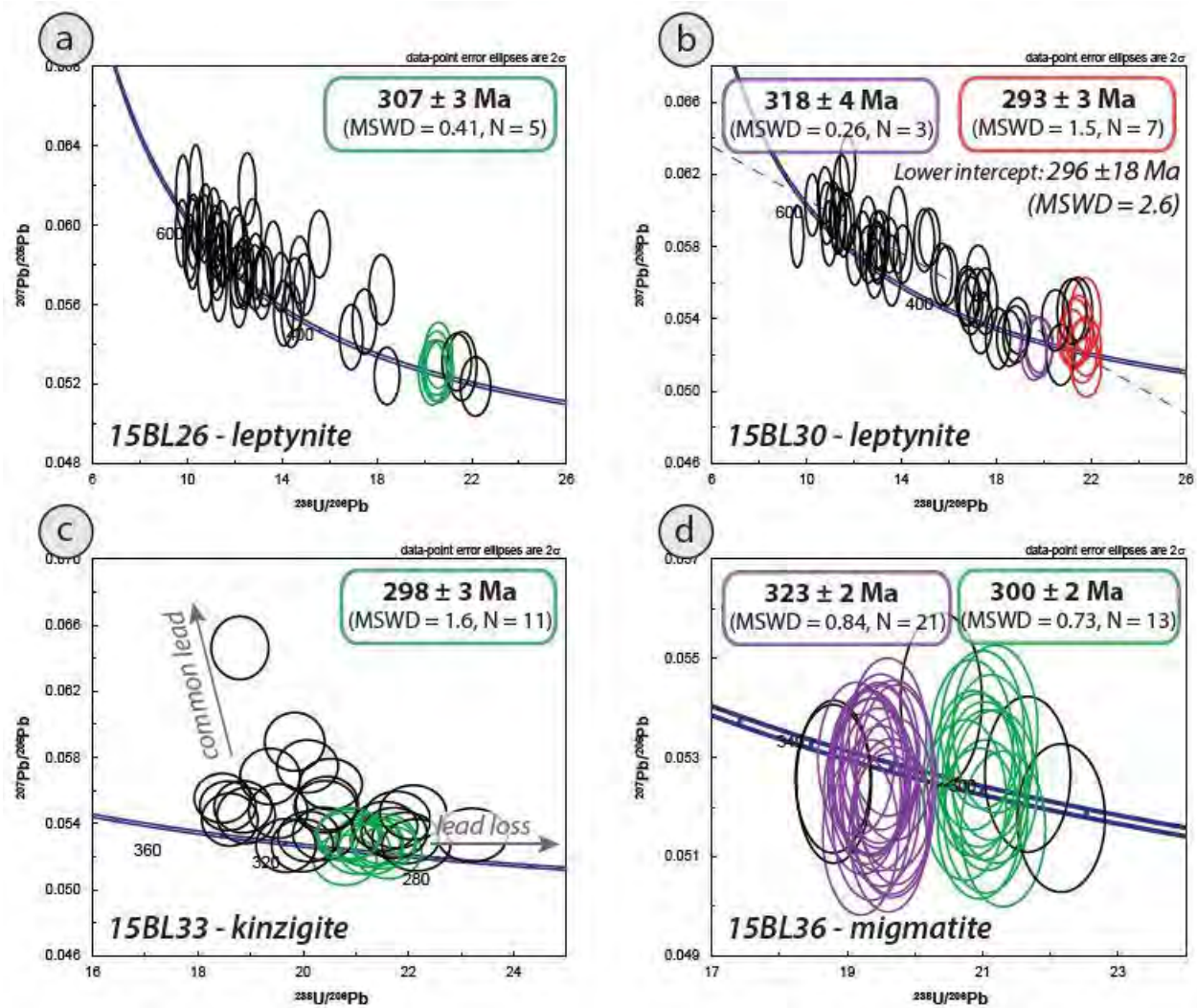


Figure 3.20 : Diagramme Tera-Wasserburg des échantillons du massif de Castillon.

On remarque que ni l'étude morphologique des zircons, ni les images CL ou les rapports Th/U ne montrent de dépendance en fonction des dates U-Pb obtenues.

d. Discussion

De même que pour les massifs étudiés précédemment, l'ensemble des données obtenues dans le massif du Castillon confirme le fait que l'épisode HT-BP tardi-varisque a duré plusieurs millions d'années à la fin du Carbonifère et au début du Permien, même si celles-ci sont plus difficiles à interpréter pour ce massif. De plus, les dates autour de 320 Ma obtenues dans le massif de Castillon sont à mettre en parallèle avec la date mal contrainte obtenue dans le massif de Bessède à *ca.* 320 Ma. De plus, Kilzi (communication personnelle) a obtenu une date similaire de *ca.* 320 Ma dans un granite du massif de Castillon. Ces résultats

semblent suggérer que l'histoire varisque dans les Pyrénées aurait pu commencer plus tôt que ce qui était envisagé à partir des datations du magmatisme au Carbonifère supérieur. En effet, ces résultats suggèrent que la croûte varisque moyenne affleurant dans les massifs nord-pyrénéens a été affectée par un épisode précoce avant le pic de température correspondant à l'âge du magmatisme et du métamorphisme à la limite Carbonifère-Permien. On peut ainsi émettre l'hypothèse que cet épisode enregistré dans certaines surcroissances de zircons pourrait correspondre à l'épaississement crustal modéré antérieur à l'anomalie thermique tardi-varisque.

Aca. 300 Ma, les conditions *PT* dans le massif de Castillon sont comprises entre 6 et 7 kbar pour des températures autour de 825-875 °C. Les estimations de pression et température, pour les échantillons 15BL26 et 15BL33 à la base et au sommet du massif respectivement, souligne une augmentation de la pression de 1 kbar pour une augmentation de la température de 50 °C. On peut donc calculer un gradient local moyen inférieur à 20 °C/km dans le massif du Castillon. On met donc en évidence, comme pour le massif du Saint Barthélémy et de l'Agly (Siron, 2012), la présence de conditions sub-isothermales dans la croûte moyenne du massif de Castillon correspondant à la température de fusion partielle par déshydratation de la biotite.

Table 3.11 : Données LA-ICPMS sur zircon pour les échantillons 15BL26, 15BL30, 15BL33 et 15BL36 du Castillon.

Sample	Content (ppm)			Isotope ratios				Ages (Ma)					
	Pb	U	Th/U	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ
15BL26													
5021215	81.5	884.1	0.18	10.5020	1.1762	0.0598	1.0704	588	5	586	7	595	24
6021215	19.8	38.9	0.52	2.3230	1.1894	0.1875	1.1038	2534	12	2308	23	2721	18
7021215	13.5	130.1	0.34	9.8058	1.1865	0.0617	1.2326	634	6	626	7	662	26
8021215	138.8	2012.7	0.16	13.9489	1.1717	0.0571	1.0677	455	4	446	5	496	24
9021215	11.2	109.2	0.47	10.2480	1.1888	0.0597	1.2730	599	6	600	7	593	27
10021215	12.3	156.4	0.79	14.5285	1.1913	0.0565	1.3090	436	5	429	5	472	29
11021215	16.6	364.5	0.10	20.5128	1.1897	0.0527	1.1961	308	4	307	4	315	27
12021215	17.7	90.9	0.35	5.6306	1.1937	0.1433	1.1654	1529	10	1054	12	2267	20
13021215	43.8	505.2	0.19	11.1819	1.1741	0.0594	1.0945	558	5	552	6	582	24
14021215	5.7	46.3	1.22	10.2166	1.2056	0.0591	1.5747	595	8	602	7	569	34
18021215	100.5	827.4	1.90	12.0178	1.1777	0.0592	1.1481	527	5	515	6	576	25
19021215	21.0	284.8	0.15	13.1492	1.1834	0.0570	1.2625	476	5	473	5	492	28
20021215	29.9	378.4	0.14	12.1315	1.1768	0.0574	1.1318	510	5	511	6	508	25
21021215	11.2	73.5	1.03	7.9058	1.1938	0.0636	1.3367	758	8	768	9	728	28
22021215	15.8	201.3	0.12	12.1684	1.1803	0.0566	1.2374	503	5	509	6	474	27
23021215	35.3	450.4	0.17	12.7535	1.1733	0.0597	1.1396	505	5	487	6	592	24
24021215	40.7	817.3	0.02	18.4230	1.1791	0.0524	1.1257	336	4	341	4	304	26
25021215	38.7	304.9	1.15	9.7761	1.1829	0.0596	1.1579	619	6	628	7	589	25
26021215	22.9	247.1	0.32	10.7608	1.1837	0.0574	1.2367	560	6	573	6	507	27
27021215	17.1	399.8	0.03	21.5796	1.1869	0.0529	1.3422	296	4	292	3	325	30
31021215	93.8	1181.0	0.16	12.1847	1.1819	0.0589	1.1202	519	5	509	6	564	24
32021215	39.8	445.8	0.37	11.4745	1.1819	0.0586	1.1612	541	5	539	6	551	25
33021215	36.5	493.7	0.09	12.8502	1.1822	0.0574	1.1679	487	5	483	5	506	25
34021215	25.9	294.1	0.20	11.1086	1.1775	0.0601	1.1978	566	6	556	6	607	26
35021215	50.8	599.2	0.54	12.8849	1.1725	0.0579	1.1564	490	5	482	5	527	26
36021215	31.3	699.2	0.04	20.6356	1.1762	0.0526	1.1968	306	4	305	4	313	27
37021215	17.9	392.8	0.07	20.5170	1.1900	0.0531	1.2441	310	4	307	4	331	28
38021215	44.9	692.1	0.12	14.7362	1.1789	0.0578	1.1948	439	5	423	5	520	26

Table 11 (suite)

15BL26	Pb	U	Th/U	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ
39021215	17.6	386.0	0.10	20.5931	1.1738	0.0535	1.2722	311	4	306	4	348	28
40021215	39.5	589.3	0.14	14.3802	1.1792	0.0555	1.1900	433	5	433	5	430	26
5021215	18.7	355.2	0.03	17.4734	1.1882	0.0551	1.2151	367	4	359	4	418	27
6021215	35.1	541.4	0.81	15.5642	1.1829	0.0591	1.1685	427	5	401	5	569	25
7021215	39.1	912.3	0.02	21.3675	1.1752	0.0531	1.1109	299	3	295	3	334	25
8021215	27.8	297.9	0.47	11.2095	1.1770	0.0590	1.1354	554	6	551	6	567	25
9021215	21.3	507.7	0.08	22.1582	1.1744	0.0519	1.1758	284	3	285	3	280	27
11021215	81.1	878.5	0.48	11.4548	1.1798	0.0597	1.0727	550	5	540	6	591	23
12021215	26.7	276.7	0.56	11.1359	1.1804	0.0583	1.1500	551	6	554	6	539	26
13021215	31.1	280.0	0.74	10.1041	1.1822	0.0589	1.1551	599	6	608	7	562	25
14021215	30.1	362.5	0.07	11.2537	1.1816	0.0579	1.1578	544	5	549	6	525	25
18021215	26.8	261.9	0.65	10.7654	1.1842	0.0604	1.1428	582	6	573	6	617	25
19021215	24.6	46.8	0.45	2.1450	1.1884	0.1696	1.1260	2515	12	2467	24	2554	19
20021215	105.6	1365.0	0.14	12.3854	1.1766	0.0573	1.0824	501	5	501	6	502	24
21021215	10.9	110.4	0.70	11.3237	1.1890	0.0570	1.3499	536	6	546	6	492	30
23021215	12.1	266.0	0.05	20.3459	1.1801	0.0526	1.2557	309	4	309	4	310	28
24021215	173.7	2268.8	0.28	13.2608	1.1802	0.0574	1.0796	475	5	469	5	508	24
25021215	81.5	184.7	0.39	2.4983	1.1767	0.1570	1.0767	2303	11	2170	22	2423	18
26021215	21.0	415.5	0.01	18.1951	1.1827	0.0568	1.2687	363	4	345	4	481	28
27021215	33.6	336.6	0.54	10.7204	1.1792	0.0598	1.1702	579	6	575	6	597	25
31021215	106.8	1716.7	0.05	14.9365	1.1800	0.0570	1.1051	429	4	418	5	491	25
32021215	134.6	1576.9	0.22	11.5141	1.1744	0.0586	1.1086	540	5	537	6	553	24
33021215	8.7	105.5	0.70	13.6184	1.1848	0.0582	1.3915	470	6	457	5	537	31
34021215	16.9	303.1	0.08	16.9119	1.1838	0.0544	1.2323	373	4	370	4	386	27
35021215	27.1	233.3	0.27	8.7329	1.1789	0.0645	1.1781	713	7	699	8	758	25
36021215	40.8	510.3	0.24	12.4378	1.1816	0.0578	1.1940	503	5	499	6	522	26
37021215	4.0	38.3	0.54	10.3520	1.2319	0.0613	1.8434	606	9	595	7	650	39
38021215	26.1	395.2	0.04	14.0647	1.1814	0.0556	1.2059	442	5	443	5	435	26
39021215	29.6	397.8	0.03	12.5251	1.1774	0.0618	1.1966	527	5	495	6	668	25
40021215	58.3	650.1	0.62	12.3259	1.1833	0.0576	1.1975	505	5	503	6	515	26

Table 11 (suite)

15BL30	Pb	U	Th/U	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ
5011215	7.9	91.1	0.90	13.8427	1.2043	0.0589	1.6627	469	7	450	5	565	36
6011215	20.2	464.5	0.05	21.2044	1.1662	0.0530	1.2085	301	3	297	3	327	27
7011215	16.6	384.4	0.10	21.7912	1.1767	0.0525	1.2764	291	4	289	3	307	29
8011215	18.0	378.9	0.12	19.8295	1.1699	0.0526	1.1986	316	4	317	4	310	27
9011215	16.0	379.9	0.02	21.7723	1.1975	0.0542	1.5490	300	4	290	3	380	35
10011215	11.2	135.8	0.70	13.5814	1.1816	0.0567	1.4114	462	6	458	5	478	31
11011215	31.7	419.1	0.12	12.5881	1.1707	0.0576	1.1293	496	5	493	6	513	24
12011215	27.3	335.6	0.31	12.3701	1.1752	0.0582	1.2019	508	5	501	6	538	27
13011215	49.7	665.2	0.19	12.9601	1.1664	0.0584	1.1305	491	5	479	5	544	24
14011215	133	1450	0.34	11.1074	1.1663	0.0601	1.0656	566	5	556	6	606	23
18011215	50	931	0.04	17.2354	1.1720	0.0565	1.1143	379	4	364	4	473	25
20011215	24	306	0.26	12.8551	1.1698	0.0568	1.1794	483	5	483	5	484	26
21011215	23	466	0.04	18.9107	1.1725	0.0536	1.1749	335	4	332	4	355	26
22011215	18	191	0.33	10.9445	1.1711	0.0587	1.2428	562	6	564	6	557	27
23011215	26	420	0.04	14.9566	1.1666	0.0584	1.2166	437	5	417	5	543	26
24011215	19	338	0.17	17.1969	1.1694	0.0552	1.2149	372	4	364	4	418	27
25011215	67	741	0.38	11.4613	1.1691	0.0614	1.1403	562	6	539	6	653	24
26011215	77	1245	0.07	15.1791	1.1688	0.0585	1.1107	433	4	411	5	549	24
27011215	94	494	0.21	5.3732	1.1660	0.1119	1.0995	1374	9	1100	12	1830	20
31011215	22	274	0.37	12.9786	1.1681	0.0577	1.2134	485	5	479	5	518	27
33011215	27	332	0.22	12.0294	1.1668	0.0576	1.1987	514	5	515	6	513	26
34011215	45	434	0.45	10.2302	1.1662	0.0603	1.1605	604	6	601	7	615	25
35011215	14	321	0.08	21.3311	1.1945	0.0532	1.4659	300	4	295	3	338	33
37011215	15	277	0.12	18.0766	1.1750	0.0529	1.3041	344	4	347	4	325	29
38011215	14	263	0.07	17.3340	1.1787	0.0538	1.3009	362	4	362	4	363	29
39011215	16	349	0.05	19.8020	1.1683	0.0524	1.2781	316	4	318	4	304	29
40011215	77	820	0.33	10.8460	1.1714	0.0599	1.1696	575	6	569	6	598	25
5011215	22	491	0.04	20.7168	1.1809	0.0520	1.3264	302	4	304	4	286	30
6011215	19	442	0.03	21.4270	1.1785	0.0546	1.3013	306	4	294	3	394	29

Table 11 (suite)

15BL30	Pb	U	Th/U	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ
7011215	232	2614	0.15	10.7701	1.1739	0.0609	1.0518	585	5	572	6	634	22
8011215	15	340	0.08	21.1909	1.1867	0.0544	1.3598	308	4	297	3	388	30
9011215	90	1287	0.12	13.4825	1.1730	0.0581	1.0675	473	5	461	5	532	24
10011215	80	899	0.44	11.6782	1.1678	0.0594	1.0774	540	5	530	6	582	23
11011215	17	347	0.03	18.8182	1.1667	0.0532	1.2041	334	4	334	4	335	27
12011215	18	415	0.03	21.4777	1.1813	0.0534	1.4414	299	4	293	3	347	32
13011215	33	418	0.30	12.9433	1.1649	0.0578	1.1253	487	5	480	5	521	25
14011215	12	253	0.11	20.5002	1.1685	0.0539	1.2794	314	4	307	4	368	29
18011215	20	410	0.05	18.5529	1.1688	0.0529	1.1903	337	4	338	4	326	27
19011215	33	554	0.06	15.9058	1.1770	0.0564	1.1879	404	4	393	4	467	26
20011215	32	569	0.07	16.8350	1.1616	0.0552	1.1415	379	4	372	4	420	25
21011215	21	385	0.03	16.9233	1.1677	0.0547	1.1874	374	4	370	4	402	26
22011215	31	294	0.99	11.2892	1.1741	0.0595	1.2095	555	6	547	6	587	26
24011215	15	320	0.03	19.5810	1.1749	0.0524	1.3931	319	4	321	4	303	32
25011215	74	1042	0.27	14.0548	1.1665	0.0576	1.1285	455	5	443	5	514	24
26011215	102	1286	0.03	11.7206	1.1603	0.0625	1.0882	560	5	528	6	691	23
27011215	9	215	0.12	21.6263	1.1678	0.0522	1.3604	292	4	291	3	294	31
31011215	77	925	0.44	12.5770	1.1571	0.0591	1.1329	507	5	493	6	572	24
32011215	20	373	0.04	17.5377	1.1750	0.0550	1.3641	365	4	358	4	411	30
33011215	24	234	0.87	11.3302	1.1670	0.0594	1.2454	552	6	545	6	582	27
34011215	20	354	0.03	16.7701	1.1739	0.0553	1.2303	380	4	373	4	423	27
35011215	70	866	0.41	13.0090	1.1578	0.0576	1.1295	484	5	477	5	512	25
36011215	78	863	0.88	13.1148	1.1672	0.0584	1.1480	486	5	474	5	543	25
37011215	99	1101	0.39	11.5487	1.1549	0.0591	1.1339	542	5	535	6	571	24
38011215	20	318	0.27	15.6937	1.1613	0.0565	1.2394	409	5	398	5	471	27
39011215	22	504	0.07	21.8007	1.1772	0.0513	1.2863	285	3	289	3	255	29
40011215	58	548	0.33	9.5960	1.1611	0.0586	1.1949	620	6	639	7	552	26

Table 11 (suite)

15BL33	Pb	U	Th/U	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ
5011215	108	447	0.036	4.0627	1.1863	0.1251	1.0474	1683	10	1419	15	2030	18
6011215	24	388	0.206	16.0308	1.1863	0.0564	1.1521	402	4	390	5	468	25
7011215	36	431	0.173	11.6063	1.1838	0.0585	1.1117	536	5	533	6	547	24
8011215	18	442	0.022	21.9443	1.1850	0.0531	1.1858	292	3	287	3	334	27
9011215	28	601	0.017	20.0803	1.1847	0.0575	1.1312	338	4	313	4	509	25
10011215	22	525	0.013	21.7770	1.1977	0.0542	1.2908	300	4	289	3	380	29
11011215	25	586	0.015	21.2269	1.1887	0.0530	1.2085	300	4	297	3	327	27
12011215	13	220	0.151	16.3639	1.1946	0.0550	1.2723	387	5	382	4	413	28
13011215	25	593	0.018	21.6169	1.1889	0.0523	1.2435	292	4	292	3	297	28
14011215	36	916	0.016	23.2072	1.1836	0.0533	1.2380	279	3	272	3	342	28
18011215	27	619	0.013	21.2766	1.1915	0.0529	1.1536	299	3	296	3	324	26
19011215	18	407	0.031	20.8551	1.1887	0.0533	1.2008	307	4	302	4	342	27
20011215	46	1019	0.011	20.5212	1.1902	0.0564	1.1174	326	4	307	4	467	25
21011215	26	513	0.083	18.8537	1.1878	0.0550	1.1634	343	4	333	4	413	25
22011215	21	35	0.788	2.1008	1.1953	0.1770	1.1129	2574	12	2510	25	2625	18
23011215	22	524	0.010	21.5146	1.1833	0.0531	1.1685	297	3	293	3	331	26
24011215	20	460	0.027	21.0305	1.1987	0.0525	1.2000	300	3	299	3	307	27
25011215	50	880	0.120	17.0416	1.1929	0.0553	1.1935	375	4	368	4	424	26
26011215	76	851	0.267	11.2108	1.1883	0.0589	1.1028	554	5	551	6	565	24
27011215	24	495	0.023	19.3686	1.2009	0.0569	1.2137	345	4	325	4	485	27
31011215	68	252	0.528	4.1925	1.1865	0.1199	1.1091	1623	10	1379	15	1955	20
32011215	32	399	0.106	12.5676	1.1939	0.0788	1.1423	633	6	494	6	1167	23
33011215	22	506	0.021	20.7943	1.1853	0.0518	1.1969	300	3	303	4	277	27
34011215	36	426	0.356	12.3350	1.1842	0.0588	1.1897	513	5	503	6	561	26
35011215	19	405	0.022	19.9840	1.1990	0.0527	1.2339	315	4	315	4	315	28
36011215	29	642	0.014	20.3915	1.1827	0.0534	1.2175	313	4	309	4	345	27
37011215	44	1063	0.010	22.1435	1.1957	0.0527	1.2144	288	3	285	3	316	27
38011215	48	1056	0.015	20.4499	1.1861	0.0552	1.1952	321	4	308	4	421	26
39011215	13	42	0.041	3.1899	1.1962	0.1189	1.2030	1842	11	1758	18	1939	21

Table 11 (suite)

15BL33	Pb	U	Th/U	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ
40011215	47	525	0.177	10.8660	1.1844	0.0589	1.1711	567	6	568	6	564	25
5011215	22	237	0.243	11.5527	1.1899	0.0723	1.1478	632	6	535	6	995	23
6011215	17	57	0.476	3.7912	1.1942	0.1111	1.1610	1642	11	1509	16	1818	21
7011215	21	464	0.021	20.1045	1.1862	0.0532	1.1650	316	4	313	4	338	26
8011215	28	69	1.149	3.1502	1.1876	0.1178	1.1039	1845	11	1777	18	1923	20
9011215	29	644	0.008	20.4207	1.1844	0.0550	1.1632	321	4	308	4	413	26
10011215	90	250	0.526	3.0861	1.1789	0.1329	1.0535	1967	11	1809	19	2137	18
11011215	34	773	0.018	20.8290	1.1873	0.0532	1.1466	306	3	302	3	337	26
12011215	45	1041	0.040	21.5471	1.1851	0.0539	1.1142	301	3	293	3	365	25
13011215	44	890	0.022	18.4638	1.1817	0.0555	1.0983	352	4	340	4	434	24
14011215	34	809	0.015	21.7250	1.1731	0.0534	1.1602	297	3	290	3	348	26
18011215	23	510	0.061	20.8899	1.1907	0.0534	1.1791	307	3	302	3	347	26
19011215	62	1257	0.015	18.5667	1.1697	0.0551	1.1077	348	4	338	4	415	24
20011215	50	475	0.483	9.9344	1.1723	0.0613	1.1097	625	6	618	7	649	24
21011215	39	364	0.054	9.2533	1.1752	0.1053	1.1021	958	8	662	7	1719	20
22011215	45	104	0.394	2.5220	1.1778	0.1395	1.0966	2188	11	2153	22	2221	19
23011215	166	730	0.026	4.4250	1.1726	0.1495	1.0704	1760	10	1313	14	2340	18
24011215	15	307	0.062	18.9143	1.1916	0.0545	1.2665	340	4	332	4	391	28
25011215	23	535	0.024	21.2766	1.1702	0.0525	1.2009	297	3	296	3	305	27
26011215	17	400	0.024	22.0848	1.1705	0.0547	1.2253	298	4	286	3	399	27
27011215	73	120	1.146	2.1442	1.1750	0.1780	1.0953	2560	12	2468	24	2635	18
31011215	32	396	0.408	12.6695	1.1783	0.0590	1.1689	504	5	490	6	568	26
32011215	23	423	0.168	18.7970	1.1842	0.0646	1.2071	394	4	334	4	762	25
33011215	40	926	0.026	21.5332	1.1628	0.0528	1.1742	296	3	293	3	320	26
34011215	19	409	0.022	19.5236	1.1714	0.0548	1.2235	332	4	322	4	402	27
35011215	27	514	0.104	18.6047	1.1721	0.0542	1.1984	343	4	338	4	381	27
36011215	17	365	0.037	19.6696	1.1802	0.0527	1.2528	319	4	320	4	315	28
37011215	25	522	0.048	19.8373	1.1704	0.0590	1.2214	349	4	317	4	565	26
38011215	28	271	0.704	11.0193	1.1791	0.0601	1.2639	570	6	560	6	608	27

Table 11 (suite)

39011215	123	441	0.279	3.8386	1.1708	0.1296	1.1347	1759	11	1492	16	2092	20
40011215	90	159	0.845	2.1965	1.1707	0.1742	1.1425	2517	12	2419	24	2598	19
15BL36	Pb	U	Th/U	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	1σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ
5021215	12	258	0.103	21.0615	1.2005	0.0523	1.2610	299	4	299	3	300	28
6021215	13	290	0.061	21.3038	1.1930	0.0516	1.2413	292	4	296	3	266	28
7021215	14	305	0.109	21.0438	1.1995	0.0518	1.2160	297	4	299	3	277	28
8021215	17	379	0.165	21.6638	1.1915	0.0527	1.2153	294	3	291	3	314	27
9021215	64	396	1.142	7.6494	1.1856	0.0652	1.0743	789	7	792	9	780	22
10021215	16	391	0.051	22.1582	1.1965	0.0518	1.1781	284	3	285	3	276	27
11021215	13	287	0.085	20.9952	1.1967	0.0536	1.2136	306	4	300	4	352	27
12021215	15	338	0.099	20.9468	1.1940	0.0517	1.1999	297	3	301	4	271	27
14021215	16	350	0.086	20.9380	1.1935	0.0527	1.1945	303	4	301	4	317	27
18021215	11	245	0.088	20.3874	1.2029	0.0542	1.3107	317	4	309	4	378	29
19021215	10	216	0.070	19.1975	1.1902	0.0514	1.2830	319	4	327	4	261	29
20021215	12	249	0.111	19.4628	1.2067	0.0529	1.2479	323	4	323	4	324	28
21021215	43	595	0.005	12.7796	1.1885	0.0574	1.0978	489	5	486	6	506	24
22021215	14	276	0.159	19.3648	1.2006	0.0526	1.2357	323	4	325	4	312	28
23021215	13	295	0.047	21.1864	1.2076	0.0536	1.2880	304	4	297	3	353	29
24021215	17	352	0.129	19.4932	1.1891	0.0531	1.2050	324	4	323	4	333	27
25021215	174	1876	0.049	9.9990	1.1899	0.0603	1.0781	614	6	615	7	614	23
26021215	28	425	0.035	13.9063	1.1959	0.0579	1.1399	461	5	448	5	526	25
27021215	10	231	0.085	20.8377	1.2086	0.0533	1.3146	306	4	302	4	339	30
32021215	214	1476	1.078	8.5499	1.1970	0.0651	1.0901	729	7	713	8	779	23
33021215	19	406	0.033	19.5963	1.1954	0.0534	1.2170	324	4	321	4	346	27
34021215	26	595	0.043	21.1864	1.2076	0.0524	1.2021	298	3	297	3	303	27
35021215	13	295	0.087	20.7383	1.2028	0.0521	1.2658	302	4	304	4	292	29
36021215	18	404	0.042	21.0261	1.1985	0.0525	1.2374	301	4	300	4	308	28
37021215	22	282	0.671	14.4363	1.2126	0.0577	1.3172	446	5	432	5	518	29
38021215	14	319	0.108	21.1149	1.2035	0.0530	1.2830	302	4	298	4	329	29
39021215	13	278	0.119	20.8594	1.2098	0.0527	1.2908	303	4	302	4	315	29

Table 11 (suite)

15BL36	Pb	U	Th/U	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ
40021215	470	1083	0.481	2.5835	1.1962	0.1616	1.1198	2299	12	2109	22	2473	19
5021215	10	216	0.098	19.4590	1.2065	0.0524	1.2798	320	4	323	4	301	29
6021215	31	482	0.013	14.1643	1.2040	0.0569	1.1072	448	5	440	5	487	25
7021215	17	308	0.054	16.7954	1.1925	0.0556	1.1864	382	4	373	4	437	26
8021215	12	240	0.094	19.2234	1.2111	0.0523	1.2629	323	4	327	4	297	28
9021215	18	384	0.054	19.6618	1.1994	0.0517	1.1992	314	4	320	4	272	27
10021215	30	489	0.007	14.6757	1.2034	0.0560	1.1248	429	5	425	5	452	24
11021215	12	233	0.096	18.8005	1.2032	0.0525	1.2759	331	4	334	4	308	29
12021215	18	373	0.022	19.1314	1.2053	0.0530	1.1894	328	4	328	4	328	27
13021215	23	465	0.030	18.7864	1.2023	0.0526	1.1604	331	4	334	4	310	26
14021215	52	707	0.004	12.4224	1.1925	0.0573	1.0822	500	5	499	6	502	24
18021215	13	274	0.094	19.6889	1.2010	0.0529	1.2467	320	4	319	4	326	28
19021215	16	338	0.051	19.6850	1.2008	0.0523	1.2053	317	4	319	4	297	27
21021215	12	242	0.104	19.3498	1.1997	0.0517	1.2756	319	4	325	4	274	29
22021215	38	583	0.004	13.8735	1.1931	0.0567	1.1115	454	5	449	5	478	25
23021215	17	351	0.064	19.3424	1.1992	0.0526	1.2163	323	4	325	4	312	27
24021215	28	488	0.007	16.2048	1.1992	0.0564	1.1517	398	4	386	4	469	25
25021215	16	324	0.160	19.6425	1.1982	0.0518	1.2353	315	4	320	4	277	28
27021215	35	513	0.027	13.5814	1.1952	0.0563	1.1372	459	5	458	5	463	25
31021215	14	293	0.054	19.4666	1.2069	0.0528	1.2687	323	4	323	4	321	28
32021215	15	304	0.082	19.6040	1.1958	0.0515	1.2626	314	4	321	4	262	29
33021215	13	276	0.061	19.3461	1.1995	0.0527	1.2713	324	4	325	4	316	29
34021215	13	266	0.118	19.7200	1.2226	0.0525	1.5634	317	5	319	4	305	35
35021215	211	1209	0.486	6.1248	1.1943	0.0711	1.1114	970	8	975	11	960	22
36021215	16	294	0.056	17.5840	1.1957	0.0525	1.2762	350	4	357	4	307	29
37021215	25	242	0.178	9.7513	1.1994	0.0637	1.2400	652	7	629	7	732	26
38021215	14	292	0.107	19.3125	1.1974	0.0527	1.2906	324	4	326	4	315	29
39021215	16	325	0.123	19.4970	1.1893	0.0520	1.2687	318	4	322	4	286	29
40021215	11	226	0.109	19.2790	1.1953	0.0526	1.3501	324	4	326	4	311	30

3.2.2.3. Ursuya

a. Contexte

Dans la zone nord-pyrénéenne, le massif de l'Ursuya (ou du Labourd) correspond aux premiers affleurements de roches granulitiques varisques en partant de l'ouest (figure 3.1). Des études pétrographiques et structurales ont été réalisées à la fin du 19^e et début du 20^e siècle. Viennot and Yang Kieh (1928) y décrivent notamment la présence de gneiss à orthopyroxène pour la première fois dans les Pyrénées. A la fin du 20^e siècle, de nouveaux travaux s'intéressent aux roches granulitiques d'Ursuya avec entre autre la réalisation de la carte géologique et la notice explicative de l'holdy (Boissonnas et al., 1974). La première étude quantitative du métamorphisme est effectuée par Vielzeuf (1984).

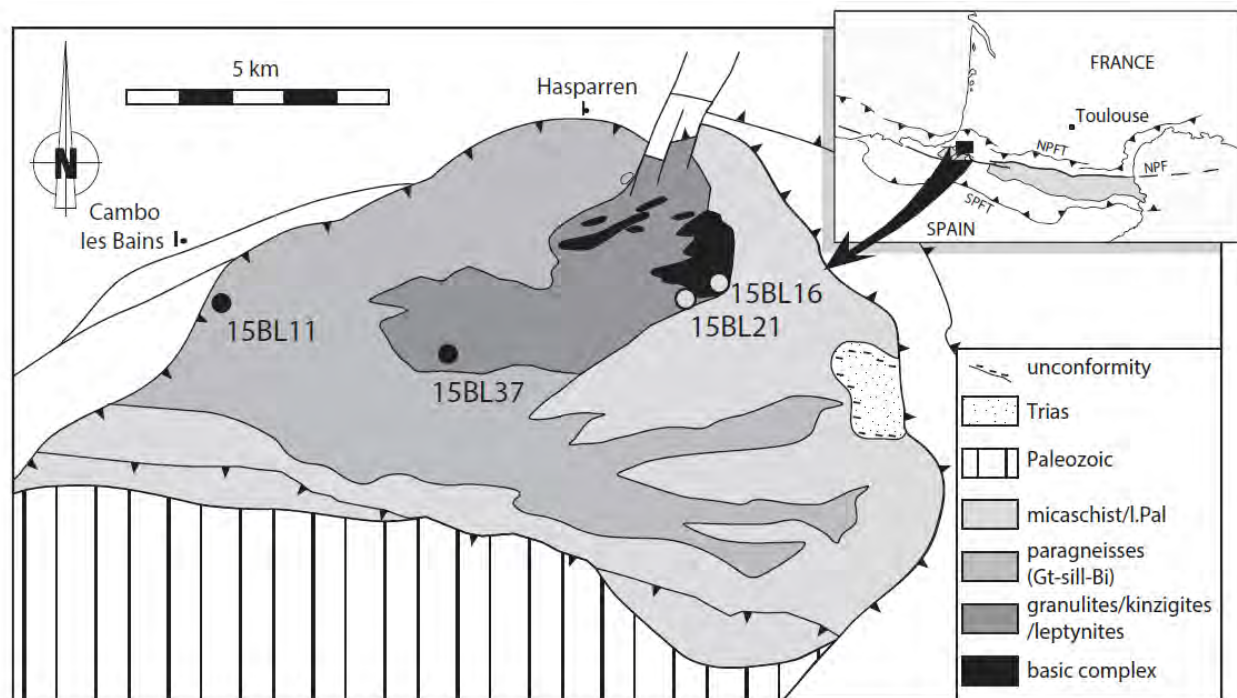


Figure 3.21 : Carte géologique simplifiée du massif de l'Ursuya (modifiée d'après Saint Blanquat, 1993b) et localisation des échantillons.

Le massif de l'Ursuya est délimité au nord par un contact tectonique de nature chevauchante (Jammes, 2009) sur lequel repose des sédiments mésozoïques. Au sud, des accidents chevauchants séparent les gneiss catazonaux des schistes et quartzites dévoniens. L'ensemble du massif est principalement constitué de paragneiss alumineux intrudés localement par des pegmatites. Les roches métamorphiques de plus haut grade sont des gneiss granulitiques à orthopyroxène-sillimanite (Vielzeuf, 1984). Ils sont localisés au niveau de 2 zones principales (figure 3.21) : le mont Ursuya au centre du massif, le secteur de Gréciette (ou Guéréciette) au nord-est, et un ensemble d'affleurements à plus petite échelle le long de la Nive à

l'ouest et au sud-ouest du massif. Le long de la Nive, dans les gneiss granulitiques, on observe des migmatites riches en leucosome (15BL11). Les gneiss granulitiques situés au sommet du mont Ursuya sont des kinzigites (15BL37) riches en aluminium (tableau 3.12 et 3.13) alors que dans le secteur de Gréciette, il s'agit de faciès moins alumineux appelés leptynites (15BL21). Ensuite, on retrouve un affleurement de péridotite serpentinisée au sud de Sohano ainsi qu'un ensemble de roches dioritiques dans le secteur de Gréciette. Les conditions d'affleurements ne permettent pas d'établir de relations précises entre la péridotite et l'encaissant gneissique. On ne peut pas non plus confirmer l'observation d'un passage progressif aux gneiss par l'intermédiaire d'une zone d'anatexie ou de mélange faite par Boissonnas et al. (1974). Sur l'ensemble du massif, Vielzeuf (1984) estime que le pic du métamorphisme varisque atteint des pressions de l'ordre de 6 kbar pour des températures de 750-800 °C.

Echantillon	Longitude	Latitude	Type de roche	Minéralogie
15BL11	-1.38672	43.34678	migmatite	
15BL16	-1.27560	43.35789	diorite	
15BL21	-1.29229	43.36241	leptynite	
15BL37	-1.32893	43.34325	kinzigite	

Table 3.12 : Localisation et description simplifiée des échantillons du massif de l'Ursuya.

b. Etude thermobarométrique

Un calcul d'équilibre de phases a été réalisé à l'aide de Perple_X en utilisant les mêmes modèles de solutions que dans le chapitre 3.2. L'échantillon de leptynite 15BL21 a été sélectionné afin de pouvoir comparer les résultats avec ceux obtenus pour les autres massifs car il a une composition chimique et une minéralogie semblables aux paragneiss alumineux des autres massifs nord-pyrénéens et la composition des grenats est homogène ce qui est interprété comme une cristallisation des grenats au pic du métamorphisme.

La paragenèse de la leptynite 15BL21 (figure 3.22) comprend grenat, plagioclase, sillimanite, biotite, quartz, ilménite, feldspath alcalin en présence d'un liquide d'anatexie. La roche contient également des minéraux accessoires (zircon, apatite). Les grenats sont homogènes et ont une teneur en almandin comprise entre 0.70 et 0.74 et en pyrope entre 0.20 et 0.24. Au niveau des bordures de grains en contact avec des biotites, la teneur en almandin augmente jusqu'à 0.76 et la teneur en pyrope diminue à 0.16, ce qui est interprété comme le rééquilibrage par diffusion avec la biotite lors du trajet rétrograde. La pseudosection correspondante est présentée dans la figure 3.23. L'assemblage caractéristique du

métamorphisme HT-BP est souligné par l'absence de cordiérite dans cet échantillon, ce qui indique une pression supérieure à 5.5 kbar. Cependant, la présence de cordiérite dans certains faciès à proximité dans le massif de l'Ursuya (Boissonnas et al., 1974; Vielzeuf, 1984) suggère une pression maximale à la limite avec le champ d'apparition de la cordiérite (figure 3.23). La pression retenue pour le pic métamorphique de la leptynite 15BL21 est donc comprise entre 5.5 et 6 kbar. Les isoplèthes du grenat permettent une estimation précise de la température au moment du pic thermique entre 800 et 850 °C (figure 3.23). Les conditions de pression et de température dans le massif de l'Ursuya attribuées au métamorphisme tardi-varisque de HT-BP sont donc de 5.5-6 kbar pour 800-850 °C. La modélisation thermodynamique basée sur les équilibres de phases donne donc des conditions similaires à celles obtenues par thermobarométrie classique (Vielzeuf, 1984). On note uniquement une légère différence des températures obtenues : la sous-estimation des résultats issus de la thermobarométrie peut être expliquée par un rééquilibrage entre les couples biotite-grenat et cordiérite-grenat lors du trajet rétrograde donnant donc des températures légèrement plus basses. Ce trajet rétrograde est par ailleurs caractérisé dans l'échantillon par une diminution de la teneur en pyrope du grenat de 0.24 au cœur à 0.16 au niveau des bords en contact avec des biotites et une déstabilisation du grenat au profit de la cordiérite. La présence de sillimanite prismatique dans la foliation souligne que la sillimanite reste stable au début du trajet rétrograde. Les isomodes de la cordiérite, du grenat et de la sillimanite, couplés aux isoplèthes du grenat donnent donc des informations du le trajet rétrograde et montrent une décompression jusqu'à des pressions inférieures à 4-4.5 kbar associé à un refroidissement de 150-200 °C.

On observe à différents endroits du massif de l'Ursuya des faciès de granulite avec des couronnes de cordiérite autour de grains de grenat (figure 3.22) dans des assemblages qui contiennent ou non de la cordiérite primaire ce qui traduit une déstabilisation du grenat en réponse à une décompression. Cette observation, couplée à l'évolution de la composition des bordures de grenat permet de préciser le trajet rétrograde pendant l'exhumation et le refroidissement permien du massif granulitique de l'Ursuya. Ce trajet est, de même que dans le massif du Saint Barthélémy, associé à une déformation majeure rétrograde entraînant un amincissement post-pic de la croûte encore chaude.

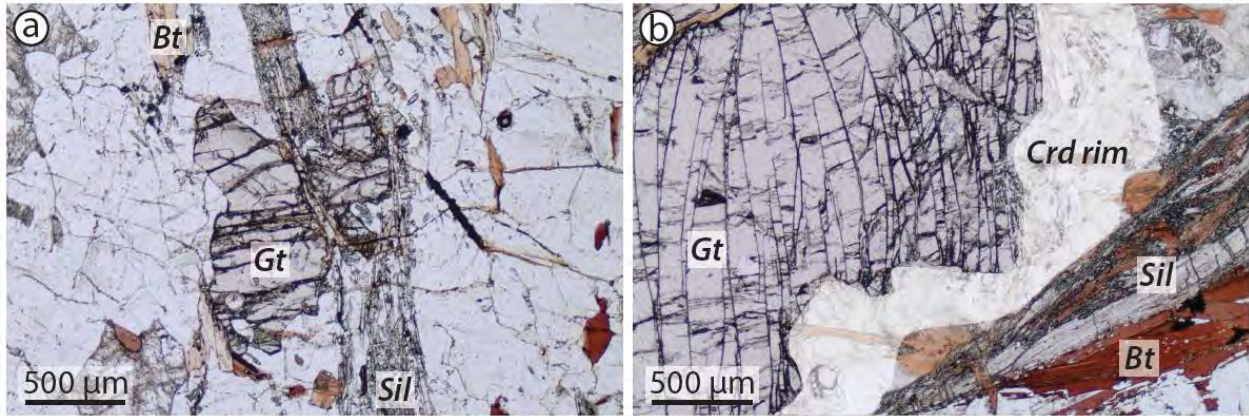


Figure 3.22 : (a) Microphotographie de la leptynite 15BL21 illustrant la faible abondance de biotite. (b) Microphotographie du gneiss granulitique 15BL08 présentant des grenats avec une auréole de cordiérite altérée.

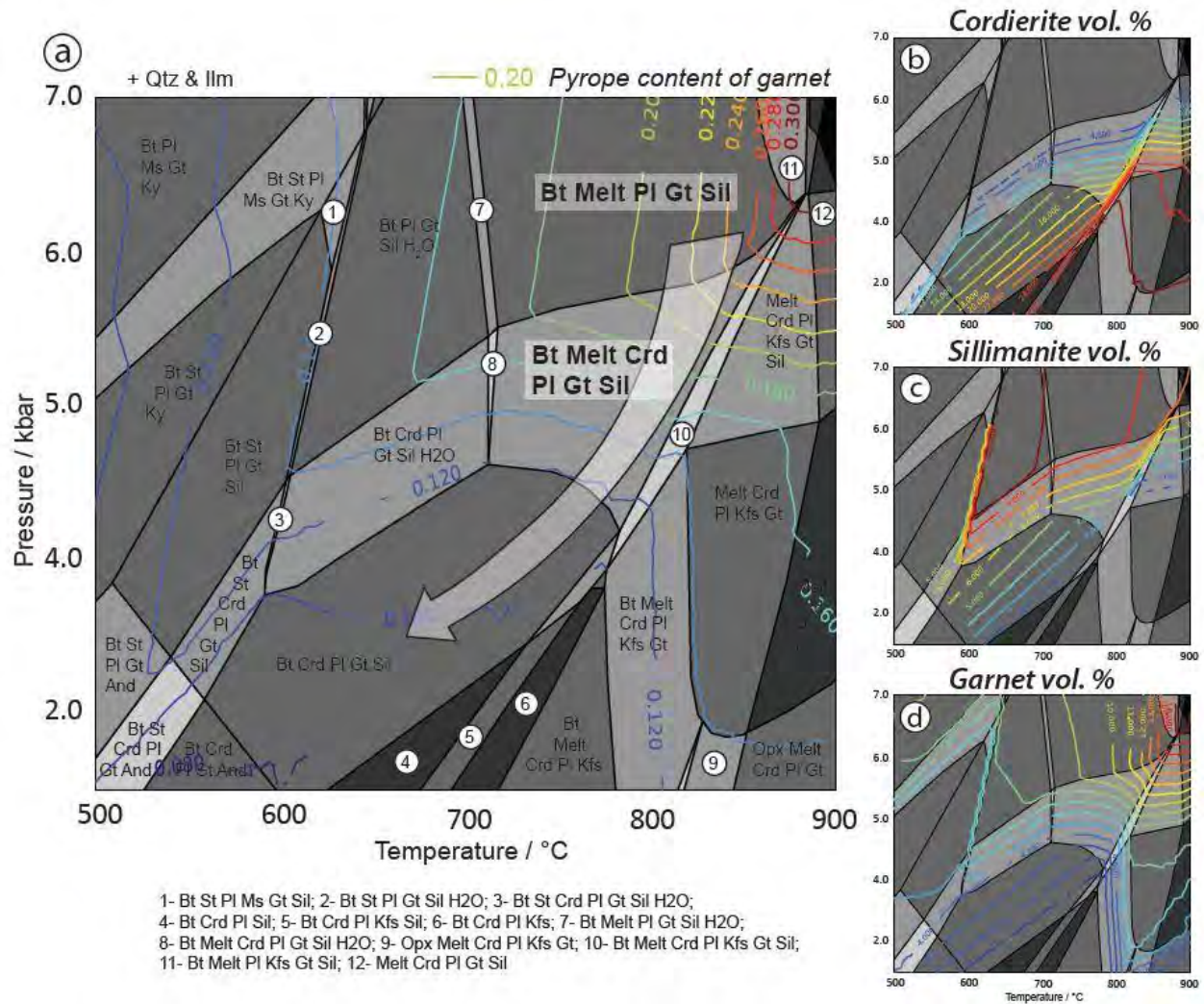


Figure 3.23 : Pseudosection pour l'échantillon de leptynite 15BL21 du massif de l'Ursuya. (a) Isoplèthes de la teneur en pyrope du grenat ; (b) mode de la cordiérite ; (c) mode de la sillimanite ; (d) mode du grenat.

Sample		15BL11	15BL16a	15BL21b	15BL37
Al₂O₃	(%)	15.97	19.36	14.75	38.46
CaO	(%)	2.03	5.37	0.70	0.31
Cr₂O₃	(%)	0.01	0.02	0.02	0.03
Fe₂O₃	(%)	1.82	9.74	9.67	9.75
K₂O	(%)	4.15	2.17	1.88	3.50
MgO	(%)	0.74	3.13	2.11	1.75
MnO	(%)	0.02	0.17	0.10	0.09
Na₂O	(%)	3.44	0.92	0.24	0.20
P₂O₅	(%)	0.09	0.41	0.17	0.17
SiO₂	(%)	70.25	54.53	67.60	41.96
TiO₂	(%)	0.31	1.55	1.93	1.74
L.O.I.	(%)	0.72	2.50	0.84	1.61
Total	(%)	99.55	99.87	100.01	99.57

Table 3.13 : Composition chimique roche totale des échantillons de l'Ursuya. Analyses obtenues par XRF au CAF, Stellenbosch, Afrique du Sud.

c. Etude géochronologique

Les échantillons 15BL11, 15BL16, 15BL21 et 15BL37 (tableau 3.12) ont été datés en utilisant le système U-Pb sur zircon en suivant la même procédure analytique que celle décrite dans le chapitre 3.2 afin de déterminer l'âge de la fusion partielle, du magmatisme et du métamorphisme dans le massif de l'Ursuya.

Environ 100-150 grains ont été prélevés et imagés par cathodoluminescence pour sélectionner les grains avec des domaines distincts (cœur et bordure) de taille suffisante pour la datation par ablation laser. Les images CL de grains représentatifs sont présentées dans la figure 3.24. Les résultats des analyses sont présentés dans la figure 3.25 et dans le tableau 3.14.

Les zircons de la diorite 15BL16 sont automorphes et prismatiques, avec une zonation oscillatoire en cathodoluminescence (figure 3.24a). On observe une distribution des âges apparents entre 320 et 270 Ma (figure 3.25a) avec un grand nombre d'analyses concordantes autour de 290 Ma. On peut calculer une date concordante de 291 ± 1 Ma (MSWD = 1.3 ; ellipses rouges, figure 3.25a) avec 23 zircons différents qui est interprétée comme un âge moyen de mise en place de la diorite qui cristallise dans une croûte chaude entre 320 et 270 Ma.

Les zircons du leucosome de la migmatite 15BL11 sont plus arrondis et présentent tous un cœur résorbé avec une bordure sombre et une zonation concentrique (figure 3.24b). Les âges apparents obtenus dans les cœurs montrent un héritage qui s'étale jusque plus de 1.8 Ga. Au niveau des bordures, certaines analyses sub-concordantes ou discordantes soulignent une perte en plomb et/ou la présence de plomb

commun. Quinze surcroissances donnent une date concordante de 280 ± 2 Ma (MSWD = 0.68 ; ellipses rouges, figure 3.25b).

La morphologie des zircons de la leptynite 15BL21 est caractéristique de zircons métamorphiques, arrondis avec des cœurs résorbés et des bordures suggérant des épisodes de surcroissance et/ou recristallisation (figure 3.24c). Les plus vieux âges apparents obtenus dans les cœurs sont autour de 2.6 Ga. Les plus jeunes analyses concordantes au niveau des cœurs sont datées autour de 500 Ma. Ces résultats soulignent l'origine métasédimentaire du protolithe d'âge Cambrien avec la présence de cœurs hérités. Peu de bords donnent des âges varisques. Seules trois analyses concordantes donnent une date concordante mal contrainte de 314 ± 4 Ma (MSWD = 0.2 ; ellipses violettes, figure 3.25c).

Enfin, pour la kinzigite 15BL37, la forme des zircons est semblable à celle des zircons de la leptynite avec des cœurs résorbés entourés de bordures plus sombres et assez homogènes (figure 3.24d, e & f). Les cœurs des zircons donnent des âges apparents variants de plus de 2.2 Ga à environ 450 Ma pour les derniers points concordants. On observe un ensemble de données obtenues au niveau des bordures des grains autour de 300 Ma. Dans le détail, on peut distinguer deux groupes d'analyses. Cinq analyses donnent une date concordante de 301 ± 3 Ma (MSWD = 0.72 ; ellipses vertes, figure 3.25d) et 11 autres permettent de calculer une date concordante à 282 ± 2 Ma (MSWD = 1.3 ; ellipses rouges, figure 3.25d). En cathodoluminescence et d'un point de vue chimique (rapport Th/U), on n'observe pas de différence entre les surcroissances à *ca.* 300 Ma (figure 3.24d) et celles à *ca.* 280 Ma (figure 3.24e & f).

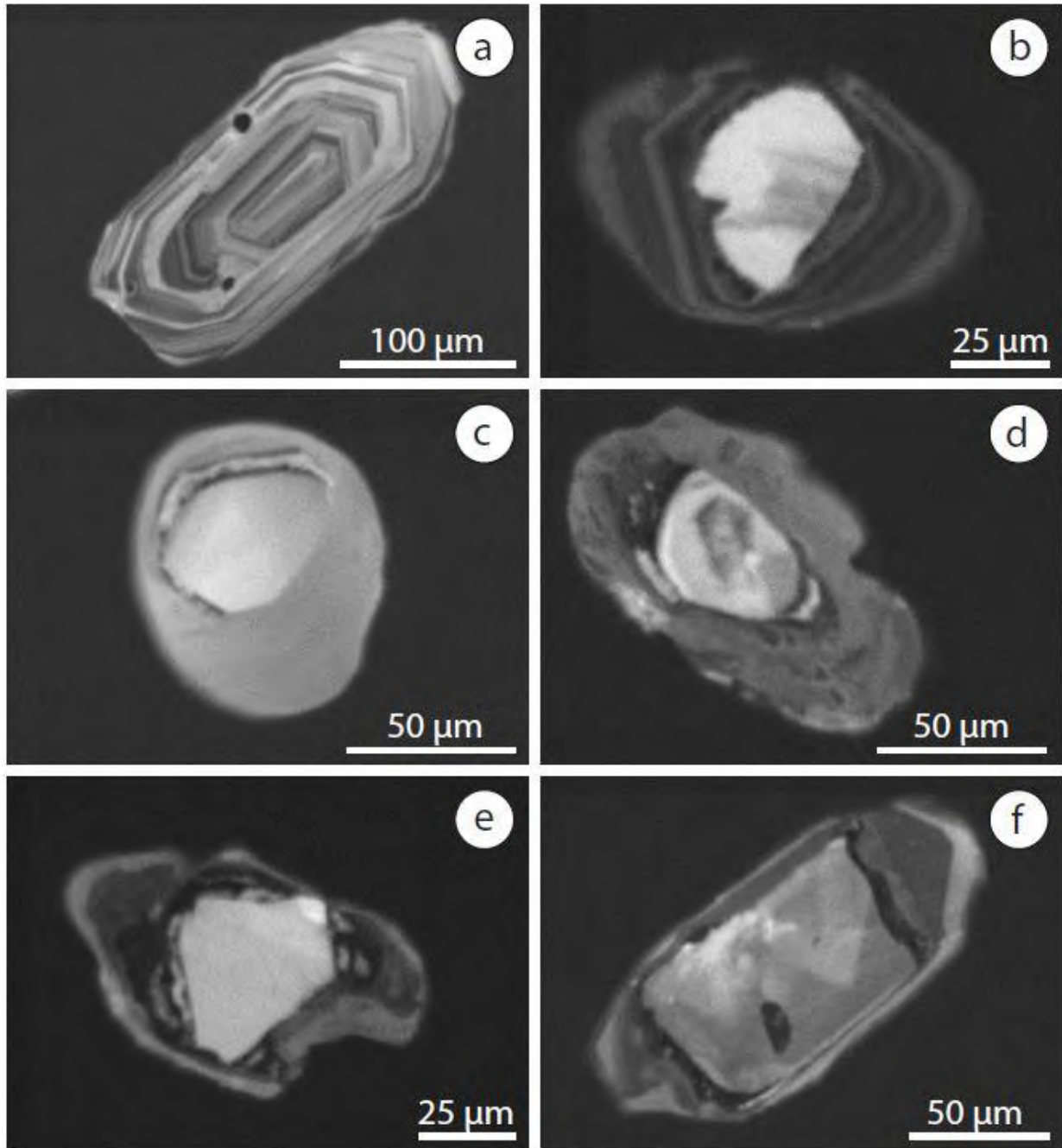


Figure 3.24 : Images en cathodoluminescence de zircons de (a) la diorite 15BL16 ; (b) la migmatite 15BL11 ; (c) la leptynite 15BL21 ; (d) la kinzigite 15BL37 avec une surcroissance donnant un âge autour de 300 Ma ; (e) et (f) la kinzigite 15BL37 avec des surcroissances donnant des âges autour de 280 Ma.

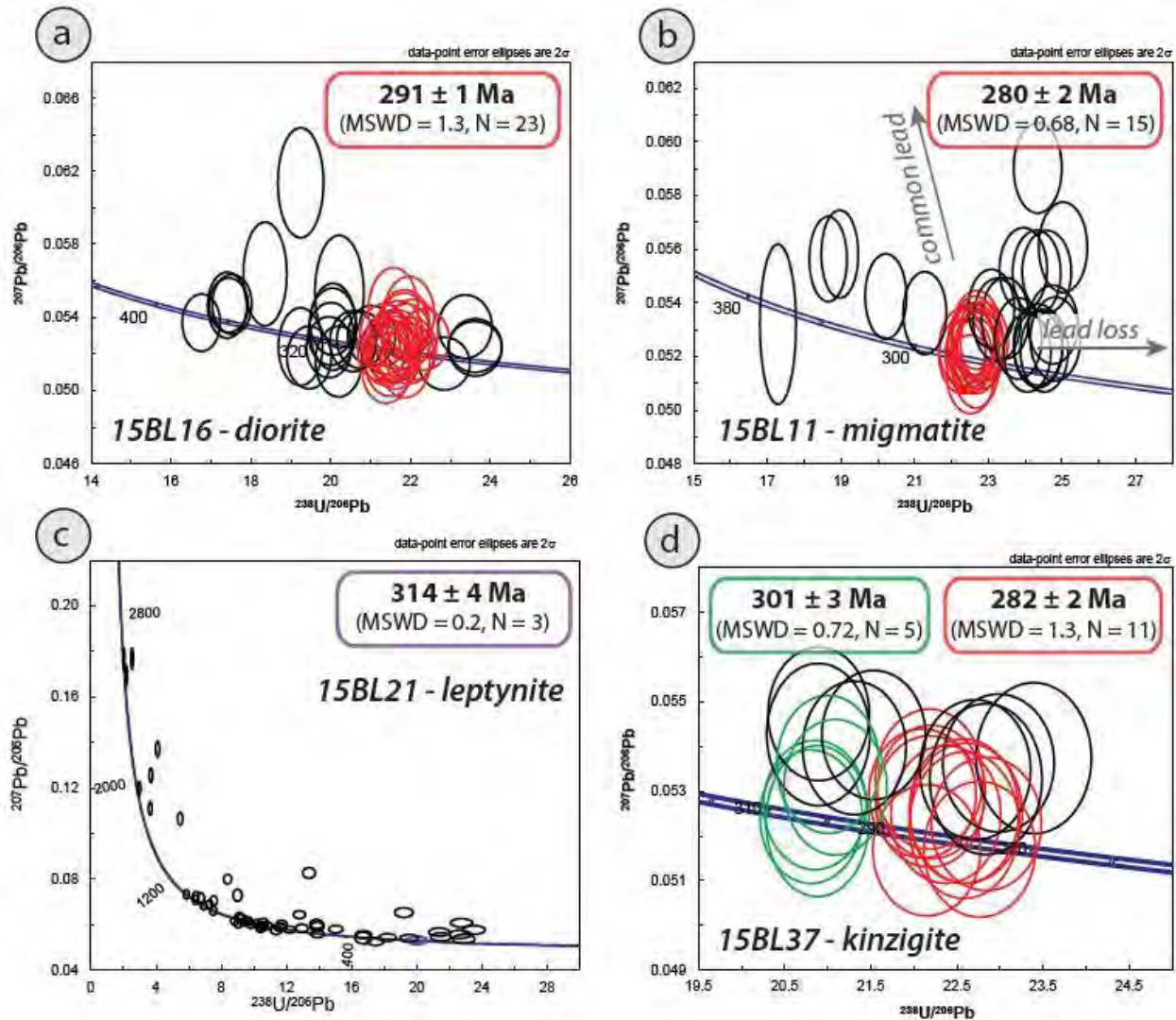


Figure 3.25 : Diagramme Tera-Wasserburg des échantillons du massif de l'Ursuya.

d. Discussion

Les données U-Pb montrent, comme dans les autres massifs, que l'épisode de HT-BP tardi-varisque qui affecte les Pyrénées dure au moins une 20^{aine} de Ma à la limite Carbonifère Permien. L'échantillon de leptynite enregistre un épisode de surcroissance précoce mal contraint au niveau de quelques zircons, similaire aux âges autour de 320 Ma obtenus dans les autres massifs. Les dates obtenues pour la kinzigite et la migmatite confirment les résultats précédents, à savoir un épisode métamorphique de HT-BP associé à la fusion partielle de la croûte moyenne sédimentaire qui débute vers 300 Ma et se termine à vers 280 Ma. L'étalement des analyses concordantes entre 300 et 280 Ma au niveau de la diorite, avec un âge moyen de *ca.* 290 Ma suggère que la croûte reste chaude et partiellement fondue pendant 20 My et qu'il s'agit donc d'un unique épisode qui dure 20 My et non 2 pulses thermiques à 300 Ma et 280 Ma.

On montre donc la croûte moyenne du massif de l'Ursuya atteint des conditions dans le faciès granulitique de basse pression (5.5-6 kbar, 800-850 °C) à la limite Carbonifère-Permien, puis a subi un amincissement de la croûte chaude au début du Permien.

3.2.3. Les dômes métamorphiques de la zone axiale

Dans la zone axiale, des études plus récentes (e.g. Aguilar et al., 2014b, 2014a; Druguet et al., 2014; Mezger et al., 2004; Mezger and Gerdes, 2014; Mezger and Régnier, 2015; Mezger and Wissenschaften, 2005; Vilà et al., 2007) ont permis de mieux contraindre les conditions pression-température au niveau des principaux dômes métamorphiques (Chapitre 2) et les estimations obtenues montrent des résultats comparables aux massifs nord-pyrénéens avec un géotherme en 2 parties (figure 2.4). On observe les plus forts gradients au niveau des plus faibles pressions alors que la température reste constante à partir de 3-4 kbar. Cependant, contrairement à la zone nord-pyrénéenne, la température maximale est plus faible, autours de 700-750 °C et n'atteint pas les conditions granulitiques. De plus, les dômes métamorphiques de la zone axiale ne montrent pas d'évolution de la pressions aussi marquée depuis des valeurs correspondantes à la croûte supérieure jusqu'à des profondeurs équivalentes à la croûte moyenne voir inférieure au niveau d'une même unité pouvant être interprété comme une section verticale de la croûte. Les affleurements ne permettent donc pas de reconstruire de géotherme continue sur une section de croûte suffisamment importante pour être représentatif dans un dôme métamorphique donné dans la zone axiale.

La datation du métamorphisme de *HT-BP* par U-Pb sur zircon ou monazite est donc plus difficile dans la zone axiale du fait des conditions de température maximale plus faibles. Les thermomètres plus basse température sont quant à eux remis à zéro au cours de l'extension crétacé. La datation de la fusion partielle est quant à elle abordé dans le chapitre 5 avec le magmatisme afin de mieux contraindre la chronologie entre magmatisme et fusion partielle de la croûte et discuter ainsi des potentielles sources de magmas.

Table 3.14 : Données LA-ICPMS sur zircon pour les échantillons 15BL11, 15BL16, 15BL21 et 15BL37 du Massif de l'Ursuya.

Sample	Content (ppm)			Isotope ratios				Ages (Ma)					
	Pb	U	Th/U	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ
15BL11													
5301115	19.9	226.3	0.19	10.8519	1.1720	0.0595	1.1771	571	6	568	6	571	6
6301115	49.3	1242.9	0.01	22.5428	1.1722	0.0524	1.0872	282	3	280	3	282	3
7301115	27.2	331.1	0.65	13.3174	1.1719	0.0570	1.1581	471	5	467	5	471	5
8301115	52.9	1314.1	0.01	22.2916	1.1592	0.0520	1.0957	283	3	283	3	283	3
10301115	4.3	36.6	1.17	11.7014	1.2169	0.0652	1.9626	579	9	529	6	579	9
11301115	44.2	1109.3	0.00	22.6398	1.1546	0.0526	1.1035	282	3	279	3	282	3
12301115	35.9	885.2	0.00	22.2916	1.1592	0.0523	1.1275	285	3	283	3	285	3
13301115	10.7	106.1	0.54	10.5296	1.1688	0.0600	1.3338	589	6	585	7	589	6
14301115	24.8	618.6	0.01	22.5124	1.1706	0.0513	1.1689	278	3	280	3	278	3
18301115	35.7	897.8	0.00	22.8885	1.1444	0.0525	1.1422	279	3	276	3	279	3
19301115	38.9	963.8	0.01	22.6809	1.1567	0.0530	1.1323	284	3	278	3	284	3
21301115	37.7	404.8	0.57	11.7165	1.1482	0.0608	1.1358	548	5	528	6	548	5
22301115	40.9	116.5	0.47	3.1230	1.1492	0.1212	1.1055	1877	10	1791	18	1877	10
23301115	32.7	811.3	0.00	22.6603	1.1557	0.0518	1.3331	278	3	278	3	278	3
24301115	70.0	1715.7	0.00	22.4618	1.1456	0.0520	1.1150	281	3	281	3	281	3
25301115	43.6	1083.9	0.00	22.7894	1.1395	0.0523	1.1483	279	3	277	3	279	3
26301115	14.5	120.8	1.36	10.9673	1.1516	0.0602	1.3630	572	6	563	6	572	6
27301115	32.3	813.7	0.01	23.2342	1.1385	0.0534	1.1804	279	3	272	3	279	3
31301115	52.0	1309.3	0.01	23.4577	1.1260	0.0534	1.1604	277	3	269	3	277	3
32301115	31.9	766.5	0.03	22.5225	1.1486	0.0523	1.2999	282	3	280	3	282	3
33301115	45.5	1028.5	0.02	21.2721	1.1274	0.0536	1.1749	303	3	296	3	303	3
34301115	23.1	559.9	0.00	22.5378	1.1269	0.0524	1.2400	283	3	280	3	283	3
37301115	51.9	1352.8	0.01	24.3487	1.1200	0.0524	1.1823	264	3	260	3	264	3
38301115	39.3	828.4	0.06	20.2143	1.1320	0.0542	1.1984	320	4	311	3	320	4
39301115	103.3	1836.6	0.29	18.6498	1.1190	0.0556	1.1684	350	4	337	4	350	4
40301115	62.9	1666.8	0.00	24.8139	1.1166	0.0527	1.2156	261	3	255	3	261	3
5301115	96.3	500.6	0.12	5.1180	1.1208	0.1112	1.0788	1407	9	1151	12	1407	9
6301115	46.7	1186.2	0.02	23.0787	1.1078	0.0538	1.1157	283	3	274	3	283	3

Table 14 (suite)

15BL11	Pb	U	Th/U	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ
7301115	45.7	1100.1	0.07	22.6347	1.1091	0.0528	1.1368	283	3	279	3	283	3
8301115	16.3	126.4	1.95	11.4430	1.1329	0.0597	1.3735	550	6	540	6	550	6
9301115	30.0	752.9	0.01	22.7790	1.1162	0.0526	1.1608	280	3	277	3	280	3
10301115	2.1	18.2	1.36	11.0914	1.2090	0.0643	2.5350	596	11	557	6	596	11
11301115	35.2	962.1	0.00	24.7525	1.1139	0.0532	1.1280	264	3	255	3	264	3
12301115	31.3	781.8	0.01	22.6757	1.1111	0.0521	1.1896	280	3	278	3	280	3
13301115	19.8	220.6	0.50	11.9818	1.1143	0.0654	1.1936	569	6	517	6	569	6
20301115	83.2	1709.0	0.02	19.5810	1.0965	0.0632	1.1232	374	4	321	3	374	4
22301115	21.1	210.7	0.36	11.0644	1.1064	0.0846	1.2051	731	7	558	6	731	7
23301115	76.6	2033.5	0.00	24.3487	1.0957	0.0523	1.1285	263	3	260	3	263	3
25301115	69.7	1844.9	0.00	24.5821	1.1062	0.0552	1.1421	274	3	257	3	274	3
26301115	61.5	1583.8	0.01	23.9464	1.1015	0.0553	1.1401	281	3	264	3	281	3
27301115	68.2	1779.4	0.01	24.0558	1.0825	0.0521	1.1507	265	3	263	3	265	3
31301115	49.8	1278.9	0.01	23.8095	1.0952	0.0527	1.1771	270	3	265	3	270	3
33301115	106.7	2733.8	0.00	24.3368	1.0952	0.0590	1.1689	293	3	260	3	293	3
34301115	66.6	1725.8	0.01	24.3072	1.0938	0.0551	1.1792	276	3	260	3	276	3
35301115	50.9	1010.4	0.05	18.9645	1.0810	0.0558	1.2003	346	4	331	4	346	4
36301115	45.2	1198.8	0.01	25.0250	1.0761	0.0561	1.2306	273	3	253	3	273	3
38301115	2.9	43.5	0.83	17.2861	1.1582	0.0532	2.2932	359	7	363	4	359	7
39301115	71.6	1877.8	0.01	24.5158	1.0787	0.0522	1.2064	262	3	258	3	262	3
40301115	36.4	232.6	0.39	6.7884	1.0861	0.0738	1.2463	930	8	886	9	930	8
15BL16	Pb	U	Th/U	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ
5301115	27.0	675.7	0.03	22.8467	1.1423	0.0515	1.1463	275	3	276	3	262	26
6301115	61.0	1532.5	0.11	23.6128	1.1570	0.0524	1.0880	271	3	267	3	303	25
7301115	20.5	106.4	0.56	6.0909	1.1573	0.0993	1.1581	1196	9	980	11	1611	22
8301115	19.6	445.9	0.42	23.3699	1.1685	0.0535	1.3271	279	3	270	3	350	30
9301115	12.3	264.6	0.32	21.4133	1.1563	0.0519	1.3097	293	4	294	3	282	30
10301115	2.8	48.2	0.57	18.3554	1.2115	0.0564	2.0575	359	6	342	4	467	46
12301115	13.5	295.2	0.19	21.0217	1.1562	0.0530	1.2639	303	4	300	3	329	28

Table 14 (suite)

15BL16	Pb	U	Th/U	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ
13301115	5.2	94.1	0.52	19.2419	1.1738	0.0524	1.6603	324	5	327	4	303	38
14301115	13.0	300.8	0.10	21.6779	1.1489	0.0528	1.2699	294	4	291	3	318	29
15301115	25	391	0.61	16.7560	1.1562	0.0537	1.1916	372	4	374	4	359	27
19301115	10	195	0.30	19.4590	1.1675	0.0518	1.3511	317	4	323	4	277	31
20301115	24	502	0.20	20.7426	1.1616	0.0528	1.2126	305	3	304	3	319	27
21301115	11	232	0.15	20.0040	1.1602	0.0531	1.3183	317	4	314	4	333	29
22301115	61	983	0.57	17.4429	1.1512	0.0547	1.1158	365	4	359	4	399	25
23301115	14	267	0.41	19.9561	1.1575	0.0524	1.2985	314	4	315	4	302	29
24301115	8	174	0.24	20.1979	1.1715	0.0516	1.5313	306	4	312	4	267	35
25301115	126	277	0.59	2.5749	1.1458	0.1794	1.0867	2398	11	2115	21	2648	18
27301115	10	230	0.21	21.4915	1.1605	0.0514	1.3619	289	4	293	3	259	31
31301115	12	184	0.67	17.4064	1.1488	0.0547	1.3536	365	4	360	4	399	30
32301115	12	246	0.37	21.5750	1.1650	0.0525	1.3519	294	4	292	3	308	31
33301115	8	170	0.25	21.8579	1.1585	0.0515	1.4954	286	4	288	3	263	34
35301115	15	363	0.10	22.3414	1.1394	0.0528	1.2881	286	3	282	3	320	29
36301115	7	144	0.33	21.9635	1.1641	0.0542	1.5694	297	4	287	3	377	35
37301115	9	191	0.27	21.6263	1.1678	0.0519	1.4445	290	4	291	3	282	33
38301115	7	158	0.17	21.3812	1.1546	0.0512	1.5231	290	4	295	3	250	35
39301115	5	86	0.54	20.0562	1.1833	0.0535	1.8134	318	5	314	4	350	40
40301115	15	314	0.41	22.0264	1.1454	0.0523	1.3392	287	4	286	3	297	30
5301115	7	163	0.28	21.6967	1.1716	0.0530	1.4520	295	4	291	3	330	32
6301115	10	223	0.18	21.4592	1.1588	0.0524	1.5065	295	4	294	3	305	34
7301115	9	205	0.23	21.6450	1.1688	0.0523	1.3772	292	4	291	3	298	31
8301115	20	353	0.30	17.5254	1.1567	0.0547	1.2244	364	4	358	4	400	27
9301115	16	341	0.41	21.8436	1.1577	0.0538	1.2821	297	4	289	3	363	29
10301115	13	282	0.27	22.0604	1.1692	0.0533	1.3333	292	4	286	3	339	30
11301115	21	464	0.18	21.2721	1.1487	0.0521	1.2097	295	3	296	3	289	27
12301115	13	297	0.19	21.9635	1.1641	0.0520	1.3069	287	4	287	3	287	30
13301115	3	50	0.50	20.2143	1.2331	0.0554	2.2740	326	6	311	4	428	49

Table 14 (suite)

15BL16	Pb	U	Th/U	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ
14301115	13	301	0.03	20.5592	1.1513	0.0527	1.2903	307	4	306	3	316	29
18301115	10	190	0.30	20.0481	1.1628	0.0538	1.3948	320	4	314	4	361	31
19301115	57	853	0.22	14.6843	1.1454	0.0588	1.1396	446	5	425	5	560	25
20301115	29	641	0.21	21.3675	1.1538	0.0525	1.2011	296	3	295	3	305	27
21301115	14	322	0.11	21.3356	1.1521	0.0531	1.3004	299	4	295	3	331	29
22301115	4	87	0.64	21.5703	1.1864	0.0543	1.8035	303	5	292	3	385	40
23301115	12	261	0.30	21.8341	1.1572	0.0535	1.3824	296	4	289	3	351	31
24301115	12	278	0.02	21.8962	1.1605	0.0530	1.3784	292	4	288	3	327	31
25301115	3	52	0.49	19.2456	1.2125	0.0614	2.0042	370	6	327	4	652	42
26301115	17	364	0.37	21.5285	1.1625	0.0521	1.3236	293	4	293	3	291	30
27301115	45	1051	0.32	23.6183	1.1573	0.0524	1.2223	271	3	267	3	301	27
15BL21	Pb	U	Th/U	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ
5011215	22	402	0.028	16.7252	1.1875	0.0556	1.2230	383	4	374	4	436	26
6011215	59	311	0.217	5.4816	1.1731	0.1065	1.0609	1323	9	1080	12	1741	19
7011215	103	360	0.210	3.6892	1.1732	0.1256	1.0431	1766	10	1546	16	2037	18
8011215	19	415	0.011	20.0080	1.1805	0.0530	1.1689	316	4	314	4	331	26
9011215	12	99	0.460	9.0449	1.1849	0.0604	1.2425	662	7	676	8	617	27
10011215	44	430	0.192	9.6572	1.1782	0.0613	1.1249	639	6	635	7	651	24
11011215	13	169	0.255	12.9467	1.1911	0.0583	1.2689	491	5	480	5	541	28
12011215	144	1962	0.033	12.7926	1.1769	0.0643	1.0881	535	5	485	6	753	23
13011215	9	201	0.053	21.3721	1.1968	0.0567	1.3063	316	4	295	3	477	29
14011215	55	691	0.029	11.6158	1.1848	0.0590	1.1023	539	5	532	6	566	24
18011215	45	431	0.207	9.3826	1.1822	0.0611	1.0960	651	6	653	7	644	23
19011215	78	529	0.320	6.9195	1.1832	0.0683	1.0830	873	7	870	10	879	22
20011215	24	214	0.560	9.5969	1.1900	0.0617	1.1669	644	6	639	7	664	25
21011215	23	295	0.094	13.3851	1.1913	0.0826	1.1496	625	6	465	5	1261	22
22011215	8	118	0.128	13.8485	1.2048	0.0602	1.3799	477	6	450	5	609	29
23011215	20	182	0.252	8.8425	1.1937	0.0616	1.1692	683	7	691	8	660	25
24011215	9	218	0.049	22.6501	1.2005	0.0556	1.3120	296	4	279	3	438	29

Table 14 (suite)

15BL21	Pb	U	Th/U	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ
25011215	11	278	0.063	22.8781	1.2125	0.0536	1.5296	284	4	276	3	355	34
26011215	11	136	0.583	13.8831	1.2078	0.0591	1.3358	469	5	448	5	572	29
27011215	11	99	0.830	10.5742	1.2055	0.0606	1.3687	592	7	583	7	626	29
31011215	171	302	0.590	2.0267	1.1917	0.1767	1.0866	2606	12	2585	25	2622	18
32011215	9	67	0.859	9.1116	1.2210	0.0630	1.5077	680	8	671	8	709	32
33011215	9	189	0.046	20.0441	1.2026	0.0529	1.3802	315	4	314	4	324	31
34011215	9	100	0.260	11.3636	1.2045	0.0576	1.3725	538	6	544	6	513	29
35011215	13	74	0.800	6.7673	1.2113	0.0716	1.3557	913	9	888	10	973	27
36011215	23	220	0.396	9.8193	1.1980	0.0601	1.1984	621	6	625	7	606	26
37011215	9	176	0.048	17.4642	1.2050	0.0525	1.3516	352	4	359	4	309	30
38011215	41	255	0.377	6.4342	1.1968	0.0725	1.1451	952	8	931	10	1000	23
39011215	24	157	0.276	6.4205	1.2006	0.0709	1.1994	939	8	933	10	954	24
40011215	34	427	0.036	11.6252	1.1974	0.0586	1.1777	536	6	532	6	552	25
5011215	36	81	0.429	2.5279	1.2058	0.1768	1.0801	2401	12	2149	22	2623	18
6011215	6	56	0.120	9.0001	1.2330	0.0728	1.4829	761	9	679	8	1009	30
7011215	14	279	0.054	19.2012	1.2097	0.0653	1.3331	390	5	327	4	783	28
8011215	174	719	0.039	4.0937	1.1953	0.1371	1.0358	1752	10	1409	15	2191	18
9011215	206	464	1.326	2.9618	1.1966	0.1198	1.0432	1913	11	1875	19	1954	19
10011215	38	344	0.026	8.3893	1.1997	0.0799	1.0766	851	7	726	8	1194	21
11011215	109	1451	0.016	12.2145	1.1970	0.0577	1.0568	509	5	507	6	519	23
12011215	104	370	0.239	3.6398	1.1939	0.1110	1.0542	1675	10	1565	17	1815	19
13011215	50	355	0.343	7.2738	1.1929	0.0689	1.0893	848	7	830	9	894	22
14011215	29	298	0.427	10.4943	1.1963	0.0596	1.1251	587	6	587	7	587	24
18011215	38	207	0.458	5.8551	1.1944	0.0733	1.1052	1018	8	1017	11	1022	22
19011215	62	654	0.359	10.8389	1.1923	0.0594	1.1119	571	6	569	7	580	24
20011215	70	132	0.538	2.1774	1.1932	0.1694	1.0683	2500	12	2436	24	2552	18
21011215	58	587	0.310	10.1678	1.1896	0.0606	1.0895	609	6	605	7	624	23
22011215	12	278	0.025	22.7376	1.2051	0.0607	1.2516	318	4	278	3	629	27
23011215	23	367	0.102	15.0331	1.1876	0.0579	1.1564	433	5	415	5	527	26

Table 14 (suite)

15BL21	Pb	U	Th/U	²³⁸U/²⁰⁶Pb	1σ (%)	²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb	1 σ (%)	²⁰⁷Pb/²³⁵U	1σ	²⁰⁶Pb/²³⁸U	1σ	²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb	1σ
24011215	9	85	0.351	9.2387	1.2010	0.0626	1.3105	670	7	663	8	694	28
25011215	65	577	0.367	9.1241	1.1861	0.0632	1.0918	681	6	670	8	715	23
26011215	39	468	0.880	13.8985	1.1953	0.0559	1.1638	448	5	448	5	446	25
27011215	16	165	0.273	10.4286	1.1993	0.0584	1.2322	581	6	590	7	546	27
31011215	11	99	0.900	10.4471	1.2014	0.0589	1.4087	584	7	589	7	564	30
32011215	9	187	0.055	20.0160	1.2010	0.0532	1.3539	317	4	314	4	336	30
33011215	15	299	0.170	19.5313	1.1914	0.0540	1.2414	328	4	322	4	370	28
34011215	9	225	0.045	23.5018	1.1986	0.0576	1.3715	296	4	269	3	514	30
35011215	31	376	0.110	11.6973	1.1931	0.0601	1.1640	544	6	529	6	609	25
36011215	3	48	0.850	16.7112	1.2366	0.0541	1.9590	375	6	375	4	376	43
37011215	17	119	0.615	7.5098	1.1941	0.0661	1.2404	807	8	806	9	810	26
38011215	14	278	0.050	18.1951	1.1827	0.0543	1.2712	350	4	345	4	383	28
39011215	29	192	0.581	7.5335	1.1903	0.0704	1.2500	841	8	804	9	940	25
40011215	14	321	0.028	21.4777	1.2027	0.0545	1.3390	305	4	293	3	393	30
15BL37	Pb	U	Th/U	²³⁸U/²⁰⁶Pb	1σ (%)	²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb	1 σ (%)	²⁰⁷Pb/²³⁵U	1σ	²⁰⁶Pb/²³⁸U	1σ	²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb	1σ
53011115	58	884	0.114	14.8588	1.1590	0.0620	1.0803	462	5	420	5	675	23
63011115	17	417	0.031	22.1779	1.1532	0.0533	1.2014	291	3	284	3	340	27
73011115	29	699	0.019	22.1828	1.1535	0.0528	1.1370	288	3	284	3	319	26
83011115	24	385	0.204	15.8028	1.1536	0.0557	1.1482	402	4	396	4	442	25
93011115	36	860	0.019	22.0994	1.1492	0.0530	1.1143	290	3	285	3	327	25
10301115	66	633	1.195	11.8977	1.1541	0.0585	1.1117	525	5	520	6	547	24
11301115	463	1142	0.440	2.7756	1.1547	0.1602	1.0549	2226	11	1984	20	2458	18
12301115	27	659	0.019	22.2025	1.1545	0.0530	1.1514	289	3	284	3	328	26
13301115	235	1537	0.057	6.3131	1.1553	0.0950	1.0633	1140	8	948	10	1528	20
14301115	36	813	0.013	20.8507	1.1676	0.0527	1.1198	304	3	302	3	316	25
18301115	10	72	0.461	7.2828	1.1725	0.0734	1.2814	884	8	829	9	1024	26
19301115	41	334	0.660	9.0984	1.1646	0.0654	1.1624	699	7	672	7	787	24
20301115	29	653	0.018	20.8073	1.1652	0.0524	1.1635	303	3	303	3	304	26
21301115	30	717	0.031	22.1484	1.1517	0.0517	1.1610	283	3	285	3	271	26

Table 14 (suite)

15BL37	Pb	U	Th/U	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ
22301115	75	1171	0.051	14.6306	1.1558	0.0575	1.0964	439	4	426	5	509	24
23301115	10	91	0.708	10.2881	1.1728	0.0652	1.3499	638	7	598	7	780	28
24301115	4	30	0.414	6.9156	1.2172	0.0734	1.7850	915	11	871	10	1025	36
25301115	22	478	0.061	20.8899	1.1698	0.0543	1.1977	311	4	301	3	382	27
26301115	50	699	0.127	13.6426	1.1596	0.0670	1.1635	525	5	456	5	839	24
27301115	58	429	0.390	7.7634	1.1645	0.0737	1.1268	849	7	781	9	1032	22
32301115	18	406	0.027	20.8812	1.1693	0.0523	1.3186	301	4	302	3	300	30
33301115	50	643	0.204	12.5235	1.1647	0.0599	1.2030	514	5	495	6	598	26
34301115	40	1026	0.036	23.3918	1.1696	0.0537	1.2840	279	3	270	3	360	29
35301115	182	572	0.483	3.5605	1.1643	0.1436	1.1278	1910	11	1596	16	2272	19
36301115	43	648	0.236	15.2695	1.1758	0.0586	1.2126	431	5	409	5	550	26
38301115	41	1013	0.013	22.3714	1.1633	0.0525	1.2005	285	3	282	3	306	27
39301115	39	978	0.018	22.6091	1.1757	0.0525	1.2188	282	3	279	3	308	27
40301115	20	190	0.367	9.8590	1.1732	0.0643	1.2591	652	7	623	7	753	26
6301115	38	956	0.019	22.9832	1.1492	0.0536	1.1747	283	3	275	3	356	26
7301115	248	1287	0.465	5.9361	1.1516	0.1035	1.0536	1243	9	1004	11	1687	19
8301115	44	994	0.042	20.8943	1.1492	0.0547	1.1146	313	3	301	3	401	24
9301115	91	1763	0.018	17.8063	1.1574	0.0559	1.0737	365	4	352	4	447	23
10301115	14	351	0.028	22.5836	1.1518	0.0526	1.2559	283	3	279	3	309	28
13301115	33	283	0.388	8.7131	1.1588	0.0661	1.1340	727	7	700	8	811	24
14301115	25	613	0.029	22.7118	1.1583	0.0535	1.1967	285	3	278	3	349	27
18301115	110	2563	0.026	21.5332	1.1413	0.0543	1.0874	303	3	293	3	382	24
20301115	30	672	0.033	21.0040	1.1552	0.0536	1.1754	306	3	300	3	354	26
22301115	52	1193	0.039	21.3083	1.1506	0.0540	1.1303	304	3	296	3	370	25
23301115	70	1279	0.057	17.0707	1.1437	0.0563	1.1016	380	4	367	4	463	25
24301115	94	1471	0.145	15.2184	1.1566	0.0578	1.0900	428	4	410	5	522	24
25301115	37	849	0.022	21.0881	1.1598	0.0531	1.1678	303	3	299	3	333	26
26301115	28	276	0.544	10.6496	1.1608	0.0597	1.2070	581	6	579	6	591	26
27301115	37	926	0.021	22.8415	1.1421	0.0523	1.1670	278	3	276	3	297	26

Table 14 (suite)

15BL37	Pb	U	Th/U	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	1σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ
31301115	25	332	0.046	12.4704	1.1597	0.0599	1.1853	516	5	497	6	600	26
32301115	82	947	0.481	13.0736	1.1505	0.0607	1.1369	502	5	475	5	628	24
33301115	19	472	0.029	22.8363	1.1646	0.0533	1.2953	283	3	276	3	340	29
34301115	38	368	0.183	9.4322	1.1507	0.0627	1.1648	660	6	650	7	697	25
35301115	50	586	0.259	11.6442	1.1528	0.0592	1.1665	539	5	531	6	573	25
36301115	34	832	0.019	22.7635	1.1609	0.0517	1.1992	277	3	277	3	272	27
37301115	20	192	0.285	9.6965	1.1539	0.0616	1.2330	639	6	633	7	662	26
38301115	25	632	0.020	23.1107	1.1555	0.0545	1.2668	286	3	273	3	391	28
39301115	24	588	0.016	22.5836	1.1518	0.0522	1.2825	281	3	279	3	296	29
40301115	122	2317	0.015	17.5654	1.1593	0.0585	1.1453	384	4	357	4	548	25

3.3. Etude de la température dans la couverture sédimentaire paléozoïque

3.3.1. Article #2: Structural inheritance in the Central Pyrenees: the Variscan to Alpine tectonometamorphic evolution of the Axial Zone

Article publié dans *Journal of the Geological Society*

Avant-propos

Cette étude est le fruit d'une collaboration avec Bryan Cochelin qui s'est chargé de l'acquisition et l'interprétation des données structurales et a écrit une partie du manuscrit au cours de son doctorat (2013-2016) au GET dans le cadre du projet RGF. L'acquisition et l'interprétation des données pétrologiques ainsi que les analyses Raman ont été réalisées dans le cadre de ce travail de thèse.

La zone d'étude est localisée entre le dôme de Bossost à l'ouest et les dômes de l'Aston et de l'Hospitalet à l'est. Elle correspond à la couverture sédimentaire paléozoïque peu influencé par la présence de dômes tectono-métamorphiques à proximité. Les estimations de paléotempérature obtenues dans la vallée de la Pallaressa le long d'une coupe nord-sud permettent de discuter de l'évolution de la température dans la partie supérieure de la croûte, en dehors de dômes métamorphiques et donc de préciser l'évolution de la température à l'échelle de la croûte.

Les résultats ont mis en avant la question de l'héritage entre le cycle varisque et le cycle alpin. En effet, les données de paléotempératures varisques apportent des contraintes fortes sur l'évolution tectonique de la zone axiale au cours de l'inversion méso-cénozoïque.



Structural inheritance in the Central Pyrenees: the Variscan to Alpine tectonometamorphic evolution of the Axial Zone

Bryan Cochelin^{1,2*}, Baptiste Lemirre¹, Yoann Denèle¹, Michel de Saint Blanquat¹, Abdeltif Lahfid² & Stéphanie Duchêne¹

¹ Géosciences Environnement Toulouse, Université de Toulouse, CNRS, IRD, UPS, CNES, F-31400, France

² BRGM, 3 avenue Claude Guillemin, F-45060 Orléans, France

B.C., 0000-0002-3699-4508; B.L., 0000-0002-9506-0502

* Correspondence: bryan.cochelin.get@gmail.com

Abstract: Estimating structural inheritance in orogens is critical to understanding the manner in which plate convergence is accommodated. The Pyrenean belt, which developed in Late Cretaceous to Paleogene times, was affected by Cretaceous rifting and Variscan orogeny. Here we combine a structural and petrological study of the Axial Zone in the Central Pyrenees to discuss structural inheritance. Low-grade Paleozoic metasedimentary rocks were affected by a Variscan transpressional event that produced successively: (1) regional-scale folds; (2) isoclinal folding, steep pervasive cleavage and vertical stretching, synchronous with peak metamorphism; (3) strain localization into ductile reverse shear zones. The persistence of a relatively flat envelope for the Paleozoic sedimentary pile and Variscan isograds, and the absence of Alpine crustal-scale faults in the core of the Axial Zone, suggests that the Axial Zone constitutes a large Variscan structural unit preserved during Pyrenean orogeny. This configuration seems to be inherited from Cretaceous rifting, which led to the individualization of a large continental block (future Axial Zone) against a hyper-extended domain along the North Pyrenean Fault zone. This study places the currently prevailing model of Pyrenean belt deformation in a new perspective and has important implications for crustal evolution and inheritance in mountain belts more generally.

Supplementary materials: Raman spectroscopy of carbonaceous materials data and a figure illustrating peak-fitting of the Raman spectrum of carbonaceous material and Raman spectra from the various samples of the Pallaresa cross-section are available at <https://doi.org/10.6084/m9.figshare.c.3906247>

Received 24 May 2017; revised 5 September 2017; accepted 8 September 2017

The crustal architecture of a mountain belt depends on the rheology and relative thickness of the continental plates involved in the collision. If the two plates were passive margins, both were affected by rifting before convergence, leading to variably thinned domains of continental crust dismembered by normal faults or detachments. At the initiation of convergence, the thickness and structure of the two margins exert first-order controls on the architecture of the mountain belt (Mouthereau & Lacombe 2006; Wrobel-Daveau *et al.* 2010; Mohn *et al.* 2012; Mouthereau *et al.* 2012; McIntosh *et al.* 2013; Bellahsen *et al.* 2014; Masini *et al.* 2014). The thinner and thermally weaker continental margin is preferentially affected by shortening during inversion of the rift systems, and favourably oriented structures inherited from rifting could be reactivated (Beaumont *et al.* 2000; Masini *et al.* 2011; Mouthereau *et al.* 2012, 2013; Mesalles *et al.* 2014; Vacherat *et al.* 2014). During collision, when the two margins are accreted into the orogenic prism, new thrusts (unrelated to the rift) are generated to balance shortening, and pre-rift structures within the basement may undergo reactivation (Cloke *et al.* 1997; Allen *et al.* 1998; Soulaimani & Burkhard 2008). However, the importance of these long-term inherited structures is generally overlooked because of the polyphase tectonic history or because of the absence of structural markers to constrain it.

The importance of rift-related structures has been previously illustrated in the Pyrenees (Choukroune 1992), where the European and Iberian plates began to collide in Late Cretaceous times (Dubois & Seguin 1978; Roest & Srivastava 1991; Olivet 1996). Early Cretaceous rifting led to the formation of an ultra-thinned northern margin and to the exhumation of subcontinental mantle (Lagabrielle & Bodinier 2008; Lagabrielle *et al.* 2010; Clerc & Lagabrielle 2014;

Masini *et al.* 2014; de Saint Blanquat *et al.* 2016; Vacherat *et al.* 2016). Although the European margin was hyper-extended in Cretaceous times, no evidence of this type of extension has been detected in the Iberian plate (i.e. in the hinterland and in the southern foreland of the Pyrenean belt). This hinterland, which corresponds to the so-called Axial Zone, is mainly made of Paleozoic metasediments and magmatic bodies involved in the Variscan orogeny (Fig. 1a and b). Deep exhumation of the Axial Zone is responsible for the erosion of post-Variscan deposits, which form the main structural marker of the Cretaceous rifting event and Pyrenean collision. Since the ECORS deep seismic profile (Choukroune 1989; Roure *et al.* 1989; Choukroune *et al.* 1990), the Pyrenees have been interpreted as an asymmetric, doubly vergent collisional wedge with numerous stacked crustal units in the Axial Zone (Fig. 1c). Whereas this geometry is in agreement with structural observations made in the Central to Western Pyrenees, where the crustal-scale north-dipping Gavarnie and Les Eaux Chaudes/Lakhora thrusts are observed (Fig. 1b), the continuity of these structures in the Central and Eastern Pyrenees has remained debated (Carreras & Debat 1996; Soler *et al.* 1998; Laumonier 2015). Moreover, the anticlinal nappe-stack model developed by Muñoz (1992) implies that the Variscan crust of the Central Pyrenees was deeply affected by both Cretaceous rifting and Alpine orogeny, implying large-scale block rotations, internal deformation and thrusting (Berastegui *et al.* 1993; Beaumont *et al.* 2000; Mouthereau *et al.* 2014). Nevertheless, detailed structural studies performed at local scale on the Variscan crust in the last 20 years tend to indicate only limited reactivation of Variscan structures (Bons 1988; Capellà & Carreras 1996; Carreras & Debat 1996;

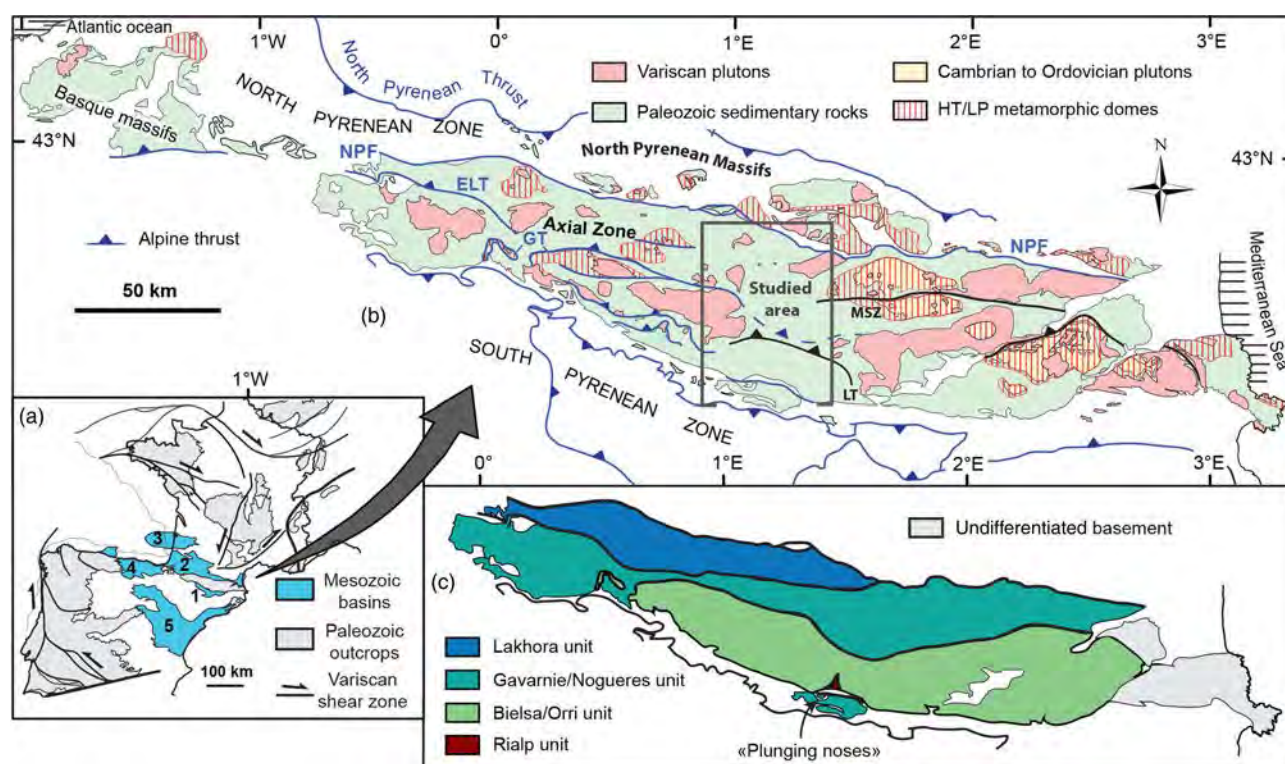


Fig. 1. (a) Location of the Variscan crust of the Pyrenees in western Europe, with main Mesozoic basins. 1, Organyà basin; 2, Arzacq–Mauléon basin; 3, Parentis basin; 4, Basco-Cantabrian and le Danois basins; 5, Central Iberian basins (Tugend *et al.* 2014). (b) Geological sketch map of the Variscan crust of the Pyrenees. In blue: main Alpine faults; in black: main Variscan shear zones. ELT, Les Eaux Chaudes/Lakhora Thrust; GT, Gavarnie Thrust; NPF, North Pyrenean Fault, LT, Llavorsí thrust; MSZ, Mérens Shear Zone). (c) Tectonic subdivision of the Axial Zone (Mouthereau *et al.* 2014).

Soler *et al.* 1998; Mezger & Passchier 2003; Denèle *et al.* 2008; Clariana & García-Sansegundo 2009; Laumonier 2015).

To resolve this apparent paradox, we try here to better constrain the deformation of the Central Pyrenees through time. We combine a structural, petrological and geothermometric study of the Variscan crust along the ECORS seismic profile. This study allows us to discuss the structure of the hinterland of the Central Pyrenean belt and the relative impact of structures inherited from the Early Cretaceous rifting event and from the Variscan orogeny. We also propose a new model of the Eastern Pyrenean crustal wedge in which a pop-up structure corresponding to the Axial Zone was thrust over the southern foreland along moderately dipping ramps. This constitutes an alternative view to the currently prevailing model (Muñoz 1992), which advocates several steeply dipping thrusts cross-cutting the Axial Zone.

Geological setting

The Axial Zone of the Pyrenean range is classically described as being affected by thick-skinned tectonics involving several basement thrust sheets (Fig. 1c); namely, the Lakhora, Gavarnie and Bielsa units in the western part (Teixell 1998), and the Noguères, Orri and Rialp units in the east (e.g. Vergès *et al.* 1995). The crustal-scale, north-dipping Gavarnie and Les Eaux Chaudes/Lakhora thrusts, which placed basement rocks over Cretaceous cover, constitute a major feature of the Pyrenean range and have been studied in detail. In the field, these two thrusts form hundred metre thick high-strain zones, mainly consisting of brittle–ductile mylonites and breccia (Dérmond 1979; Majesté-Menjoules 1979). The Noguères unit (Fig. 1c) is defined in the northern part of the Axial Zone (Muñoz 1992) as the rooting zone of the so-called ‘têtes plongeantes’ or ‘plunging noses’ defined to the south of the Axial Zone, which consists of overturned synforms of Devonian to Permo-Triassic series (Vergely 1970; Séguret 1972; Choukroune &

Séguret 1973). This basement sheet is interpreted as the lateral continuity of the Gavarnie unit separated from the Orri unit to the south by the Gavarnie thrust (Beaumont *et al.* 2000; Mouthereau *et al.* 2014). Whereas this thrust is clearly identified in the western Axial Zone (Majesté-Menjoules 1979), its lateral continuity in the Central Pyrenees is disputed, as this zone is devoid of post-Variscan deposits to identify Pyrenean thrusting, except for one outcrop of Triassic deposits, which is deformed in a fault zone located to the north on the Maladeta massif (Figs 2 and 3; see Soler *et al.* 1998).

The Axial Zone consists of Precambrian and Paleozoic rocks that were affected by the Variscan orogeny between 330 and 290 Ma (Denèle *et al.* 2014, and references therein). The Variscan orogeny is marked by Permo-Carboniferous deformation, high-temperature–low-pressure (HT–LP) regional metamorphism, and calc-alkaline plutonism. The Variscan crust of the Axial Zone is classically interpreted as being formed by two contrasting structural levels (de Sitter & Zwart 1962; Carreras & Capella 1994): (1) an upper crustal level, also called ‘Superstructure’, made of low-grade metamorphosed Paleozoic sediments and defined by tight to upright folds and steep axial-plane cleavage; (2) a lower crustal level, or ‘Infrastructure’, mostly characterized by Precambrian to Lower Paleozoic rocks affected by HT–LP metamorphism and exposed in domal structures with shallow-dipping foliation planes. Recent studies suggest that the formation of these two domains was coeval and occurred in a dextral transpressive regime (Gleizes *et al.* 1998b; Mezger 2009; Denèle *et al.* 2014).

In the Central Pyrenees, the units affected by the Variscan orogeny are of Cambrian to Carboniferous metasedimentary rocks (Fig. 2). Cambrian to Ordovician rocks occupy the central part of two regional-scale antiforms, the Pallaresa and Orri anticlines (Fig. 2). Whereas the stratigraphy of Cambrian to Lower Ordovician rocks remains poorly constrained because of its azoic character, the stratigraphic continuity between Upper Ordovician conglomerates and lower series in the southern flank of the Pallaresa anticline

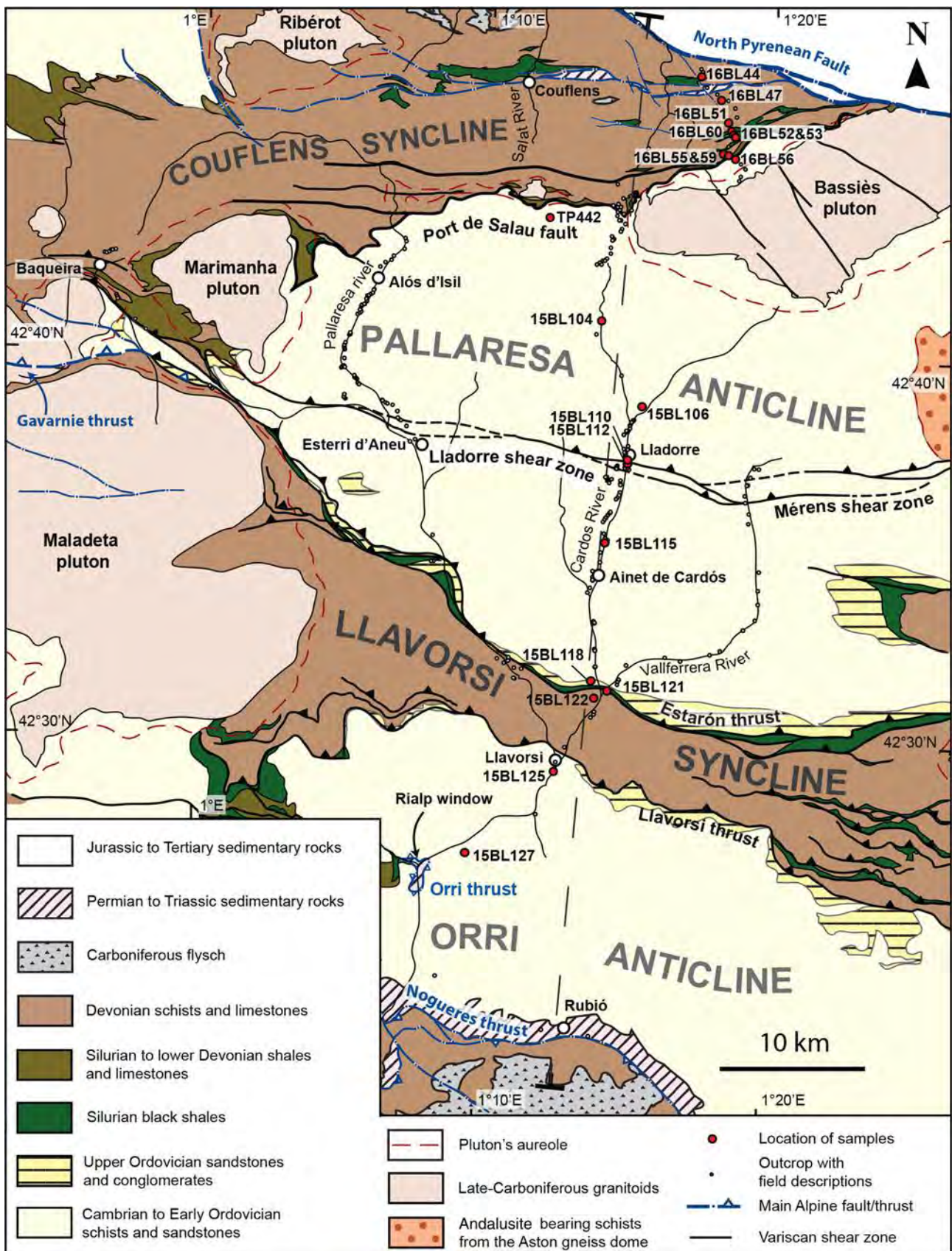


Fig. 2. Geological map of the Central Pyrenees, modified from Colchen *et al.* (1995) and Zwart *et al.* (1976) showing location of the Pallaresa cross-section (dashed line) presented in this work (Fig. 4). Studied outcrop and samples for Raman spectroscopy of carbonaceous materials measurements are also reported.

seems to confirm that the older rocks occupy the core of the anticline (Zandvliet 1960; Hartevelt 1970; Laumonier *et al.* 1996). The lower units consist of sandstone, locally microconglomerate and limestone

at the top, described as belonging to the Cambrian Evol Formation (Laumonier *et al.* 1996). The upper series, belonging to the Cambrian Jujols Formation (Laumonier *et al.* 1996), is mainly made

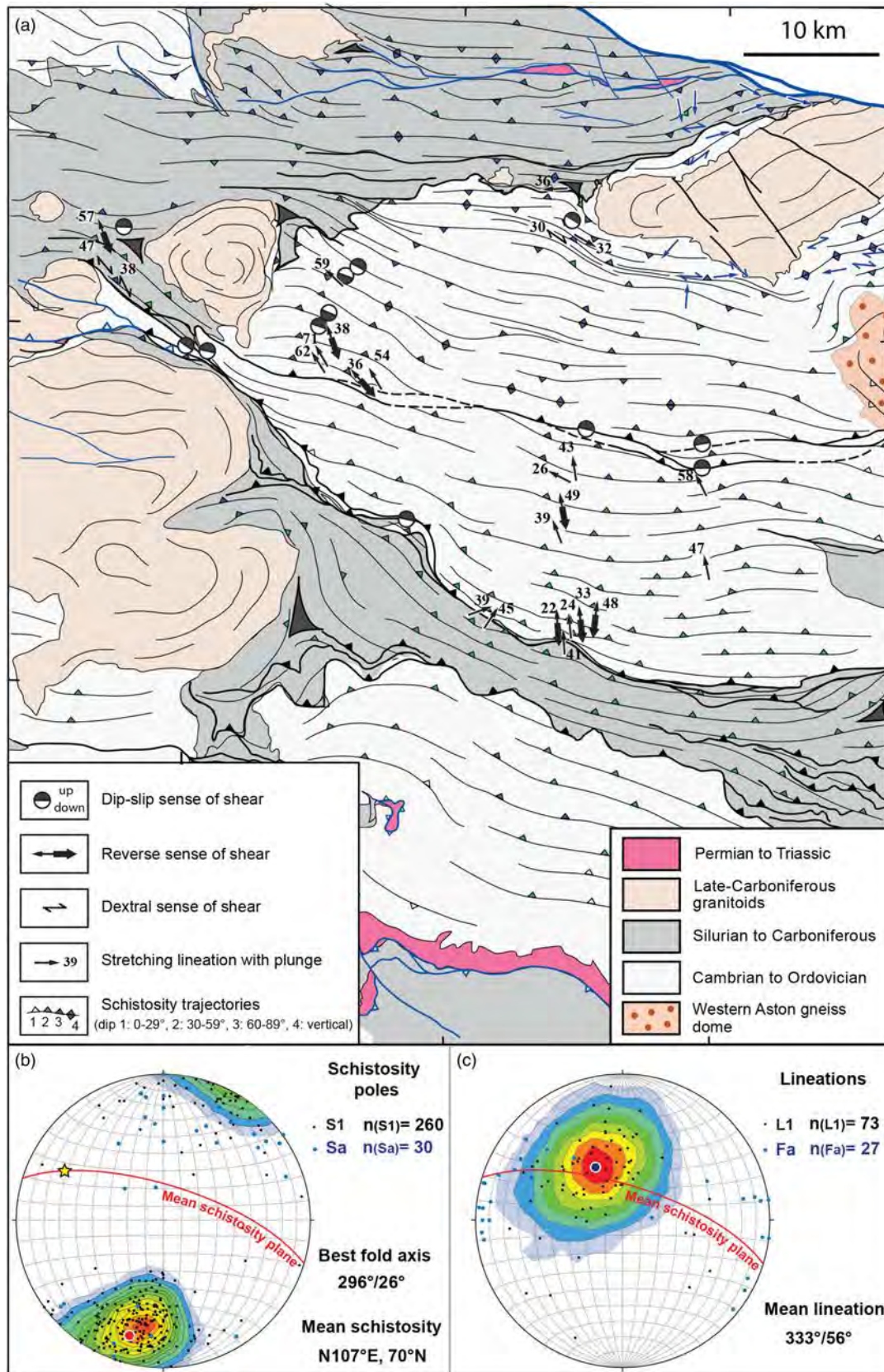


Fig. 3. (a) Structural map of the Central Pyrenees. In blue: stretching lineations and kinematics from [Evans *et al.* \(1997\)](#). Data compiled for cleavage trajectories are from [Mey \(1968\)](#), [Hartevelt \(1970\)](#), [Colchen *et al.* \(1995\)](#), [Evans *et al.* \(1997\)](#), [Mezger \(2005\)](#) (Aston metamorphic dome), and from our observations ($n = 300$). Foliation trajectories in plutons were deduced from anisotropy of magnetic susceptibility studies by [Gleizes \(1992\)](#), [Evans *et al.* \(1997\)](#) and [Antolín-Tomás *et al.* \(2009\)](#). (b) S₁ (black) and S_a (blue) schistosity poles from our measurements. (c) L₁ mineral-stretching lineations measured in the field in black, and F_a fold axes in blue. Stereograms: lower hemisphere, equal area projection. Contours at 2σ are calculated for black points (i.e. S₁ and L₁).

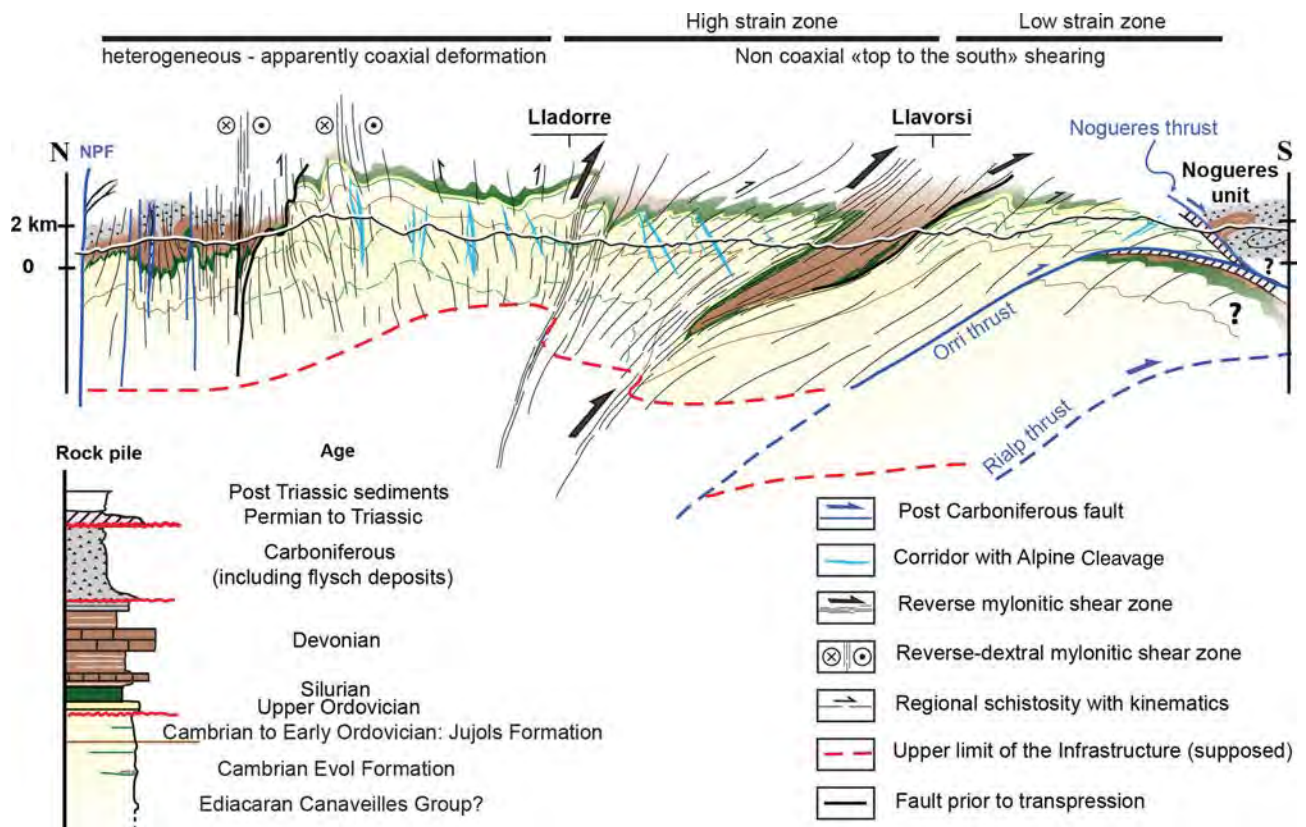


Fig. 4. North-south geological cross-section of the Central Pyrenees. Only significant Alpine corridors that have been observed or rigorously described in the literature are represented on this cross-section.

of sandstone and greenish to dark schist. The upper Paleozoic series outcrops occur in the Couflens syncline, bordering the North Pyrenean Fault, and in the Llavorsi syncline, pinched between the Pallaresa and Orri anticlines (Fig. 2). These Upper Paleozoic rocks consist of (1) thin levels of Silurian black shale and limestone, (2) a succession of Devonian sandstone, limestone and schist with significant local variations of facies (see García-Sansegundo *et al.* 2011, and references therein), and (3) Middle Carboniferous flysch.

The Cambrian to Paleozoic metasedimentary rocks of the Central Pyrenees are affected by multi-scale folds and pervasive axial-plane cleavage, developed under low-grade metamorphic conditions (Zwart 1979; Bons 1988; Capellà & Carreras 1996). The Paleozoic metasedimentary rocks of the Superstructure are intruded by voluminous calc-alkaline plutons such as the Maladeta pluton in the west and the Bassiès, Marimánha and Ribérot plutons in the north, with U/Pb ages ranging between 312 and 298 Ma (Evans 1993; Paquette *et al.* 1997; Denèle *et al.* 2014). The intrusion of these plutons is considered as coeval with the late Carboniferous dextral transpressional event (Bouchez & Gleizes 1995; Evans *et al.* 1997; Gleizes *et al.* 1998a). The Infrastructure, marked by HT-LP metamorphic rocks and flat-lying foliations, can be observed in the Aston gneiss dome directly to the east of the Pallaresa anticline (Fig. 2) (Denèle *et al.* 2009; Mezger 2009).

The central part of the Axial Zone is cut by several shear zones and faults generally considered as Variscan in age, with reactivation during the Pyrenean collision. However, no real consensus exists about the age and relative importance of activation and reactivation of these various faults (Figs 2 and 3). The older one is the Port de Salau fault, an east-west steeply north-dipping fault. In its current position, its footwall consists of Cambrian rocks belonging to the Pallaresa anticline, and its hanging wall of Siluro-Devonian rocks (Fig. 2). This fault seems to be folded by the late Variscan transpressional event, and has been interpreted by some researchers

as an early Variscan thrust with a probable southward displacement (Bodin & Ledru 1986; Losantos *et al.* 1986). Farther south the Lladorre shear zone, localized in Cambrian limestones, was considered by Capellà & Carreras (1996) as a late reverse Variscan shear zone. This shear zone constitutes the western continuity of the Variscan kilometre-scale Mérens shear zone (Fig. 2), which was reactivated during the Alpine orogeny as a localized fault (McCaig 1986; Denèle *et al.* 2008; Mezger *et al.* 2012). Other researchers (Berastegui *et al.* 1993; Beaumont *et al.* 2000; Vissers & Meijer 2012) have considered this shear zone as an Alpine thrust that could be a hypothetical candidate for the lateral continuity of the Gavarnie thrust, and renamed it the Pallaresa thrust. It is supposed to be responsible for the stacking of the Noguères sheet over the Orri sheet, with a proposed displacement of around 15–20 km. Farther south, the Estarón thrust was considered by Casas *et al.* (1989) to represent a Variscan thrust, whereas other authors considered it as another candidate for the continuity to the east of the main Alpine Gavarnie thrust (Metcalf *et al.* 2009; Mouthereau *et al.* 2014). Similarly, the Llavorsi thrust has been considered to be a Variscan thrust in some studies (Casas *et al.* 1989; Clariana 2001), but an Alpine thrust belonging to the Orri sheet in other studies (Zwart 1986; Vergés *et al.* 1995, 2002). Its subtractive character, placing Devonian over Cambro-Ordovician rocks, has led some researchers to consider it as a normal fault, either Early Carboniferous (Capellà & Bou 1997) or Late Carboniferous to Cretaceous in age (Casas *et al.* 2007). Further south, the Orri and Noguères thrusts are indisputably Alpine in age, putting Paleozoic rocks on Permian to Triassic sediments (Fig. 2). The Orri thrust accommodated 10–15 km of displacement during the collision (Séguret 1972; Berastegui *et al.* 1993; Beaumont *et al.* 2000; Mouthereau *et al.* 2014) and has been supposed to be a reactivated Cretaceous normal fault (Berastegui *et al.* 1993; Beaumont *et al.* 2000).

Discussion about the age of shear zones and faults in the Axial Zone of the Pyrenees is due to the scarcity of post-Variscan markers. Synkinematic mica in some ductile shear zones has been tentatively dated using $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ methods and provided ages ranging between the Eocene and the Jurassic (e.g. McCaig & Miller 1986; Monié *et al.* 1994; Wayne & McCaig 1998; Vissers *et al.* 2017). Eocene ages suggest a partial Pyrenean reactivation of some shear zones, such as, for instance, in the Néouvielle massif (Wayne & McCaig 1998). Nevertheless, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on mica cannot be readily used as proxies for the absolute age of faults or shear zones. The closure temperature of the Ar/Ar system in mica is around 300°C (Harrison *et al.* 1985), but the Jurassic to Cretaceous ages in Pyrenean shear zones suggest a partial to total rejuvenation of argon isotopic systems during the widespread hydrothermal events ($250 < T < 550^\circ\text{C}$) that occurred between Permian and Cretaceous times (Boulvais *et al.* 2007; Poujol *et al.* 2010; Fallourd *et al.* 2014; Boutin 2016; Boutin *et al.* 2016). The difficulties linked to interpreting $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages in the Pyrenees have been emphasized by Jolivet *et al.* (2007), Maurel *et al.* (2008) and Metcalf *et al.* (2009), who recognized the effects of the Mesozoic hydrothermal events in the synkinematic micas of the Variscan Maladeta and Néouvielle plutons, and in the Canigou massif.

Methods

Measurement and sampling

This study is based on 330 sites distributed along north–south cross-sections, following the main valleys of the mountain belt (Fig. 2). To reconstruct the large-scale geometry of folds, planar and linear strain fabrics and kinematic criteria affecting metasedimentary rocks were systematically measured, as well as the relationship of planar fabric to original bedding. All these measurements are synthesized in Figures 3 and 4.

Nineteen samples were collected along the Pallaresa cross-section. They were selected in the whole metasedimentary sequence from Cambrian to Devonian (Fig. 2, red dots). At least two samples were collected in each structural domain of the cross-section. Dark-coloured samples rich in organic matter were favoured for Raman spectroscopy of carbonaceous materials.

Polished thin sections were prepared normal to the schistosity and parallel to the lineation (xz-planes) for petrographic and microstructural observation.

Raman spectroscopy of carbonaceous materials

Raman spectroscopy of carbonaceous material is used to estimate the maximum temperature (up to 650°C) recorded by the metasediments during metamorphism (Beyssac *et al.* 2002; Lahfid *et al.* 2010). Delchini *et al.* (2016) confirmed the applicability of this technique for studying domains with polyphase metamorphic histories such as the Pyrenees. Raman analyses were performed at the BRGM, Orléans, using a Renishaw inVia Reflex system with argon-ion laser source excitation of 514.5 nm. The laser beam is focused on the sample through a Leica DM2500 microscope specially adapted for the system using a $\times 100$ lens, with power of around 0.5 mW at the surface of the thin section. Before each measurement session, the spectrometer was calibrated using the 520.5 cm^{-1} line of a silicon standard. The signal obtained after elimination of Rayleigh diffusion using edge filters was dispersed using a grating with 1800 lines mm^{-1} before being analysed by a deep depletion CCD detector (1024×256 pixels). About 1520 Raman spectra of particles were recorded to check data consistency. Raman parameters, peak temperatures obtained by Raman spectroscopy of carbonaceous materials and Raman spectra are provided in the supplementary material.

Structures and kinematics

In the study area we observed two types of schistosity. The first generation is penetrative and is observed in all Variscan rocks; it is called hereafter S_1 . The second generation is only locally observed and corresponds to a crenulation cleavage. To the south of the Axial Zone, the Cambrian series belonging to the Orri anticline are unconformably overlapped by undeformed Permian and Triassic red beds that crosscut the S_1 cleavage (Fig. 5a). These observations attest, in accordance with previous studies (e.g. Zandvliet 1960; Mey 1968; Lucas 1985; Bichot 1986; Zwart 1986; Carreras & Debat 1996) that the regional penetrative cleavage S_1 is Variscan in age. By contrast, a discrete crenulation cleavage is observed in Permian and Triassic pelitic levels, suggesting that the second schistosity in the basement units could be Alpine in age (Izquierdo-Llavall *et al.* 2013). It is hereafter named S_a .

As a first approximation, the Central Pyrenees area is defined by two large and open antiforms forming the Pallaresa and Orri anticlines and the southward verging and pinched Llavorsi syncline (Fig. 3a). The flat attitude of bedding in anticline cores is perturbed by multiscale open to isoclinal folds (Fig. 4) associated with pervasive axial-plane cleavage (i.e. S_1 ; Fig. 5b and b'). S_1 shows a homogeneous N95–110E direction (Fig. 3b) with trajectories roughly parallel to the Lladorre–Mérens, Estarón and Llavorsi mylonitic shear zones (Fig. 3a). In the northern half of the Axial Zone S_1 is vertical, and in the southern part it dips at around 50–60° N, except for 5 km to the north to the Noguères Unit, where it is subhorizontal or displays shallow dips to the north (Figs 3a and 4). S_1 bears steeply plunging stretching lineations with a homogeneous N150–160° orientation (Fig. 3a and c).

Structural studies have highlighted three domains of deformation limited by the Lladorre–Mérens and Llavorsi mylonitic shear zones. The northern domain is characterized by a vertical cleavage S_1 and an apparent heterogeneous deformation, with highly transposed Devonian to Cambrian limestone and schist and gently folded thick Cambrian microconglomerate and sandstone. This domain is affected by an apparent coaxial deformation indicated by the coexistence of north-side-up and south-side-up shear criteria on subvertical shear planes. This domain is limited to the south by the 200 m thick mylonitic shear zone of Lladorre, which is localized in interbedded sandstones and marbles showing non-coaxial north-side-up kinematics (Figs 3a, 4 and 5c). The central domain is mostly characterized by the complete transposition of original bedding and associated non-coaxial top-to-the-south shear bands (Fig. 5d). This high-strain domain corresponds to the southern overturned limb of the Pallaresa anticline and to the pinched Llavorsi syncline, with apparent strain localization in the highly laminated Silurian black shales. The southern domain, which corresponds to the Orri anticline, is poorly deformed, and is marked by discrete S_1 cleavage oblique to the original bedding. Few discrete C' shears with non-coaxial top-to-the-south kinematics were observed, as previously described by Mey (1968).

The S_1 trajectories are locally disturbed in the contact aureole of plutons, where asymmetric schistosity triple points can be defined (Fig. 3a). Stretching lineations are subhorizontal in these domains, with C' shear bands showing dextral senses of movement (Fig. 6a). Shear bands strike between N100 and N130°E and concentrate in narrow mylonitic corridors such as the western part of the Estarón thrust, between the Maladeta and Marimanha plutons (Fig. 3a), or around the Bassiès pluton (Fig. 4).

Over the entire area, the Paleozoic basement is locally affected by late Alpine deformation, mainly localized within 1–100 m thick corridors (Fig. 4). In such corridors, new 0.1–1 m scale folds (F_a), with N80°- to N140°-striking fold axes, affect previously schistose rocks, forming kink-bands and chevron folds (Figs 3b, c and 6b, c). Crenulation cleavage S_a is common in such corridors. This

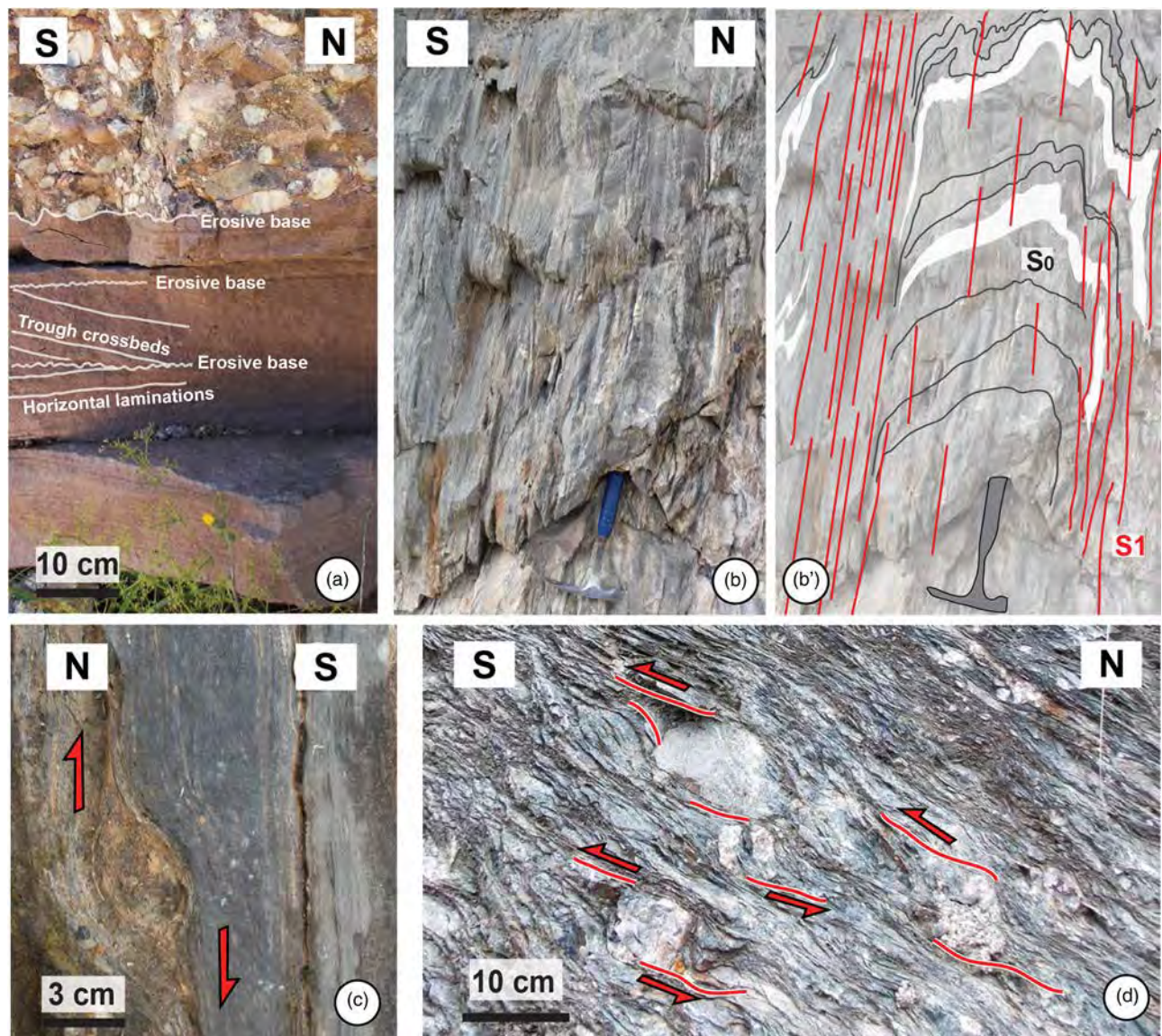


Fig. 5. Field photographs illustrating the main structures described in the text. (a) Undeformed Lower to Middle Triassic sandstones and conglomerates; bedding is subhorizontal and sedimentary structures indicate normal polarity (location Port del Canto, Rubió). (b) Photograph and (b') interpretative sketch of penetrative axial-plane cleavage in siltites and sandstones (location south of Alós d'Isil). (c) Asymmetrical boudinaged sandstones in marbles of the Lladorre shear zone, showing north-side-up kinematics. (d) C' shears with top-to-the-south kinematics in Upper Ordovician conglomerates (location Cardós valley).

crenulation cleavage, which is axial plane of late folds, is subvertical in the northern third part of the Axial Zone, striking at a low angle to the regional schistosity S_1 . In the central part of the Axial Zone, S_a dips steeply to the south (Fig. 6b) and can be easily distinguished from S_1 , which dips northward (Fig. 4, between Lladorre and Llavorsi). In the southern domain, which corresponds to the Orri anticline, the late crenulation cleavage dips at low angles to the north but seems to be less conspicuous than elsewhere (Fig. 4). Away from these corridors, only a subhorizontal east–west discrete crenulation lineation affects the regional structures. Evidence of brittle deformation is otherwise scarce in the Pallaresa cross-section. Some fault zones have been observed in the Silurian black shales of the pinched Llavorsi syncline. These faults are associated with reverse drags that affect the regional penetrative structures over distances of c. 20 m.

Petrological study

Raman spectroscopy of carbonaceous materials

The Raman spectroscopy results are summarized in Figure 7. Palaeotemperatures range between 350 and 550°C with a temperature

around 350°C in the Couflens syncline, the Llavorsi syncline and the Orri anticline and an increase to 550°C in the Pallaresa anticline. Two significant steps of around 50°C and 100°C were observed in the vicinity of the Estarón thrust and the Lladorre shear zone, respectively (Fig. 7a). Isotherms were deduced from the Raman temperature (Fig. 7a). Small steps of maximum 30°C were indicated in the Couflens syncline, but these variations cannot be considered as significant in regard of the analytical error on the measurements.

Metamorphic parageneses and microstructures

The optical analysis of the thin sections allowed us to determine the metamorphic parageneses and microstructures and to gain insights into the thermal conditions of deformation in addition to Raman spectroscopy of carbonaceous materials results. The Devonian sequence in the north (16BL44, 16BL47, 16BL51, 16BL55 and 16BL59), close to the North Pyrenean Fault, corresponds to limestone with pelitic intercalations. Silurian deposits that belong to the Couflens syncline are dark schists rich in carbonaceous materials (16BL60, 16BL52 and 16BL53), with few small chlorite crystals. The northernmost Cambrian samples consist of an

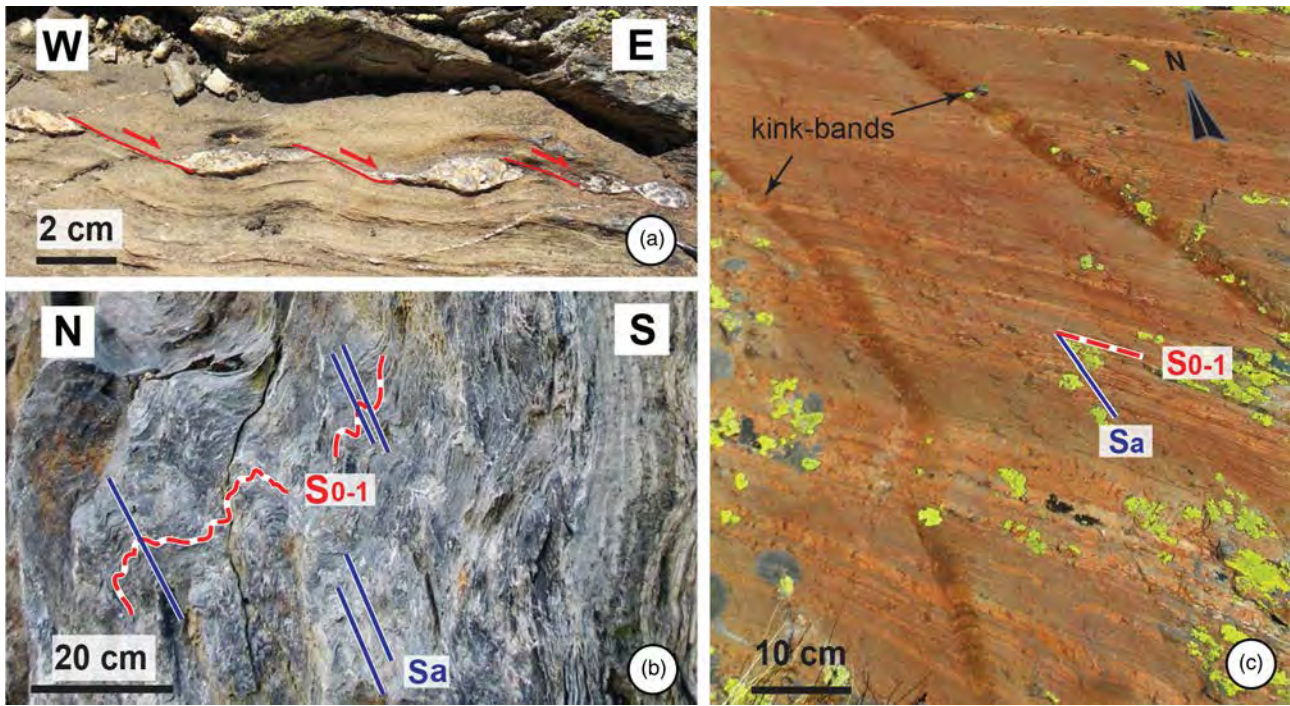


Fig. 6. (a) Asymmetrical boudinaged quartz veins within Cambro-Ordovician sandstones showing dextral kinematics (location south of the Port de Marterat, western part of the country-rocks of the Bassiès pluton). (b) Apparent obliquity between the regional schistosity S_{0-1} and the late crenulation cleavage associated with kink-bands (same location as (a)). (c) Longitudinal late folds and associated crenulation cleavage S_a steeply dipping to the south and affecting the regional schistosity S_{0-1} (location 400 m north of Ainet de Cardós).

alternation of thin pelitic and carbonate levels (16BL56) and quartzo-pelitic schist (TP442). The two samples of the Pallaresa anticline (15BL104 and 15BL106) correspond to quartz-rich schist

with Ms–Bt–Pl–Qtz (mineral abbreviations are as given by Kretz 1983). Biotite porphyroblasts have grown parallel to S_1 . Quartz-rich levels show well-developed dynamic recrystallization controlled by

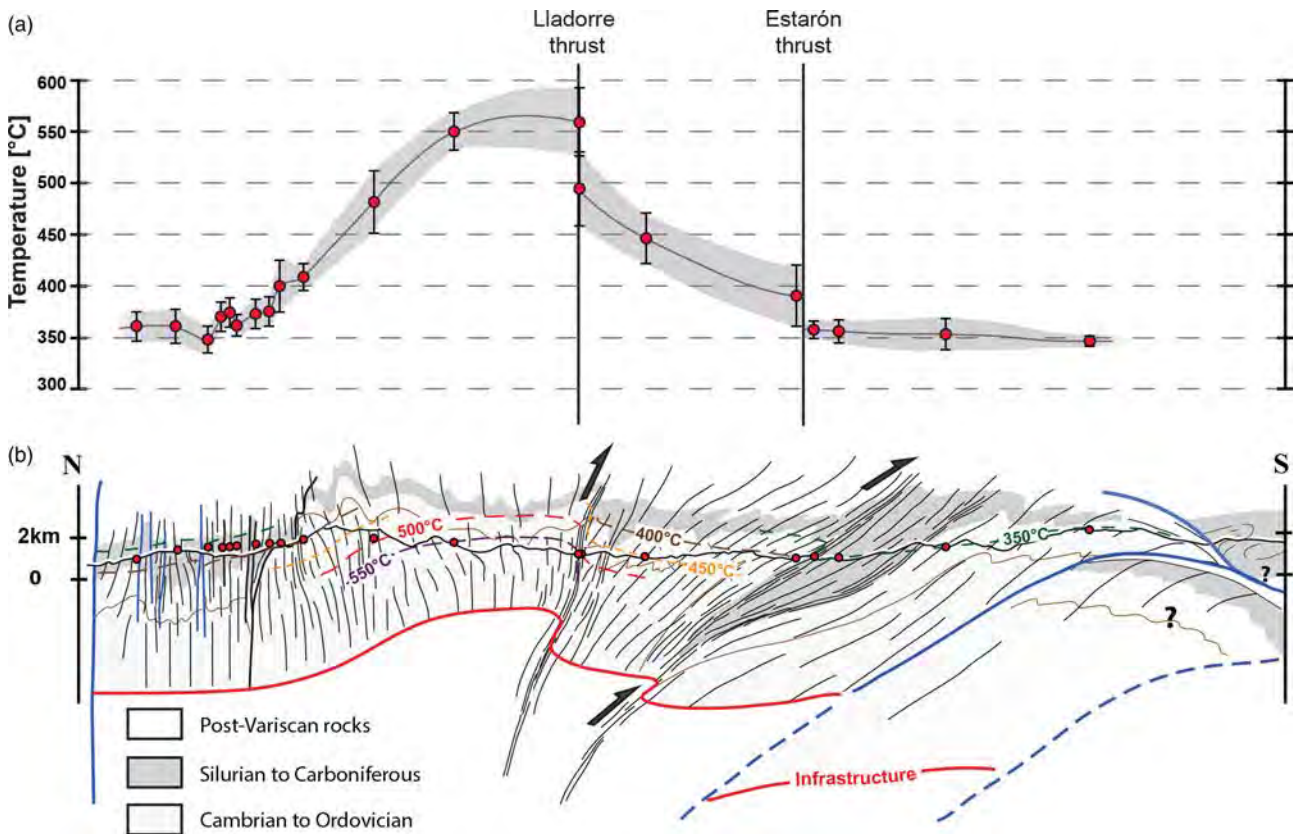


Fig. 7. (a) Palaeotemperatures obtained by Raman spectroscopy of carbonaceous material. Error bars are standard deviation. The x -axis corresponds to the latitude. (b) Interpreted position of isotherms in our cross-section deduced from Raman spectroscopy of carbonaceous materials data and petrological descriptions.

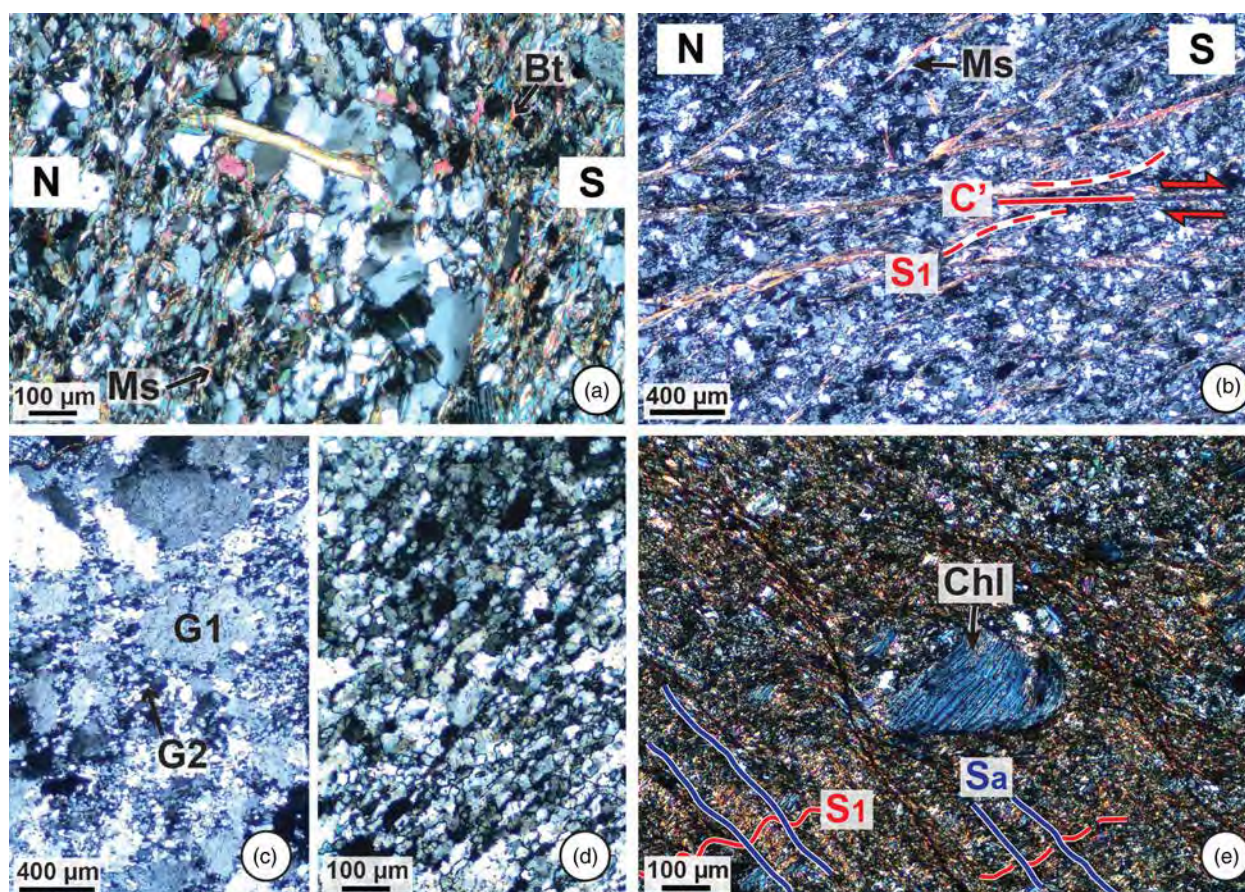


Fig. 8. Microphotographs of various rocks of the Pallaresa. Bt, biotite; Ms, muscovite; Chl, chlorite. (a) Precambrian schist of the Pallaresa anticline (sample 15BL106). (b) Muscovite-bearing schist. Schistosity, marked by muscovite, with dip around 30° to the north and inflected by a top-to-the-south C' shear band. (c, d) Quartz pebble of the Upper Ordovician conglomerate showing dynamic recrystallization: bulging in (c) and sub-grain rotation in (d). (e) Chlorite-bearing schist of the Orri anticline. S_a, steep Alpine cleavage; S₁, main schistosity.

grain boundary migrations, shown by a pinning effect on the migrating boundaries (Fig. 8a; Song & Ree 2007). These types of microstructure and the observation of secondary biotites in schistosity planes suggest a temperature close to 500°C during deformation (Hirth & Tullis 1992; Stipp *et al.* 2002). Such a temperature is consistent with the presence of biotite and the absence of andalusite, cordierite and staurolite, which appear above a temperature of 550–600°C in the pseudosections obtained for similar protoliths from the western Aston dome termination (Mezger & Régnier 2016) and the Albères massif (Vilà *et al.* 2007). Within the Lladorre shear zone (samples 15BL110 and 15BL112), well-preserved quartz veins in mylonitic marble show dynamic recrystallization of quartz with an association of sub-grain rotation and grain boundary migration. The transition between these two mechanisms suggests a temperature of deformation at about 500–550°C (Stipp *et al.* 2002). A sheared conglomerate that belongs to the upper Ordovician of the southern overturned limb of the Pallaresa antiform and located within the Estarón shear zone (sample 15BL118, Fig. 5d) is composed of Ms–Pl–Qtz ± Chl matrix and clasts of quartz. Here, S₁ and shear bands are marked by muscovite (Fig. 8b). Quartz grains show evidence of recrystallization by bulging and sub-grain rotation (Fig. 8c and d). Conglomerates show a core and mantle microstructure with grain size of quartz blasts of about 20–50 µm, suggesting a recrystallization temperature of about 400°C (Stipp *et al.* 2002). Finally, the two southernmost samples (15BL125 and 15BL127) are Cambrian schists from the Orri anticline, with muscovite and chlorite growing parallel to S₁ (Fig. 8e).

The evolution from biotite-bearing schist in the Pallaresa anticline to chlorite-bearing schist in the Orri anticline, in addition

to the quartz recrystallization dynamics, indicates a decrease in palaeotemperature towards the south, which is in good agreement with the results of Raman spectroscopy of carbonaceous materials. All along the cross-section, the second cleavage S_a is characterized by microfolds, forming microlithons that affect S₁ (Fig. 8e). The development of S_a implies the progressive destruction of previous fabrics by pressure solution, mainly removing quartz grains, whereas phyllosilicates show internal deformation such as folding and rotation. In agreement with previous work (Zwart 1986; Bons 1988; Soler *et al.* 1998; Clariana 2015, among others), our observations confirm that Alpine structures in the Central Pyrenees were produced at low temperatures, which never reached those that existed during the Variscan orogeny.

Relationship between deformation and metamorphism

Given that greenschist- and amphibolite-facies metamorphic minerals grew within shear planes and mark the main schistosity plane S₁, our petrological study highlights that HT–LP metamorphism was synchronous with pervasive deformation. We determined the geometry of the palaeo-isotherms based on the following constraints. The isotherms match the temperatures retrieved from Raman spectroscopy (Fig. 7a). They also account for the absence of abrupt petrological transitions across the section, with regular transitions from greenschist- to amphibolite-facies assemblage. The isotherms are drawn parallel to each other. They match the geothermal gradient previously estimated in the envelope of the Aston, Albères, Bossost and Canigou gneiss domes (40–70° C km⁻¹) (Mezger 2005; Triboulet *et al.* 2005; Vilà *et al.* 2007; Mezger & Régnier 2016). We end up with a picture of relatively flat

isotherms that define a palaeogeothermal gradient of $45^{\circ}\text{C km}^{-1}$ (Fig. 7b).

On the cross-section in Figure 7b, isotherms are secant on large-scale folds, such as the Llavorsi syncline. This first-order observation allows us to interpret the metamorphism as subsequent to the initiation of regional-scale folding. Furthermore, isotherms are vertically shifted by the Lladore and Estarón amphibolite- to greenschist-facies reverse shear zones, suggesting that shear zone activity ends after peak metamorphism. Our results show that (1) shear zones and regional cleavage form a single and continuous fabric that simply illustrates the strain gradient in the crust, (2) mylonites within the shear zones and rocks affected by the regional cleavage exhibit the same amphibolite to greenschist metamorphic parageneses, and (3) the regional fabrics and shear zone share the same structural character, with down-dip stretching lineations and dip-slip/reverse sense of shear. Based on this evidence, we consider these shear zones as Variscan in age. They formed during the same tectonic episode as the other regional structures. Because the Lladore and Estarón amphibolite- to greenschist-facies reverse shear zones shift the isotherms (Fig. 7b), we propose that their final activity occurred after peak metamorphism and represents the final expression of the main Variscan deformation recorded in Pyrenees (see discussion below). This interpretation as such does not refute the notion of a possible reactivation of the shear zones during the Pyrenean orogeny, which was previously proposed by McCaig (1986) on the basis of Ar/Ar dating.

Variscan tectonometamorphic evolution of the Central Pyrenees

Based on new structural and petrological observations, we propose hereafter a scenario for the Variscan tectonometamorphic evolution of the Central Axial Zone of the Pyrenees.

During the first stage of Variscan evolution, the upper crust was affected by regional-scale folding, producing kilometre-scale open to tight southward verging folds with an east–west axial plane (Fig. 9a). We consider them as the first expression of Variscan transpression in the Axial Zone. At this time, the mid- to lower crust (Infrastructure) was probably affected by upward-propagating HT–LP metamorphism (Fig. 9a). It should be noted that faults recognized along the Pallaresa cross-section, with a subtractive character and apparent north-side-down movement (Port de Salau and Llavorsi faults), are folded and must have formed prior to this stage. Because of penetrative deformation that occurred during the next stage and the difficulty of evaluating the amount of thickening, the thickness of each sedimentary unit in our reconstruction (Fig. 9a) remains speculative. Moreover, we consider the existence of a large synorogenic Carboniferous basin, similar to the Arreau basin located a few kilometres to the west of the Palaressa cross-section (Delvolvé 1987).

During the second stage of Variscan evolution, the upper crust was affected by intense horizontal shortening and vertical stretching producing multi-scale isoclinal folding and the formation of pervasive cleavage (Fig. 9b). In the central and northern part of the Axial Zone, the upper crust was affected by apparently coaxial shearing, whereas the southern part was the focus of non-coaxial top-to-the-south reverse kinematics, illustrating strain partitioning within the upper crust. Non-coaxial shearing is responsible for the amplification of the overturned Pallaresa anticline (Fig. 9b). This event occurred at peak metamorphism, leading to the crystallization of biotite, muscovite and chlorite in cleavage planes.

During the third stage, strain localization occurred with formation of 100 m thick shear zones under amphibolite–greenschist conditions (Fig. 9c). The Lladore and Estarón reverse shear zones were responsible for vertical offsets of the isotherms by c. 2 km and 1 km, respectively. Similar displacement can be deduced from the offset of

the sedimentary pile for the Lladore shear zone (Fig. 4). At this stage, the dome shape of the Infrastructure was amplified by the displacement along shear zones (Fig. 9c). This interpretation is in agreement with structural observations made in the rest of the Axial Zone, where it has been shown that at a late stage domes were amplified and affected by steep transpressional shear zones, showing retrogressive parageneses (Denèle 2007; Vilà *et al.* 2007; Denèle *et al.* 2008, 2009).

Evolution of the Central Pyrenees during Cretaceous rifting and Pyrenean collision

Cretaceous rifting

The Cretaceous rifting event has strongly reworked the North Pyrenean Zone, which belongs to the European plate. Markers of this event correspond to the following: (1) late Aptian to early Cenomanian rift basins filled by flysch-type sediments (Debroas 1987, 1990; Bodego *et al.* 2015; Chelalou *et al.* 2016); (2) regional HT–LP metamorphism with temperatures locally reaching 600°C (Vielzeuf & Kornprobst 1984; Dauteuil & Ricou 1989; Golberg & Leyreloup 1990; Clerc & Lagabrielle 2014; Vacherat *et al.* 2014) and widespread metasomatism (Schärer *et al.* 1999; Boulvais *et al.* 2007; Poujol *et al.* 2010; Fallourd *et al.* 2014; Boutin *et al.* 2016); (3) exhumation of subcontinental mantle bodies (Fabries *et al.* 1991; Clerc *et al.* 2012; de Saint Blanquat *et al.* 2016).

By contrast, these markers of Cretaceous rifting are absent from the Axial Zone. Where present, the Mesozoic sediments unconformably deposited over the Variscan basement correspond to post-rift Cenomanian–Turonian flysch (Ternet *et al.* 1980, 2003; Clin *et al.* 1986; Mirouse *et al.* 1993; Majesté-Menjoulas *et al.* 1999). In the Central Pyrenees, our structural and petrological study coupled with Raman spectroscopy of carbonaceous materials shows that (1) all vertical offsets display reverse motion and (2) the only thermal event recorded in the area is related to Variscan HT–LP metamorphism, with no sign of any later thermal overprint. These first-order observations suggest that the Axial Zone was relatively well preserved during Cretaceous rifting. Evidence of Cretaceous rifting relates to only the borders of the Axial Zone and remains scarce. Indeed, in the study area, Triassic ophiolites are described as intrusive into Paleozoic and Triassic sedimentary rocks in a fault zone near Couflens (Fig. 2; Ternet *et al.* 1997). Proximity between this fault zone and evidence of metasomatism with talc formation (Ternet *et al.* 1997) of Cretaceous age (Boutin *et al.* 2016) suggests fault (re)activation during the rifting event (Fig. 9d). In the western part of the Axial Zone, normal faulting is indicated by the remains of synrift deposits (Casteras *et al.* 1971; Ternet *et al.* 1980, 2003), which can be observed against the North Pyrenean Fault. Along the North Pyrenean Fault east of the study area, evidence of major Cretaceous metasomatism has been discovered, with albitized rocks and talc occurrences (Fallourd *et al.* 2014). On the southern border of the Axial Zone, the formation of the Organyà Basin, which is described as a piggy-back basin with synrift Aptian to Albian deposits, is supposed to be related to a normal movement along the future Orri thrust (Fig. 9d; García Senz 2002; Martínez-Peña & Casas-Sainz 2003; Mencos *et al.* 2015).

Late Cretaceous to Cenozoic convergence

In the southern part of the Axial Zone, Alpine movement along the Orri thrust is undeniable, highlighted by the Rialp window (Figs 2 and 3), and was probably responsible for tilting of Variscan structures in the Orri anticline (Bons 1988; Carreras & Debat 1996). At depth, the Rialp thrust is inferred from the ECORS seismic profile but it does not crop out at the surface. Along the North Pyrenean Fault, Alpine deformation is marked by refolded Variscan

The Variscan to Alpine evolution of the Axial Zone

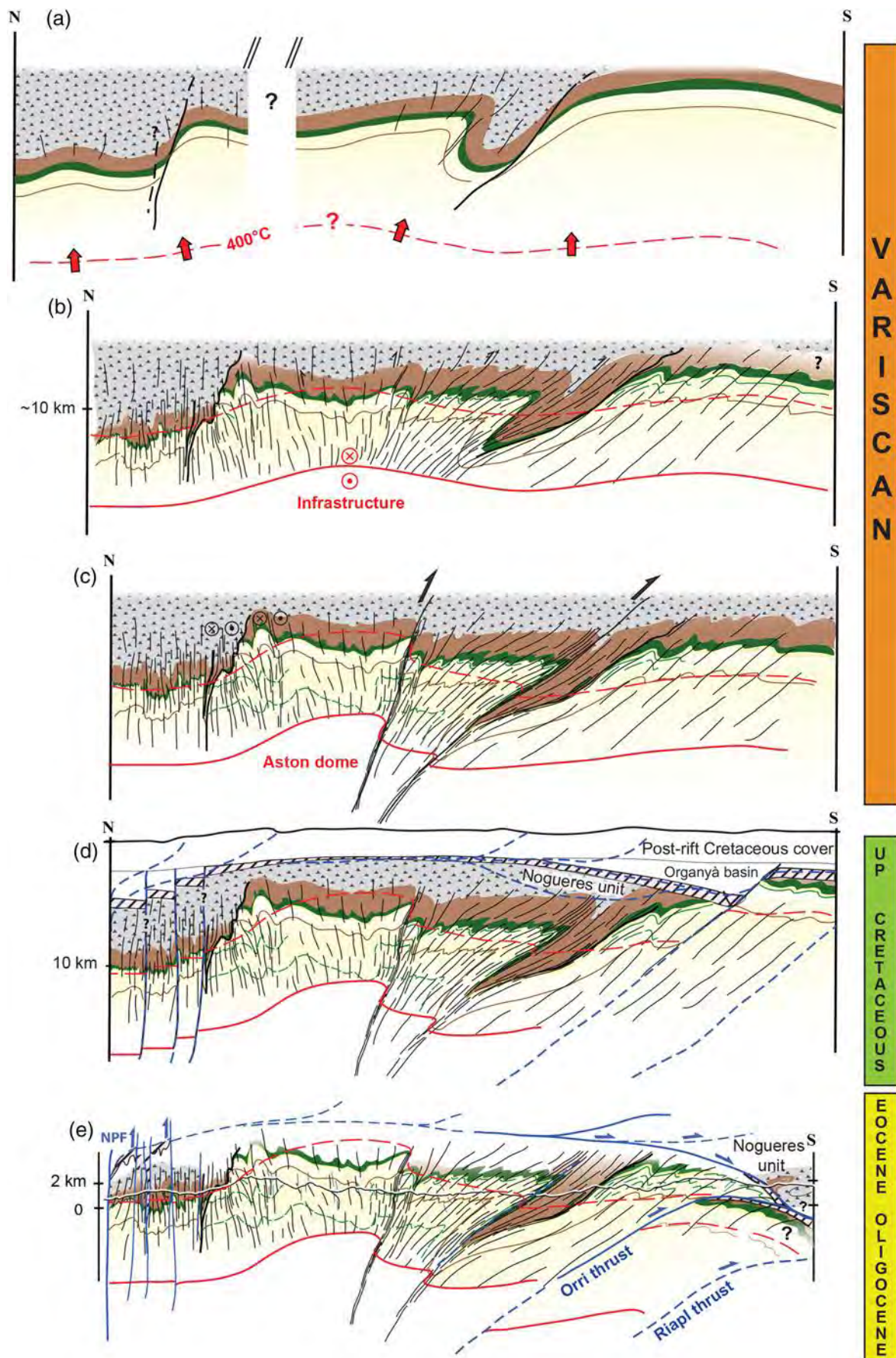


Fig. 9. Tectonic evolution of the Axial Zone. Symbols as in Figure 2.

er,
he
70;
wet
r a
ns
to
gs,
ow
(9),
rift

of

of
ent
ns
(0).
ern
its
its
ern
al.
le,

er,
he
70;
vet
r a
ns
to
gs,
ow
(9),
rift
s a
of
ng
fs,
al.
rth
he
he

of
ent
ns
(0).
ern
its
its
ern
al.
le,

Muñoz (1992) proposed that the Noguères sheet was rooted in the Axial Zone in the Central Pyrenees, and was an eastward prolongation of the Gavarnie thrust. In this currently accepted model, the Noguères sheet would have been displaced to the south over a distance of 15–20 km (Berastegui *et al.* 1993; Beaumont *et al.* 2000). However, our results in the Axial Zone do not support such a model. We show instead that the main localized structures of the Central Pyrenees are ductile amphibolite- to greenschist-facies Variscan shear zones with only limited evidence of late reactivation, and are associated with motions that do not exceed 1–2 km (Figs 4 and 7). Even if the reactivation of these Variscan shear zones was responsible for these kilometre-scale offsets, the evidence does not support the existence of a basement nappe rooted in the central part of the Axial Zone. Furthermore, despite intense deformation of the Superstructure during the Variscan orogeny, where upright isoclinal folds are common, the envelope of the stratigraphic markers remained roughly horizontal, as did that of the Infrastructure's roof and its metamorphic isograds (Figs 4 and 7). Also, thermochronological data in the Central Pyrenees show that the Noguères unit and the Orri unit (Vergès *et al.* 1995; Teixell 1998) have shared similar exhumation histories since late Eocene times (Fig. 10c) (Fitzgerald *et al.* 1999; Sinclair *et al.* 2005). Consequently, the Central Pyrenees form a single tectonic unit, delimited by the North Pyrenean Fault in the north and the Orri thrust in the south (Fig. 10b; Laumonier 2015). In this scheme, the 'têtes plongeantes' or 'plunging noses' (Séguret 1972; Choukroune & Séguret 1973) defined to the south of the Axial Zone should be reinterpreted as cover nappes originating in the Axial Zone or in the North Pyrenean Zone, and transported to its southern border by successive thrusting and décollements at the base of the Mesozoic cover and downward in the Silurian black shales. Given that the Noguères allochthonous unit corresponds to the uppermost Paleozoic series and is devoid of synrift sequences as well as HT–MP metamorphic rocks that characterized the North Pyrenean massifs, we interpret this unit as belonging to the top of the Axial Zone. These cover nappes, which share the same exhumation histories as the Maladeta and Marimán massifs (Fig. 10c), were disconnected from the Axial Zone by the exhumation of the Orri units in Oligocene times. If the amount of convergence of the Iberian plate, around 150 km since 83 Ma (Olivet 1996; Sibuet *et al.* 2004; Vissers & Meijer 2012), is correct, the estimates and the spatial distribution of shortening in the Pyrenean belt, especially within the Axial Zone, should be re-examined. Indeed, the total amount of convergence has been explained by a combination of subduction and crustal thickening (Beaumont *et al.* 2000). This later included 15–20 km of displacement of the Noguères nappe when considered as rooted in the Axial Zone. Furthermore, 10–15 km of shortening by pervasive internal deformation has been inferred to match the total convergence (Roure *et al.* 1989; Muñoz 1992; Mouthereau *et al.* 2014). Given our interpretation of structures in the Central Pyrenees, this c. 30 km of horizontal shortening by crustal thickening in the basement must be found elsewhere; for example, in a greater amount of subduction of the Iberian plate.

The relative stability of the Axial Zone block since Paleozoic times highlights the critical role of crustal-scale inherited structures from the Cretaceous rifting event in the geometry of the Cenozoic orogenic wedge. Convergence was first accommodated between 85 and 70 Ma within the thinned European margin, leading to the inversion of synrift basins and the accretion of microcontinental blocks that form the North Pyrenean massifs (Mouthereau *et al.* 2014; Ford *et al.* 2016; Vacherat *et al.* 2016) (Fig. 10b). Deformation then propagated southward during Eocene times into the moderately thinned Iberian crust, but remained focused around the main normal faults inherited from the Cretaceous. The reactivation of these normal faults as crustal-scale thrusts seems to have been sufficient to initiate the subduction of a part of the Iberian plate under the accreted European

plate and the Axial Zone block, defining a pop-up structure (Fig. 10b; Brun 2002). Given that the main shear zones of the Axial Zone remained preserved after Alpine collision, the role of inherited structures from the pre-rift events appears to be negligible in this scenario. However, the importance of the North Pyrenean Fault, which formed a boundary between two continental margins with contrasting behaviours during rifting, and later between two contrasting pro- and retro-wedge domains during collision, is also confirmed by our study. Most previous reconstructions had likewise considered that this fault was inherited from the Variscan orogenic cycle (Arthaud & Matte 1975; Burg *et al.* 1994; Carreras & Capella 1994; Matte 2001; Stampfli *et al.* 2013).

Conclusion

Our results provide a complete structural view of the architecture of the Axial Zone and its relationship with regional metamorphism in the Central Pyrenees. The present-day structure of the Central Pyrenees results from a multi-stage Variscan–Cretaceous–Alpine history. The central part of the Axial Zone represents an upper crustal sequence deformed under a transpressional regime in Variscan times, and is characterized by (1) regional- to small-scale folds, (2) steep penetrative axial-plane cleavage, and (3) greenschist- to amphibolite-facies metamorphism associated with an HT–LP gradient. The flat pattern of Paleozoic stratigraphic and Variscan metamorphic markers all along the north–south cross-section of the Central Pyrenees, along with the absence of Cretaceous and Pyrenean crustal-scale faults in the core of the Axial Zone, highlights that this domain has been preserved from both rift- and collision-related overprints. Thus, in Cretaceous times, the Axial Zone formed a single continental block separated by the North Pyrenean Fault from the hyper-extended domain that formed the northern margin. Finally, the 'têtes plongeantes' units located south of the Axial Zone are reinterpreted here as cover nappes, detached from the central–southern upper part of the Axial Zone by faulting between the basement and the Mesozoic cover during the Cenozoic. In our model, the Axial Zone would thus correspond to a pop-up structure overthrusting its southern foreland. It contradicts the widely accepted view of an antiformal nappe stack in the core of the Axial Zone, previously elaborated by Muñoz (1992). Alpine shortening was restricted to the northern and southern borders of the Axial Zone, and focused around structures inherited from Cretaceous rifting.

Acknowledgements We thank D. Chardon, L. Jolivet, F. Mouthereau, J.-P. Brun, M. Ford, T. Poitrenaud and R. Augier for their fruitful discussion, as well as A. McCaig, B. Laumonier and the subject editor Y. Gunnell for their constructive reviews. The structural data acquired for the study will be available on the RGF website (rgf.brgm.fr).

Funding This work was supported by the BRGM through the Référentiel Géologique de la France program (RGF).

Scientific editing by Yanni Gunnell

References

- Allen, M.B., Macdonald, D.I.M., Xun, Z., Vincent, S.J. & Brouet-Menzies, C. 1998. Transensional deformation in the evolution of the Bohai Basin, northern China. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A. & Dewey, J.F. (eds) *Continental Transpressional and Transensional Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, **135**, 215–229. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.135.01.14>
- Antolín-Tomás, B., Román-Berdiel, T., Casas-Sainz, A., Gil-Peña, I., Oliva, B. & Soto, R. 2009. Structural and magnetic fabric study of the Marimán granite (Axial Zone of the Pyrenees). *International Journal of Earth Sciences*, **98**, 427–441. <https://doi.org/10.1007/s00531-007-0248-1>
- Arthaud, F. & Matte, P. 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, **25**, 139–171. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(75\)90014-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(75)90014-1)

- Beaumont, C., Muñoz, J.A., Hamilton, J. & Fullsack, P. 2000. Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **105**, 8121–8145, <https://doi.org/10.1029/1999JB900390>
- Bellahsen, N., Mouthereau, F., Boutoux, A., Bellanger, M., Lacombe, O., Jolivet, L. & Rolland, Y. 2014. Collision kinematics in the western external Alps. *Tectonics*, **33**, 2013TC003453, <https://doi.org/10.1002/2013TC003453>
- Berastegui, X., Losantos, M., Muñoz, J.A. & Puigdefabregas, C. 1993. *Tall geològic del Pirineu central, 1:200,000*. Servei Geològic de Catalunya, Barcelona.
- Beyssac, O., Goffé, B., Chopin, C. & Rouzaud, J.N. 2002. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. *Journal of Metamorphic Geology*, **20**, 859–871, <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00408.x>
- Bichot, F. 1986. *La tectonique distensive carbonifère dans les Pyrénées. Corrélation est-canadienne et ouest-européenne*. PhD thesis, Université de Bordeaux.
- Blaich, O.A., Faleide, J.I. & Tsikalas, F. 2011. Crustal breakup and continent–ocean transition at South Atlantic conjugate margins. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **116**, B01402, <https://doi.org/10.1029/2010JB007686>
- Bodego, A., Iriarte, E., Agirrezabala, L.M., García-Mondéjar, J. & López-Horgue, M.A. 2015. Synextensional mid-Cretaceous stratigraphic architecture of the eastern Basque–Cantabrian basin margin (western Pyrenees). *Cretaceous Research*, **55**, 229–261, <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2015.01.006>
- Bodin, J. & Ledru, P. 1986. Nappes hercyniennes précoces à matériel dévonien hétérotypique dans les Pyrénées ariégeoises. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II*, **302**, 969–974.
- Bons, A.J. 1988. Intracrystalline deformation and slaty cleavage development in very low-grade slates from the Central Pyrenees. *Geologica Ultrajectina*, **56**.
- Bouchez, J.L. & Gleizes, G. 1995. Two-stage deformation of the Mont-Louis–Andorra granite pluton (Variscan Pyrenees) inferred from magnetic susceptibility anisotropy. *Journal of the Geological Society, London*, **152**, 669–679, <https://doi.org/10.1144/gsjgs.152.4.0669>
- Boulvais, P., Ruffet, G., Cornichet, J. & Mermet, M. 2007. Cretaceous albitization and dequartzification of Hercynian peraluminous granite in the Salvezines Massif (French Pyrénées). *Lithos*, **93**, 89–106, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.05.001>
- Boutin, A. 2016. *Étude des conditions de formation du gisement de talc–chlorite de Trimouns (Ariège, France)*. PhD thesis, Université de Toulouse.
- Boutin, A., Blanquat, M.de S., Poujol, M., Boulvais, P., De Parseval, P., Rouleau, C. & Robert, J.-F. 2016. Succession of Permian and Mesozoic metasomatic events in the eastern Pyrenees with emphasis on the Trimouns talc–chlorite deposit. *International Journal of Earth Sciences*, **105**, 747–770, <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1223-x>
- Brun, J.-P. 2002. Deformation of the continental lithosphere: Insights from brittle–ductile models. In: De Meer, S., Drury, M.R., De Bresser, J.H.P. & Pennock, G.M. (eds) *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives*. Geological Society, London, Special Publications, **200**, 355–370, <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2001.200.01.20>
- Burg, J.-P., Van Den Driessche, J. & Brun, J.-P., 1994. Syn- to post-thickening extension in the Variscan Belt of Western Europe: Mode and structural consequences. *Géologie de la France*, **3**, 33–51.
- Capellà, I. & Bou, O. 1997. La estructura del domo de la Rabassa y del sector oriental del sinclinal de Llavorsí (Pirineo Central). *Estudios Geológicos*, **53**, 121–133, <https://doi.org/10.3989/egol.97533-4237>
- Capellà, I. & Carreras, J. 1996. La zonación estructural del hercínico del Pirineo Central en el anticlinorio de la Pallaresa. *Estudios Geológicos*, **52**, 51–61, <https://doi.org/10.3989/egol.96521-2253>
- Carreras, J. & Capella, I. 1994. Tectonic levels in the Palaeozoic basement of the Pyrenees: a review and a new interpretation. *Journal of Structural Geology*, **16**, 1509–1524, [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90029-9)
- Carreras, J. & Debat, P. 1996. Tectonique Hercynienne. In: Barnolas, A. & Chiron, J.C. (eds) *Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées*. BRGM–ITGE, Orléans and Madrid, 501–584.
- Casas, J.M., Domingo, F., Poblet, J. & Soler, A. 1989. On the role of the Hercynian and Alpine thrusts in the Upper Palaeozoic rocks of the Central and Eastern Pyrenees. *Geodinamica Acta*, **3**, 135–147, <https://doi.org/10.1080/09853111.1989.11105181>
- Casas, J.M., Fernández, O. & Domingo, F. 2007. Carboniferous normal faults in the Eastern Pyrenees: evidences and age constraints of syn-orogenic Variscan extension. *Geodinamica Acta*, **20**, 385–392, <https://doi.org/10.3166/ga.20.385-392>
- Casteras, M., Gottis, M., Clin, M., Guignard, J.D., Paris, J.-P., Galharague, J. & Frey, M. 1971. *Carte Géologique de la France (1/50 000), Feuille de Tardets Sorholus (1971)*. BRGM, Orléans.
- Chelalou, R., Nalpas, T. *et al.* 2016. New sedimentological, structural and paleothermometry data in the Boucheville Basin (eastern North Pyrenean Zone, France). *Comptes Rendus Géoscience*, **348**, 312–321, <https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.11.008>
- Chian, D., Loudon, K.E. & Reid, I. 1995. Crustal structure of the Labrador Sea conjugate margin and implications for the formation of nonvolcanic continental margins. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **100**, 24239–24253, <https://doi.org/10.1029/95JB02162>
- Choukroune, P. 1989. The Eocors Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, **8**, 23–39, <https://doi.org/10.1029/TC008i001p00023>
- Choukroune, P. 1992. Tectonic evolution of the Pyrenees. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **20**, 143–158.
- Choukroune, P. & Mattauer, M. 1978. Tectonique des Plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne; comparaisons avec des modèles actuels. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **XX**, 689–700.
- Choukroune, P. & Séguret, M. 1973. Tectonics of the Pyrenees: role of compression and gravity. In: De Jong, K.A. & Scholten, R. (eds) *Gravity and Tectonics*. Wiley, New York, 141–156.
- Choukroune, P., Séguret, M. & Galdeano, A. 1973. Caractéristiques et évolution structurale des Pyrénées: un modèle de relations entre zone orogénique et mouvement des plaques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **7**, 600–611.
- Choukroune, P., Roue, F. & Pinet, B. 1990. Main results of the ECORS Pyrenees profile. *Tectonophysics*, **173**, 411–423.
- Clariana, P. 2001. Significado de los pliegues N–S en el área del río Civis. Sector oriental del flanco sur del sinclinal de Llavorsí (Zona Axial, Pirineos Centrales). *Boletín Geológico y Minero*, **112**, 39–46.
- Clariana, P. & García-Sansegundo, J. 2009. Variscan structure in the eastern part of the Pallaresa massif, Axial Zone of the Pyrenees (NW Andorra). Tectonic implications. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **180**, 501–511, <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.180.6.501>
- Clariana, P. 2015. Estratigrafía, estructura y su relación con el metamorfismo de la zona axial pirenaica en la transversal del noroeste de Andorra y comarcas del Pallars Sobirà y el Alt Urgell (Lleida). PhD thesis, University of Oviedo, Spain
- Clerc, C. & Lagabrielle, Y. 2014. Thermal control on the modes of crustal thinning leading to mantle exhumation: Insights from the Cretaceous Pyrenean hot paleomargins. *Tectonics*, **33**, 2013TC003471, <https://doi.org/10.1002/2013TC003471>
- Clerc, C., Lagabrielle, Y., Neumaier, M., Reynaud, J.-Y. & Blanquat, M.de S. 2012. Exhumation of subcontinental mantle rocks: evidence from ultramafic-bearing clastic deposits nearby the Lherz peridotite body, French Pyrenees. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **183**, 443–459, <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.183.5.443>
- Clin, M., Lelong, F. *et al.* 1986. *Carte Géologique de la France (1/50 000), Feuille Bagnères-de-Luchon (1084)*. BRGM, Orléans.
- Cloke, I.R., Moss, S.J. & Craig, J. 1997. The influence of basement reactivation on the extensional and inversional history of the Kutai Basin, East Kalimantan, SE Asia. *Journal of the Geological Society, London*, **154**, 157–161, <https://doi.org/10.1144/gsjgs.154.1.0157>
- Colchen, M., Ternet, Y., Debroas, E.J., Dommanget, A., Gleizes, G., Guérangé, B. & Roux, L. 1995. *Carte Géologique de la France (1/50 000), Feuille Aulus-Les-Bains (1086)*. BRGM, Orléans.
- Dauteuil, O. & Ricou, L.-E. 1989. Hot-fluid circulation as an origin for the North Pyrenean Cretaceous metamorphism. *Geodinamica Acta*, **3**, 237–249, <https://doi.org/10.1080/09853111.1989.11105190>
- Debroas, E.J. 1987. Modèle de bassin triangulaire à l'intersection de décrochements divergents pour le fosse albo-cénomannien de la Ballongue (zone nord-pyrénéenne, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **III**, 887–898, <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.III.5.887>
- Debroas, E.J. 1990. Le flysch noir albo-cénomannien témoin de la structuration albienne à sénonienne de la Zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **VI**, 273–285, <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.VI.2.273>
- Delchini, S., Lahfid, A., Plunder, A. & Michard, A. 2016. Applicability of the RSCM geothermometry approach in a complex tectono-metamorphic context: The Jebilet massif case study (Variscan Belt, Morocco). *Lithos*, **256–257**, 1–12, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.04.007>
- Delvolvé, J.-J. 1987. *Un bassin synorogénique varisque: le Culm des Pyrenees Centro-Occidentales*. PhD thesis, Université Toulouse 3.
- Denèle, Y. 2007. *Formation des dômes gneissiques Hercyniens dans les Pyrénées: exemple du Massif de l'Aston-Hospitalet*. PhD thesis, Université Toulouse 3.
- Denèle, Y., Olivier, P. & Gleizes, G. 2008. Progressive deformation of a zone of magma transfer in a transpressional regime: The Variscan Mérens shear zone (Pyrenees, France). *Journal of Structural Geology*, **30**, 1138–1149, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.05.006>
- Denèle, Y., Olivier, P., Gleizes, G. & Barbey, P. 2009. Decoupling between the middle and upper crust during transpression-related lateral flow: Variscan evolution of the Aston gneiss dome (Pyrenees, France). *Tectonophysics*, **477**, 244–261, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.04.033>
- Denèle, Y., Laumonier, B., Paquette, J.-L., Olivier, P., Gleizes, G. & Barbey, P. 2014. Timing of granite emplacement, crustal flow and gneiss dome formation in the Variscan segment of the Pyrenees. In: Schulmann, K., Martínez Catalán, J.R., Lardeaux, J.M., Janoušek, V. & Oggiano, G. (eds) *The Variscan Orogeny: Extent, Timescale and the Formation of the European Crust*. Geological Society, London, Special Publications, **405**, 265–287, <https://doi.org/10.1144/SP405.5>
- Déramond, J. 1970. *Tectoniques superposées dans le Paléozoïque du Haut-Salat (Pyrénées Ariégeoises)*. PhD thesis ('Thèse de 3e cycle'), Université de Toulouse.
- Déramond, J. 1979. *Déformation et déplacement des nappes: exemple de la nappe de Gavarnie (Pyrénées Centrales)*. PhD thesis ('Thèse d'état'), Université de Toulouse.
- de Saint Blanquat, M., Bajolet, F. *et al.* 2016. Cretaceous mantle exhumation in the central Pyrenees: New constraints from the peridotites in eastern Ariège

The Variscan to Alpine evolution of the Axial Zone

- (North Pyrenean zone, France). *Comptes Rendus Géoscience*, **348**, 268–278, <https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.12.003>
- de Sitter, L.U. & Zwart, H.J. 1962. Geological map of the Central Pyrenees. *Leidse Geologische Mededelingen*, **27**, 191–369.
- Dubois, P. & Seguin, J.C. 1978. Les flyschs Crétacé et Eocène de la zone commingeoise et leur environnement. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **S7–XX**, 657–671, <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XX.5.657>
- Espurt, N., Callot, J.-P., Roure, F., Totterdell, J.M., Struckmeyer, H.I.M. & Vially, R. 2012. Transition from symmetry to asymmetry during continental rifting: an example from the Bight Basin–Terre Adélie (Australian and Antarctic conjugate margins). *Terra Nova*, **24**, 167–180, <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.01055.x>
- Evans, N.G. 1993. *Deformation during the emplacement of the Maladeta granodiorite, Spanish Pyrenees*. PhD thesis, University of Leeds.
- Evans, N.G., Gleizes, G., Leblanc, D. & Bouchez, J.-L. 1997. Hercynian tectonics in the Pyrenees: a new view based on structural observations around the Bassiès granite pluton. *Journal of Structural Geology*, **19**, 195–208, [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(96\)00080-6](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(96)00080-6)
- Fabries, J., Lorand, J.-P., Bodinier, J.-L. & Dupuy, C. 1991. Evolution of the upper mantle beneath the Pyrenees: evidence from orogenic spinel lherzolite massifs. *Journal of Petrology*, Special Volume, 55–76, https://doi.org/10.1093/petrology/Special_Volume.2.55
- Fallourd, S., Poujol, M., Boulvais, P., Paquette, J.-L., Blanquat, M. de S. & Rémy, P. 2014. *In situ* LA-ICP-MS U–Pb titanite dating of Na–Ca metasomatism in orogenic belts: the North Pyrenean example. *International Journal of Earth Sciences*, **103**, 667–682, <https://doi.org/10.1007/s00531-013-0978-1>
- Fitzgerald, P.G., Muñoz, J.A., Coney, P.J. & Baldwin, S.L. 1999. Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. *Earth and Planetary Science Letters*, **173**, 157–170, [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00225-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00225-3)
- Ford, M., Hemmer, L., Vacherat, A., Gallagher, K. & Christophoul, F. 2016. Retro-wedge foreland basin evolution along the ECORS line, eastern Pyrenees, France. *Journal of the Geological Society, London*, **173**, 419–437, <https://doi.org/10.1144/jgs2015-129>
- García-Sansegundo, J., Poblet, J., Alonso, J.L. & Clariana, P. 2011. Hinterland–foreland zonation of the Variscan orogen in the Central Pyrenees: comparison with the northern part of the Iberian Variscan Massif. In: Poblet, J. & Lisle, R. J. (eds) *Kinematic Evolution and Structural Styles of Fold-and-Thrust Belts*. Geological Society, London, Special Publications, **349**, 169–184, <https://doi.org/10.1144/SP349.9>
- García Senz, J. 2002. *Cuencas extensivas del Cretácico Inferior en los Pirineos centrales. Formación y subsecuente inversión*. PhD thesis, University of Barcelona.
- Gleizes, G. 1992. *Structure des granites hercyniens des Pyrénées de Mont-Louis-Andorre à la Maladeta*. PhD thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse.
- Gleizes, G., Leblanc, D. & Bouchez, J.L. 1998a. The main phase of the Hercynian orogeny in the Pyrenees is a dextral transpression. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A. & Dewey, J.F. (eds) *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, **135**, 267–273, <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.135.01.17>
- Gleizes, G., Leblanc, D., Santana, V., Olivier, P. & Bouchez, J.L. 1998b. Sigmoidal structures featuring dextral shear during emplacement of the Hercynian granite complex of Cauterets–Panticosa (Pyrenees). *Journal of Structural Geology*, **20**, 1229–1245, [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(98\)00060-1](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00060-1)
- Golberg, J.M. & Leyreloup, A.F. 1990. High temperature–low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **104**, 194–207, <https://doi.org/10.1007/BF00306443>
- Harrison, T.M., Duncan, I. & McDougall, I. 1985. Diffusion of ^{40}Ar in biotite: Temperature, pressure and compositional effects. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **49**, 2461–2468, [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(85\)90246-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(85)90246-7)
- Hartvelt, J.J.A. 1970. Geology of the Upper Segre and Valira valleys, Central Pyrenees, Andorra/Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, **45**, 161–236.
- Hirth, G. & Tullis, J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, **14**, 145–159, [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(92\)90053-Y](https://doi.org/10.1016/0191-8141(92)90053-Y)
- Izquierdo-Llavall, E., Casas-Sainz, A.M. & Oliva-Urcia, B. 2013. Heterogeneous deformation recorded by magnetic fabrics in the Pyrenean Axial Zone. *Journal of Structural Geology*, **57**, 97–113, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2013.10.005>
- Jolivet, M., Labaume, P., Monié, P., Brunel, M., Arnaud, N. & Campani, M. 2007. Thermochronology constraints for the propagation sequence of the south Pyrenean basement thrust system (France–Spain). *Tectonics*, **26**, TC5007, <https://doi.org/10.1029/2006TC002080>
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **68**, 277–279.
- Lagabriele, Y. & Bodinier, J.-L. 2008. Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. *Terra Nova*, **20**, 11–21, <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2007.00781.x>
- 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 setting of the lherzolite bodies. *Tectonics*, **29**, TC4012, <https://doi.org/10.1029/2009TC002588>
- Lahfid, A., Beyssac, O., Deville, E., Negro, F., Chopin, C. & Goffé, B. 2010. Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus Alps (Switzerland). *Terra Nova*, **22**, 354–360, <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2010.00956.x>
- Laumonier, B. 2015. Les Pyrénées alpines sud-orientales (France, Espagne) – essai de synthèse. *Revue de Géologie Pyrénéenne*, **2**, 44, <http://geologie-des-pyrenees.com/>
- Laumonier, B. et al. 1996. Cambro-Ordovicien. In: Barnolas, A. & Chiron, J.C. (eds) *Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées*. BRGM–ITGE, Orléans and Madrid, 157–209.
- Le Pichon, X., Bonnin, J. & Sibuet, J.-C. 1970. La faille nord-pyrénéenne: faille transformante liée à l'ouverture du golfe de gascogne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **271**, 1941–1944.
- Losantos, M., Palau, J. & Sanz, J. 1986. Considerations about Hercynian thrusting in the Marimanya massif (central Pyrenees). *Tectonophysics*, **129**, 71–79, [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90246-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90246-5)
- Lucas, C. 1985. *Le grès rouge du versant nord des Pyrénées: essai sur la géodynamique de dépôts continentaux du Permien et du Trias*. PhD thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse.
- Majesté-Menjoules, C. 1979. *Evolution alpine d'un segment de chaîne varisque: Nappe de Gavarnie, chevauchement Cinq-Monts-Gentiane (Pyrénées centrales et occidentales)*. PhD thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse.
- Majesté-Menjoules, C., Debon, F., Driouch, Y., Flachère, H., Moreau, H., Valero, J. & Ternet, Y. 1999. *Carte Géologique de la France (1/50 000), Feuille Gavarnie (1082)*. BRGM, Orléans.
- Martínez-Peña, M. & Casas-Sainz, A. 2003. Cretaceous–Tertiary tectonic inversion of the Cotiella Basin (southern Pyrenees, Spain). *International Journal of Earth Sciences*, **92**, 99–113, <https://doi.org/10.1007/s00531-002-0283-x>
- Masini, E., Manatschal, G., Mohn, G., Ghienne, J.-F. & Lafont, F. 2011. The tectono-sedimentary evolution of a supra-detachment rift basin at a deep-water magma-poor rifted margin: the example of the Samedan Basin preserved in the Err nappe in SE Switzerland. *Basin Research*, **23**, 652–677, <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2011.00509.x>
- Masini, E., Manatschal, G., Tugend, J., Mohn, G. & Flament, J.-M. 2014. The tectono-sedimentary evolution of a hyper-extended rift basin: the example of the Arzacq–Mauléon rift system (Western Pyrenees, SW France). *International Journal of Earth Sciences*, **103**, 1569–1596, <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1023-8>
- Matte, P. 2001. The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, **13**, 122–128, <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2001.00327.x>
- Maurel, O., Monié, P., Pik, R., Arnaud, N., Brunel, M. & Jolivet, M. 2008. The Meso-Cenozoic thermo-tectonic evolution of the Eastern Pyrenees: an $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fission track and (U–Th)/He thermochronological study of the Canigou and Mont-Louis massifs. *International Journal of Earth Sciences*, **97**, 565–584, <https://doi.org/10.1007/s00531-007-0179-x>
- McCaig, A. 1986. Thick- and thin-skinned tectonics in the Pyrenees. *Tectonophysics*, **129**, 319–342, [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90259-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90259-3)
- McCaig, A. & Miller, J.A. 1986. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of mylonites along the Mérens fault, Central Pyrenees. *Tectonophysics*, **129**, 149–172, [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90250-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90250-7)
- McIntosh, K., van Avendonk, H. et al. 2013. Inversion of a hyper-extended rifted margin in the southern Central Range of Taiwan. *Geology*, **41**, 871–874, <https://doi.org/10.1130/G34402.1>
- Mencos, J., Carrera, N. & Muñoz, J.A. 2015. Influence of rift basin geometry on the subsequent postrift sedimentation and basin inversion: The Organyà Basin and the Boixols thrust sheet (south central Pyrenees). *Tectonics*, **34**, 2014TC003692, <https://doi.org/10.1002/2014TC003692>
- Mesalles, L., Mouthereau, F., Bernet, M., Chang, C.-P., Lin, A.T.-S., Fillon, C. & Sengelen, X. 2014. From submarine continental accretion to arc–continent orogenic evolution: The thermal record in southern Taiwan. *Geology*, **42**, 907–910, <https://doi.org/10.1130/G35854.1>
- Metcalfe, J.R., Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L. & Muñoz, J.-A. 2009. Thermochronology of a convergent orogen: Constraints on the timing of thrust faulting and subsequent exhumation of the Maladeta Pluton in the Central Pyrenean Axial Zone. *Earth and Planetary Science Letters*, **287**, 488–503, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.08.036>
- Mey, P.H.W. 1968. The geology of the upper Ribagorzana and Tor Valleys, Central Pyrenees, Spain sheet 8, 1: 50000. *Leidse Geologische Mededelingen*, **41**, 229–292.
- Mezger, J.E. 2005. Comparison of the western Aston–Hospitalet and the Bossòst domes: Evidence for polymetamorphism and its implications for the Variscan tectonic evolution of the Axial Zone of the Pyrenees. *Journal of the Virtual Explorer*, **19**, <https://doi.org/10.3809/jvirtex.2005.00122>
- Mezger, J.E. 2009. Transpressional tectonic setting during the main Variscan deformation: evidence from four structural levels in the Bossòst and Aston–Hospitalet mantled gneiss domes, central Axial Zone, Pyrenees. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **180**, 199–207, <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.180.3.199>
- Mezger, J.E. & Passchier, C.W. 2003. Polymetamorphism and ductile deformation of staurolite–cordierite schist of the Bossòst dome: indication

- for Variscan extension in the Axial Zone of the central Pyrenees. *Geological Magazine*, **140**, 595–612, <https://doi.org/10.1017/S0016756803008112>
- Mezger, J.E. & Régnier, J.-L. 2016. Stable staurolite–cordierite assemblages in K-poor metapelitic schists in Aston and Hospitalet gneiss domes of the central Pyrenees (France, Andorra). *Journal of Metamorphic Geology*, **34**, 167–190, <https://doi.org/10.1111/jmg.12177>
- Mezger, J.E., Schnapperelle, S. & Rölke, C. 2012. Evolution of the Central Pyrenean Mérens fault controlled by near collision of two gneiss domes. *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften*, **34**, 11–29.
- Mirouse, R., Barrère, P. *et al.* 1993. *Carte Géologique de la France (1/50 000), Feuille Vielle-Aure (1083)*. BRGM, Orléans.
- Mohn, G., Manatschal, G., Beltrando, M., Masini, E. & Kuszniir, N. 2012. Necking of continental crust in magma-poor rifted margins: Evidence from the fossil Alpine Tethys margins. *Tectonics*, **31**, TC1012, <https://doi.org/10.1029/2011TC002961>
- Monié, P., Soliva, J., Brunel, M. & Maluski, H. 1994. Les cisaillements mylonitiques du granite de Millas (Pyrénées, France). Age Crétacé $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et interprétation tectonique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **165**, 559–571.
- Mouthereau, F. & Lacombe, O. 2006. Inversion of the Paleogene Chinese continental margin and thick-skinned deformation in the Western Foreland of Taiwan. *Journal of Structural Geology*, **28**, 1977–1993, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.08.007>
- Mouthereau, F., Lacombe, O. & Vergès, J. 2012. Building the Zagros collisional orogen: Timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence. *Tectonophysics*, **532–535**, 27–60, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.022>
- Mouthereau, F., Watts, A.B. & Burov, E. 2013. Structure of orogenic belts controlled by lithosphere age. *Nature Geoscience*, **6**, 785–789, <https://doi.org/10.1038/ngeo1902>
- Mouthereau, F., Filleaudeau, P.-Y. *et al.* 2014. Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: Role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence. *Tectonics*, **33**, 2014TC003663, <https://doi.org/10.1002/2014TC003663>
- Muñoz, J.A. 1992. Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: McClay, K.R. (ed.) *Thrust Tectonics*. Chapman & Hall, London, 235–246, https://doi.org/10.1007/978-94-011-3066-0_21
- Olivet, J.-L. 1996. La cinématique de la plaque ibérique. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration Production Elf-Aquitaine*, **20**, 131–195.
- Paquette, J.-L., Gleizes, G., Leblanc, D. & Bouchez, J.-L. 1997. Le granite de Bassiès (Pyrénées): un pluton syntectonique d'âge Westphalien. *Géochronologie U–Pb sur zircons*. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **324**, 387–392.
- Peron-Pinvidic, G., Manatschal, G. & Osmundsen, P.T. 2013. Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: A review of observations and concepts. *Marine and Petroleum Geology*, **43**, 21–47, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.02.002>
- Poujol, M., Boulvais, P. & Kosler, J. 2010. Regional-scale Cretaceous albitization in the Pyrenees: evidence from *in situ* U–Th–Pb dating of monazite, titanite and zircon. *Journal of the Geological Society, London*, **167**, 751–767, <https://doi.org/10.1144/0016-76492009-144>
- Ranero, C.R. & Pérez-Gussinyé, M. 2010. Sequential faulting explains the asymmetry and extension discrepancy of conjugate margins. *Nature*, **468**, 294–299, <https://doi.org/10.1038/nature09520>
- Roca, E., Muñoz, J.A., Ferrer, O. & Ellouz, N. 2011. The role of the Bay of Biscay Mesozoic extensional structure in the configuration of the Pyrenean orogen: Constraints from the MARCONI deep seismic reflection survey. *Tectonics*, **30**, TC2001, <https://doi.org/10.1029/2010TC002735>
- Roest, W.R. & Srivastava, S.P. 1991. Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. *Geology*, **19**, 613–616, [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0613:KOTPBB>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0613:KOTPBB>2.3.CO;2)
- Roure, F., Choukroune, P. *et al.* 1989. ECORS deep seismic data and balanced cross sections: Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, **8**, 41–50.
- Schärer, U., de Parseval, P., Polvé, M. & de Saint Blanquat, M. 1999. Formation of the Trimouns talc–chlorite deposit (Pyrenees) from persistent hydrothermal activity between 112 and 97 Ma. *Terra Nova*, **11**, 30–37, <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.1999.00224.x>
- Séguret, M. 1972. *Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées: caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité*. PhD thesis, Université Montpellier.
- Sibuet, J.-C., Srivastava, S.P. & Spakman, W. 2004. Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **109**, B08104, <https://doi.org/10.1029/2003JB002514>
- Sinclair, H.D., Gibson, M., Naylor, M. & Morris, R.G. 2005. Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes. *American Journal of Science*, **305**, 369–406, <https://doi.org/10.2475/ajs.305.5.369>
- Soler, D., Teixell, A. & García-Sansegundo, J. 1998. Amortissement latéral du chevauchement de Gavarnie et sa relation avec les unités sud-pyrénéennes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **327**, 699–704, [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(99\)80028-7](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(99)80028-7)
- Song, W.J. & Ree, J.-H. 2007. Effect of mica on the grain size of dynamically recrystallized quartz in a quartz–muscovite mylonite. *Journal of Structural Geology*, **29**, 1872–1881, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2007.09.011>
- Soulaimani, A. & Burkhard, M. 2008. The Anti-Atlas chain (Morocco): the southern margin of the Variscan belt along the edge of the West African craton. In: Ennih, N. & Liégeois, J.P. (eds) *The Boundaries of the West African Craton*. Geological Society, London, Special Publications, **297**, 433–452, <https://doi.org/10.1144/SP297.20>
- Stampfli, G.M., Hochard, C., Vérard, C., Wilhem, C. & von Raumer, J. 2013. The formation of Pangea. *Tectonophysics*, **593**, 1–19, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.02.037>
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R. & Schmid, S.M. 2002. The eastern Tonalé fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. *Journal of Structural Geology*, **24**, 1861–1884, [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00035-4](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00035-4)
- Sutra, E., Manatschal, G., Mohn, G. & Untermeier, P. 2013. Quantification and restoration of extensional deformation along the Western Iberia and Newfoundland rifted margins. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **14**, 2575–2597, <https://doi.org/10.1002/ggge.20135>
- Teixell, A. 1996. The Ansó transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries. *Journal of the Geological Society, London*, **153**, 301–310, <https://doi.org/10.1144/gsjgs.153.2.0301>
- Teixell, A. 1998. Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*, **17**, 395–406.
- Ternet, Y., Barrère, P. *et al.* 1980. *Carte Géologique de la France (1/50 000), Feuille Argeles-Gazost (1070)*. BRGM, Orléans.
- Ternet, Y., Colchen, M. *et al.* 1997. *Notice Explicative, Carte Géologique de la France (1/50 000), Feuille Aulus-Les-Bains (1086)*. BRGM, Orléans.
- Ternet, Y., Barrère, P., Canérot, J. & Majeste-Menjoulas, C. 2003. *Carte Géologique de la France (1/50 000), Feuille Laruns-Somport (1069)*. BRGM, Orléans.
- Triboulet, C., Guitard, G., Katona, I. & Navidad, M. 2005. Évolution pression–température des amphibolites de la zone axiale au cours du métamorphisme hercynien des Pyrénées orientales. *Comptes Rendus Géoscience*, **337**, 1244–1249, <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.06.011>
- Tugend, J., Manatschal, G., Kuszniir, N.J., Masini, E., Mohn, G. & Thion, I. 2014. Formation and deformation of hyperextended rift systems: Insights from rift domain mapping in the Bay of Biscay–Pyrenees. *Tectonics*, **33**, 2014TC003529, <https://doi.org/10.1002/2014TC003529>
- Vacherat, A., Mouthereau, F. *et al.* 2014. Thermal imprint of rift-related processes in orogens as recorded in the Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters*, **408**, 296–306, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.10.014>
- Vacherat, A., Mouthereau, F. *et al.* 2016. Rift-to-collision transition recorded by tectono-thermal evolution of the northern Pyrenees. *Tectonics*, **35**, 2015TC004016, <https://doi.org/10.1002/2015TC004016>
- Vergès, P. 1970. *Étude tectonique des structures pyrénéennes du versant sud des Pyrénées Orientales entre le rio Llobregat et le rio Ter, province de Barcelone et de Gerone, Espagne*. PhD thesis, Université de Montpellier.
- Vergès, J., Millán, H. *et al.* 1995. Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Marine and Petroleum Geology*, **12**, 903–915, [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(95\)98854-X](https://doi.org/10.1016/0264-8172(95)98854-X)
- Vergès, J., Fernández, M. & Martínez, A. 2002. The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution. *Journal of the Virtual Explorer*, **8**, 55–74.
- Vielzeuf, D. & Kornprobst, J. 1984. Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean lherzolites and granulites. *Earth and Planetary Science Letters*, **67**, 87–96, [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(84\)90041-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90041-4)
- Vilà, M., Pin, C., Liesa, M. & Enrique, P. 2007. LPHT metamorphism in a late orogenic transpressional setting, Albera Massif, NE Iberia: implications for the geodynamic evolution of the Variscan Pyrenees. *Journal of Metamorphic Geology*, **25**, 321–347, <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00698.x>
- Visser, R.L.M. & Meijer, P.T. 2012. Iberian plate kinematics and Alpine collision in the Pyrenees. *Earth-Science Reviews*, **114**, 61–83, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.05.001>
- Visser, R.L.M., van Hinsbergen, D.J.J., Wilkinson, C.M. & Ganerød, M. 2017. Middle Jurassic shear zones at Cap de Creus (eastern Pyrenees, Spain): a record of pre-drift extension of the Piemonte–Ligurian Ocean? *Journal of the Geological Society, London*, **174**, 289–300, <https://doi.org/10.1144/jgs2016-014>
- Wayne, D. M. & McCaig, A. M. 1998. Dating fluid flow in shear zones: Rb–Sr and U–Pb studies of syntectonic veins in the Nèouvielle Massif, Pyrenees. In: Parnell, J. (ed.) *Dating and Duration of Fluid Flow and Fluid–Rock Interaction*. Geological Society, London, Special Publications, **144**, 129–135, <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.144.01.09>
- Wrobel-Daveau, J.-C., Ringenbach, J.-C., Tavakoli, S., Ruiz, G.M.H., Masse, P. & de Lamotte, D.F. 2010. Evidence for mantle exhumation along the Arabian margin in the Zagros (Kermanshah area, Iran). *Arabian Journal of Geosciences*, **3**, 499–513, <https://doi.org/10.1007/s12517-010-0209-z>
- Wu, J.E., McClay, K., Whitehouse, P. & Dooley, T. 2009. 4D analogue modelling of transtensional pull-apart basins. *Marine and Petroleum Geology*, **26**, 1608–1623, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2008.06.007>
- Zandvliet, J. 1960. The geology of the upper Salat and Pallaresa valleys, Central Pyrenees, France/Spain. *Leidsche Geologische Mededelingen*, **25**, 1–127.
- Zwart, H.J. 1979. The geology of the Central Pyrenees. *Leidsche Geologische Mededelingen*, **50**, 1–74.
- Zwart, H.J. 1986. The Variscan geology of the Pyrenees. *Tectonophysics*, **129**, 9–27.
- Zwart, H.J., Roberti, K.F. *et al.* 1976. *Geological Map of the Central Pyrenees. Sheet 9. Flamisell-Pallaresa (Spain). Scale 1/50,000*. Geological Institute, University of Leiden, Leiden.

Structural inheritance in the Central Pyrenees: The Variscan to Alpine tectono-metamorphic evolution of the Axial Zone

Bryan COCHELIN ^{a,b}, Baptiste LEMIRRE^a, Yoann DENELE^a, Michel DE SAINT BLANQUAT^a, Abdeltif LAHFID ^b,
Stéphanie DUCHENE ^a

^a Géosciences Environnement Toulouse, Université de Toulouse, CNRS, IRD, UPS, CNES, F-31400, France

^b BRGM , 3 avenue Claude Guillemin, F-45060 Orléans, France

Supplementary materials

Table 1: Samples location and peak temperatures obtained by RSCM. SD: standard deviation, SE: standard errors, RSCM: Raman Spectroscopy of Carbonaceous Material, R2: Raman parameter from Beyssac et al. (2002) used to estimate paleotemperatures.

Samples	Lithology	Location (decimal degrees, m)			# Spectra	Raman parameter R2		RSCM temperature (°C)		
		lat.	long.	alt.		Average	SD	Average	SD	SE
16BL44	Limestone	42.791	1.286	1189	20	0.63	0.03	361	12	3
16BL47	Limestone	42.781	1.300	1388	20	0.63	0.04	360	15	4
16BL51	Limestone	42.770	1.307	1643	20	0.66	0.02	347	9	2
16BL60	Dark schist	42.768	1.308	1631	20	0.61	0.03	369	13	3
16BL52	Dark schist	42.766	1.310	1631	20	0.60	0.02	374	11	2
16BL53	Dark schist	42.764	1.310	1646	20	0.63	0.03	358	6	1
16BL55	Schist	42.757	1.302	1719	19	0.59	0.06	372	10	2
16BL59	Schist	42.756	1.305	1749	17	0.58	0.06	376	13	3
16BL56	Schist	42.755	1.309	1770	25	0.52	0.10	401	33	7
TP442	Schist	42.728	1.201	1619	23	0.52	0.03	406	9	2
15BL104b	Biotite schist	42.684	1.233	1445	17	0.36	0.07	481	30	7
15BL106	Biotite schist	42.647	1.258	1216	14	0.20	0.04	550	18	5
15BL110b	Mylonitic marble	42.620	1.248	1045	18	0.31	0.09	495	36	8
15BL112	Impure mylonitic marble	42.620	1.248	1045	14	0.23	0.10	560	33	9
15BL115	Muscovite bearing schist	42.587	1.238	944	19	0.41	0.10	447	25	6
15BL118	Conglomerate	42.527	1.231	859	19	0.55	0.07	391	30	7
15BL121	Black shale	42.522	1.241	844	25	0.64	0.02	358	9	2
15BL122	Limestone	42.520	1.234	845	18	0.64	0.02	356	11	3
15BL125	Muscovite- chlorite schist	42.491	1.211	813	15	0.65	0.03	353	15	4
15BL127	Muscovite- chlorite schist	42.451	1.160	911	17	0.66	0.01	347	4	1

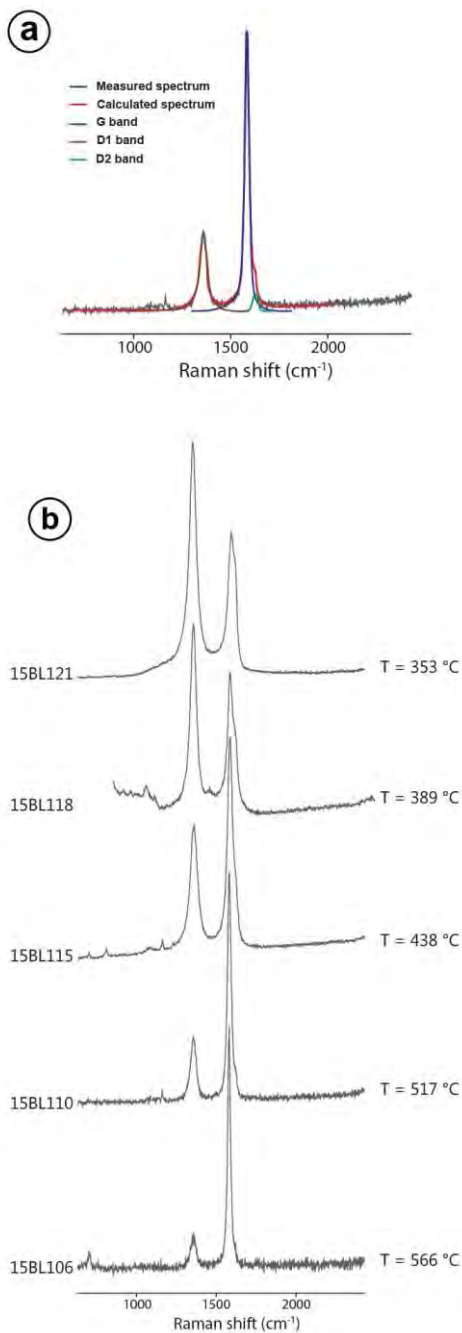


Figure 1: **(a)** Peak-fitting of the Raman spectrum of carbonaceous material. This fit is used to calculate the temperature component in excess of 330 °C that was recorded by the carbonaceous material (Beyssac et al., 2002; Lahfid et al., 2010). The spectrum is composed of a graphite G band and two defect bands D1 and D2; **(b)** Representative Raman spectra of carbonaceous material and the corresponding temperature along the Pallaresa section.

3.3.2. Etude de la température dans les massifs nord-pyrénéens de Trois-Seigneurs et de l'Arize le long du profil ECORS

a. Avant-propos

Ce travail a été réalisé en collaboration avec Romain Augier de l'université d'Orléans pour l'échantillonnage, les mesures Raman et les calculs de températures dans le massif de l'Arize.

b. Contexte

Les massifs de l'Arize et de Trois Seigneurs sont deux massifs nord-pyrénéens situés le long du profil ECORS, au nord de la coupe de la Pallaressa. Le massif de l'Arize est constitué principalement de formations du Paléozoïque et de 2 corps intrusifs, le pluton de Lacourt à l'ouest et le pluton de Foix au nord-est dont la mise en place est datée à 302.2 ± 2.0 Ma et 304.8 ± 2.4 Ma respectivement (Vacherat et al., 2017). Le massif nord-pyrénéen de Trois Seigneurs est quant à lui composé de formations du Paléozoïque inférieure uniquement, du pluton d'Ercé à l'ouest et du corps plutonique du pic des Trois Seigneurs au sud, datés respectivement à 306.6 ± 1.9 Ma et 306.7 ± 1.6 Ma par Vacherat et al. (2017). Les deux massifs de l'Arize et de Trois Seigneurs ont une constitution similaire d'un point de vue du métamorphisme de HT-BP tardivarisque avec une augmentation du degré de métamorphisme du nord au sud depuis les métasédiments paléozoïques dans le faciès schiste vert jusqu'à la zone à sillimanite à la limite sud du massif de Trois Seigneurs et l'anatexie au sud de l'Arize (Peybernès and Souquet, 1972). On observe un important rapprochement des isogrades d'apparition de la biotite, andalousite et sillimanite chacun distant de moins de 500 m par endroit, ce qui met en évidence la présence de forts gradients apparents dans ces massifs.

c. Etude structurale des massifs de l'Arize et de Trois Seigneurs

Une coupe nord-sud des deux massifs est présentée dans la figure 3.27. Dans les deux massifs, on observe une schistosité principale globalement est-ouest avec un pendage nord. Les intrusions de corps granitiques au sud du massif de Trois Seigneurs sont tardives par rapport au début de la phase de déformation comme le montrent les enclaves de schiste (figure 3.26). Dans les schistes cambro-ordoviciens de la zone à chlorite, ce qui correspond à la partie nord des massifs, on remarque le développement d'une seconde schistosité S_2 (figure 3.26) localement.

Au nord de la coupe, on observe un contact anormal entre le massif nord-pyrénéen de l'Arize et la couverture mésozoïque.

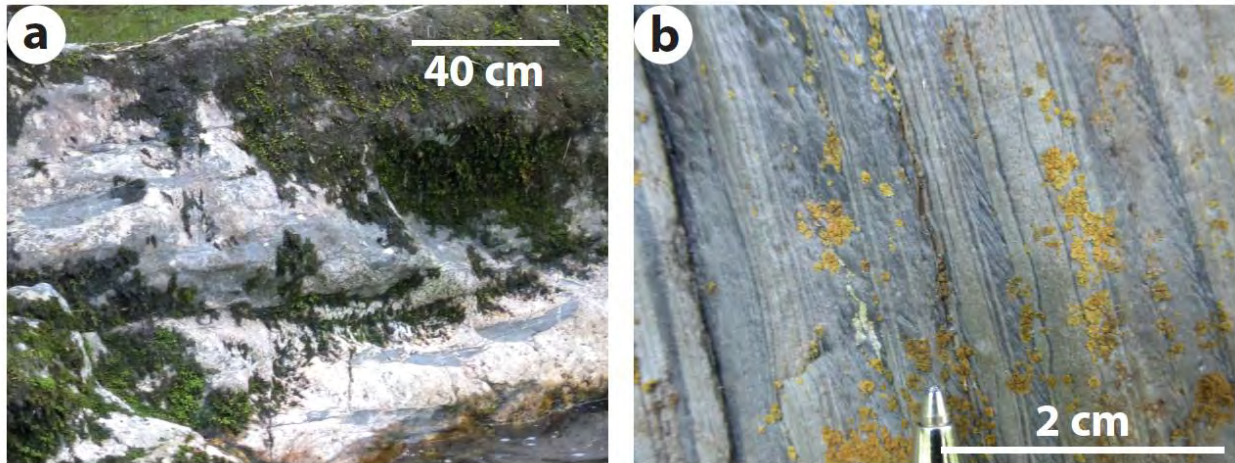


Figure 3.26 : Photographies d'affleurements dans le massif de Trois-Seigneurs. (a) Enclaves de micaschistes dans un leucogranite. (b) Schiste dans la zone à chlorite montrant le développement d'une deuxième schistosité.

- d. Quantification de la paléotempérature maximale enregistrée dans les métasédiments à partir de la spectroscopie Raman

Afin de quantifier l'évolution de la température le long de coupes nord-sud présentées dans la [figure 3.X](#), un échantillonnage serré est effectué et des mesures de spectroscopie Raman sur matière carbonée pour déterminer les paléotempératures maximales (Beyssac et al., 2002; Lahfid et al., 2010). La localisation des échantillons et les résultats sont présentés dans le tableau 3.15.

On obtient donc l'évolution quantitative de la température maximal enregistrée dans les métasédiments le long d'une coupe nord-sud qui montre :

- (i) Des températures maximales supérieures à 600 °C dans les roches du socle, au sud des massifs de Trois-Seigneurs et de l'Arize. Ces observations sont en adéquation avec les lithologies observées qui sont des gneiss migmatitiques et des schistes à sillimanite et andalousite. On interprète donc ces températures comme acquises au cours du métamorphisme *HT-BP* tardi varisque ;
- (ii) Des températures constantes ou montrant un faible gradient au sud des deux massifs. Ces résultats soulignent l'importance du métamorphisme *HT-BP* dans les massifs de Trois-Seigneurs et de l'Arize dans lesquels les conditions atteignent la fusion partielle. Ces températures mesurées dans les sédiments du Paléozoïque inférieur traduisent de fort gradient par rapport à la position structural des dépôts du Paléozoïque au cours de l'épisode tardi-orogénique. En effet, on peut estimer que les sédiments Paléozoïque étaient à des profondeurs inférieures à 10 km par rapport aux épaisseurs des sédiments du Paléozoïque moyen et supérieur (Silurien, Dévonien, Carbonifère, Barnolas and

Chiron, 1996). On obtient donc des gradients au Varisque supérieur à 60 °C/km dans les sédiments paléozoïques ;

- (iii) Un fort gradient de température dans les massifs de Trois-Seigneurs et de l'Arize. Les données montrent une baisse de température de presque 200 °C en moins de 2 km de distance. Sur le terrain, cette brusque diminution de la température se traduit par un rapprochement des isogrades et est localisée dans les deux massifs au nord de l'isograde d'apparition de l'andalousite, dans la zone à biotite. On n'observe aucune trace d'un épisode tectonique dans cette zone. On émet l'hypothèse que cette baisse de la température pourrait représenter une augmentation de la distance plus rapide par rapport à la zone d'anatexie en profondeur lié à une verticalisation de l'isograde d'anatexie donnant une structure de dôme aux massifs ;
- (iv) Une baisse progressive de la température entre 400 et 300 °C au nord des massifs de l'Arize et de Trois-Seigneurs. Cette baisse de température est attribuée au gradient dans la couverture sédimentaire et donc à un refroidissement en fonction de l'âge des dépôts ;
- (v) Des températures inférieures à 300 °C dans le Paléozoïque supérieur au nord de l'Arize et supérieures à 350 °C dans le Mésozoïque. La couverture mésozoïque est donc plus chaude que le socle paléozoïque. On met donc en évidence un contact tectonique chevauchant entre le Paléozoïque et le Mésozoïque au nord de l'Arize.

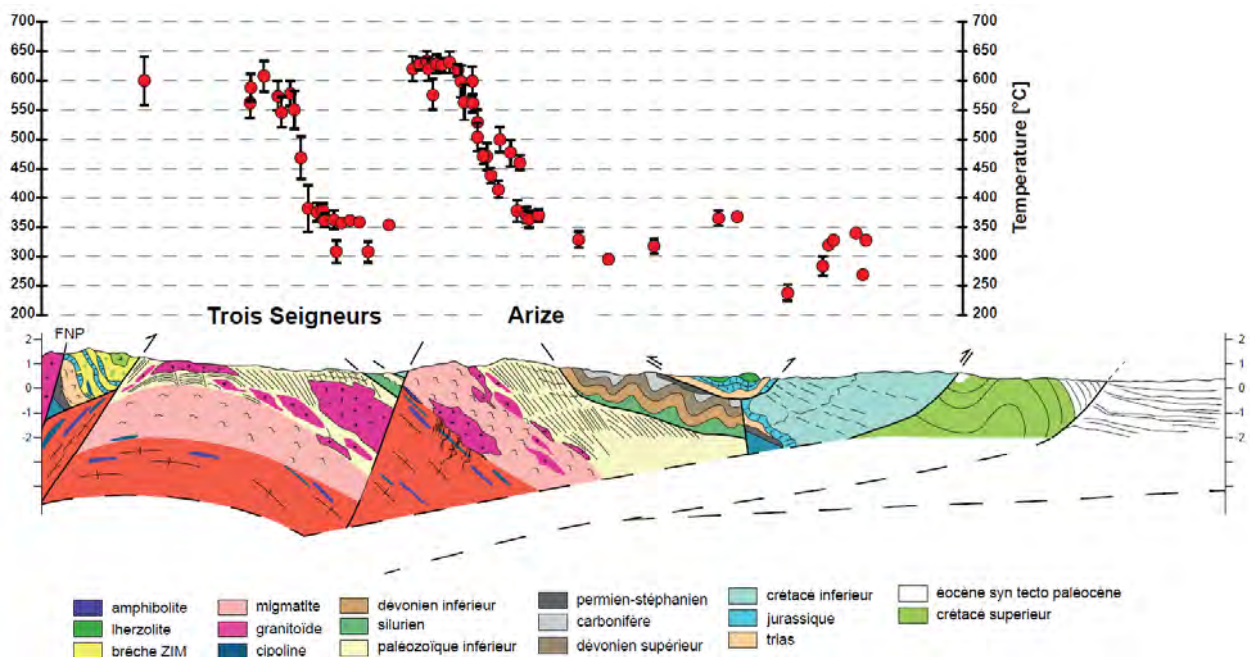


Figure 3.27 : Coupe nord-sud de la zone nord-pyrénéenne au niveau des massifs de Trois-Seigneurs et de l'Arize avec l'évolution des paléotempératures obtenues par spectroscopie Raman en fonction de la latitude.

L'ensemble de ces résultats montrent que les sédiments du Paléozoïque sont affectés par un métamorphisme *HT-BP* tardi-varisque globale à l'échelle des Pyrénées y compris dans la couverture en dehors des dômes métamorphiques.

Table 3.15 : Localisation des échantillons et paléotempératures maximales obtenues par spectroscopie Raman sur matière carbonée. SD : déviation standard, SE : écart-type, RSCM: Raman Spectroscopy of Carbonaceous Material, R2: paramètre Raman d'après Beyssac et al. (2002) utilisé pour estimer les paléotempératures.

Samples	Coordonates		# spectra	# used	R2		RSCM T		
	lat.	long.			Average	SD	Average	SD	SE
ARZ50	43.018	1.423	19	19	0.6312	0.0183	360	8	2
ARZ49	43.012	1.501	20	20	0.6378	0.0286	357	13	3
ARZ03	42.929	1.326	20	20	0.4005	0.0503	463	22	5
ARZ07	42.926	1.331	22	22	0.2655	0.0665	523	30	6
ARZ11	42.929	1.356	22	22	0.4006	0.0261	463	12	2
ARZ13	42.926	1.372	20	19	0.3209	0.0580	496	24	6
ARZ15	42.921	1.376	23	23	0.1930	0.0682	555	30	6
ARZ16	42.919	1.383	20	19	0.0757	0.0277	609	10	2
ARZ17	42.916	1.390	22	22	0.0445	0.0419	621	19	4
ARZ19	42.912	1.395	21	21	0.0463	0.0347	620	15	3
ARZ26	42.941	1.397	22	21	0.4170	0.0439	452	13	3
ARZ30	42.925	1.428	22	21	0.1918	0.0385	554	15	3
ARZ34	42.934	1.415	21	21	0.3364	0.0490	491	22	5
ARZ35	42.938	1.414	20	20	0.3872	0.0505	469	22	5
ARZ37	42.945	1.416	22	22	0.6441	0.0338	354	15	3
MA134	42.906	1.392	19	19	0.0460	0.0243	621	11	2
MC42	42.931	1.325	23	23	0.4727	0.0297	431	13	3
MC43	42.934	1.327	24	22	0.5269	0.0341	407	15	3
MC1	42.910	1.283	26	26	0.1627	0.0585	569	26	5
MC10	42.924	1.330	27	27	0.1119	0.0561	591	25	5
MC11	42.908	1.310	25	25	0.0340	0.0370	626	16	3
MC13	42.948	1.310	20	19	0.6269	0.0215	362	10	2
MC14	42.962	1.316	23	23	0.6338	0.0115	321	14	3
MC15	42.973	1.309	22	22	0.6063	0.0056	288	7	1
MC17	42.989	1.290	21	21	0.6247	0.0109	310	13	3
MC2	42.909	1.289	20	20	0.0664	0.0431	611	19	4
MC23	43.036	1.299	25	21	0.5589	0.0114	230	14	3
MC24	43.049	1.255	19	19	0.5969	0.0137	276	17	4
MC25	43.051	1.258	23	23	0.6258	0.0066	311	8	2
MC26	43.053	1.266	29	29	0.6335	0.0082	321	10	2
MC27	43.061	1.270	27	25	0.6425	0.0096	332	12	2
MC28	43.064	1.277	22	20	0.6327	0.0072	320	9	2
MC29	43.063	1.281	22	20	0.5849	0.0079	261	10	2

MC3	42.903	1.293	22	22	0.0642	0.0487	612	22	5
MC41	42.944	1.317	28	27	0.6268	0.0336	362	15	3
MC44	42.940	1.323	17	16	0.6101	0.0419	369	19	5
MC45	42.895	1.215	25	25	0.6639	0.0138	346	6	1
MC46	42.887	1.215	19	19	0.6165	0.0147	300	18	4
MC48	42.876	1.226	19	19	0.6169	0.0156	300	19	4
MC7	42.914	1.314	20	19	0.0484	0.0260	619	12	3
MC8	42.916	1.316	22	21	0.0395	0.0241	623	11	2
MC9	42.920	1.322	33	33	0.1133	0.0615	591	27	5
17BL01	42.846	1.373	22	22	0.1373	0.0531	580	24	5
17BL02	42.850	1.372	20	18	0.0932	0.0592	600	26	6
17BL04	42.855	1.370	21	20	0.1681	0.0564	566	25	6
17BL05	42.860	1.371	30	28	0.1596	0.0485	570	22	4
17BL06	42.861	1.371	30	28	0.2215	0.0729	542	32	6
17BL07	42.864	1.372	40	37	0.4053	0.0823	461	37	6
17BL08	42.866	1.374	7	5	0.5991	0.0896	374	40	18
17BL09	42.869	1.372	30	28	0.6124	0.0355	368	16	3
17BL10	42.871	1.372	22	21	0.6088	0.0279	370	12	3
17BL11	42.875	1.366	25	22	0.6429	0.0347	355	15	3
17BL12	42.878	1.363	23	21	0.6534	0.0105	350	5	1
17BL13	42.880	1.359	20	20	0.6532	0.0185	350	8	2
17BL14	42.884	1.357	22	22	0.6520	0.0106	351	5	1
16BL30	42.808	1.425	19	18	0.1111	0.0927	592	41	10
16BL35	42.846	1.379	20	19	0.1934	0.0599	555	27	6
16BL36	42.857	1.370	20	19	0.2316	0.0580	538	26	6
16BL37	42.872	1.371	20	19	0.6455	0.0210	354	9	2
16BL38	42.881	1.358	20	20	0.6459	0.0114	354	5	1

3.4. Conclusion

Le métamorphisme *HT-BP* tardi-varisque dans les Pyrénées dure 20 millions d'années de *ca.* 300 Ma à *ca.* 280 Ma. Le plus au grade est atteint dans les massifs nord-pyrénéens où les conditions atteignent le faciès granulitique (800-850 °C pour environ 6.5 kbar).

Une étude géochronologique et thermobarométrique permet de reconstituer l'évolution du géotherme au paroxysme de l'épisode de haute température. Il est caractérisé, au niveau des dômes métamorphiques, par une évolution des gradients en fonction de la profondeur. La croûte moyenne présente des conditions isothermes autour de 750 °C dans la zone axiale et 800 °C dans la zone nord-pyrénéenne à partir de 3-4 kbar de profondeur. Cette différence est discutée dans le chapitre 6. La croûte moyenne reste partiellement fondue jusque 290-280 Ma. La partie supérieur de la croûte est quant à elle caractérisée par des gradients atteignant les 80 °C/km en bordure des dômes. En dehors des dômes, les températures obtenues par spectroscopie Raman sur matière carbonée couplé à une estimation de la profondeur à partir des niveaux structurales et des épaisseurs des dépôts paléozoïques montre aussi des gradients supérieurs à 50-60 °C/km avec des températures maximales dépassant les 500 °C dans les sédiments paléozoïques.

Les datations de la fusion partielle à différentes profondeurs montrent un âge synchrone du pic thermique entre les migmatites (3-4 kbar) et les granulites (6-7 kbar). Ce résultat souligne un transfert de chaleur rapide à l'échelle de la croûte entière. Cette augmentation rapide de la température souligne la question de la chronologie relative et le lien de cause à effet entre le magmatisme tardi-orogénique et le métamorphisme *HT-BP*.

Chapitre 4 : Origine et durée du magmatisme tardi-orogénique dans les Pyrénées varisques

4.1. Introduction

Alors que l'âge de mise en place des grands plutons calco-alcalins intrusifs dans la couverture sédimentaire est bien contraint avec un âge moyen de 304 ± 1 Ma (Chapitre 2), l'âge et la durée du magmatisme au niveau des dômes métamorphiques restent débattus avec des datations de roches magmatiques de nature variée s'étalant de 340-330 Ma (Mezger and Gerdes, 2014a) à 270 Ma (Denèle et al., 2012; Kilzi, 2014; Pereira et al., 2014). De plus, la ou les sources potentielles de magmas sont peu contraintes. L'objectif de ce chapitre est donc, au niveau de zones d'études présentant une grande diversité de roches magmatiques, de préciser l'âge et la durée de l'épisode magmatique à partir de données géochronologiques sur différents faciès de roches et de discuter des sources des différents magmas sur la base des résultats de géochimie.

Dans une première partie, on s'intéresse aux dômes du Chiroulet et du Lesponne qui présentent à la fois des roches mafiques à intermédiaires telles que la diorite du Lesponne et des roches acides comme les granites péralumineux du Chiroulet. Le cœur des dômes étant anatectique, on peut y dater l'âge de la fusion partielle de la croûte qui représente l'une des sources potentielles de magmas. Le pluton du Néouvielle, situé au sud du Chiroulet, est une granodiorite calco-alcaline mise en place dans la couverture dévono-carbonifère et vient donc compléter l'étude pour faire le lien avec les plutons mis en place dans la croûte supérieure.

Dans une deuxième partie, une étude géochronologique complémentaire est réalisée dans le massif de l'Aston afin de confirmer les résultats obtenus précédemment et de les comparer avec les âges viséens obtenus sur les granites péralumineux de Bossost et de l'Aston par Mezger and Gerdes (2014).

Enfin, la dernière partie du chapitre a pour but d'élargir les résultats au niveau de l'ensemble de la zone axiale et d'aborder le cas du magmatisme dans les massifs nord-pyrénéens.

4.2. Article #3: Origin and duration of late orogenic magmatism in the foreland of the Variscan belt (Lesponne – Chiroulet – Neouvielle area, french Pyrenees)

Article publié dans *Lithos*

Avant-propos

Cet article, publié dans *Lithos*, traite de la durée du magmatisme et de l'origine des magmas dans les dômes du Chiroulet et du Lesponne et dans le pluton de Néouvielle au sud. Les résultats présentés correspondent à des analyses pétrologiques, géochimiques et géochronologiques réalisées dans le cadre de ce travail de thèse.

L'intérêt de cette zone d'étude est la présence d'un pluton mis en place dans la croûte supérieure, non daté, à proximité de deux dômes métamorphiques. Ces dômes ont un cœur anatectique, avec des diatexites et métatexites abondantes, permettant donc de dater l'âge de la fusion partielle. La grande variabilité des roches magmatiques depuis des diorites jusqu'à des granites affleurant dans les dômes est de plus assez représentatif du magmatisme varisque présent dans l'ensemble de la chaîne des Pyrénées.



Origin and duration of late orogenic magmatism in the foreland of the Variscan belt (Lesponne – Chiroulet – Neouvielle area, French Pyrenees)

Baptiste Lemirre^{a,*}, Bryan Cochelin^{a,b,c}, Stéphanie Duchene^a, Michel de Saint Blanquat^a, Marc Poujol^d

^a Géosciences Environnement Toulouse, Université de Toulouse, CNES, CNRS, IRD, UPS, Toulouse, France

^b BRGM DGR/GSO, BP 36009, 45060 Orléans, France

^c Univ. Orléans, CNRS, BRGM, ISTO – UMR 7327, F-45071 Orléans, France

^d Univ. Rennes, CNRS, Géosciences Rennes – UMR 6118, F-35000 Rennes, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 20 July 2018

Accepted 31 March 2019

Available online 04 April 2019

Keywords:

Variscan belt

Pyrenees

Granitoid petrogenesis

U–Pb geochronology

HT–LP metamorphism

ABSTRACT

During the late stage of the Variscan orogeny, the pyrenean segment underwent intense magmatism and regional high temperature – low pressure metamorphism. In the Lesponne – Chiroulet – Neouvielle area, a granodioritic pluton was emplaced in the upper crust while dioritic to granitic magmas were emplaced in metamorphic domes. Magmatism was contemporaneous with the regional crustal partial melting recorded in the core of the domes. The area is therefore a key target in the Pyrenees to discuss potential magmatic sources as well as the age and duration of the late Variscan magmatism. Geochemical data on representative magmatic rocks highlight two distinct sources of magma: a mantle source and a metasedimentary crustal source that produced respectively metaluminous and peraluminous magmas. Geochronological results show that magmatism took place over a period of about 10 My from ca. 303 to ca. 290 Ma. During this period, the middle to lower crust was composed of partially molten metasediments intruded by mantle and crustal magmas that crystallized in a final pulse at ca. 290 Ma. Late Variscan metamorphism and magmatism recorded in the Pyrenees have to be related to a significant and rapid heating from the underlying mantle rather than to crustal processes such as the maturation of a thickened continental crust. We propose that the initiation of metamorphism and bimodal magmatism at ca. 305 Ma in the Pyrenees is the expression of the delamination of the Gondwanan lithospheric mantle at a global scale in the Variscan belt.

© 2019 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Late stages of orogenic cycles are mostly characterized by abundant magmatism associated with high temperature – low pressure (HT–LP) metamorphism (Bonin, 2004; Vanderhaeghe, 2012). The origin of magmas and the duration of magmatism are therefore critical parameters for the understanding of the geodynamical context of late orogenic stages. Late orogenic evolution is well expressed in the Variscan orogeny, which ended by a widespread magmatism and a HT–LP metamorphism occurring throughout the belt (e.g. Henk et al., 2000; O'Brien, 2000). The Pyrenean segment of the belt is characterized by a diversified late Carboniferous to early Permian magmatism (mafic to felsic; peraluminous and metaluminous; calc-alkaline to alkaline magmas), synchronous with HT–LP metamorphism and with a major deformation event (Aguilar et al., 2014; Carreras and Debat, 1996; Cochelin et al., 2017; Debon et al., 1996; Denèle et al., 2014; Guitard et al., 1996; Olivier et al., 2008; Pereira et al., 2014). While moderate crustal thickening has been recognized in the Pyrenees (Azambre and Guitard, 2001),

there is no evidence for a HP–LT metamorphism indicative of the Devonian subduction phase documented elsewhere in the Variscan realm (Fig. 1a, Matte, 1991, 2001). The presence of Carboniferous flysch deposits (Delvolvé, 1996) further suggests that the Pyrenees constituted part of the southern foreland of the Variscan belt before the late HT–LP orogenic stage (Cochelin et al., 2017; Denèle et al., 2014; Franke, 2014; Franke et al., 2011). It is therefore of prime importance to study and understand the origin and the establishment of the late Variscan HT–LP thermal regime. Up to now, only few geochronological constraints are available on migmatites, anatectic granites and mafic to intermediate magmatic bodies in the Pyrenees. Recent works suggest that magmatic activity lasted until the middle Permian (Aguilar et al., 2014; Esteban et al., 2015; Kilzi et al., 2016). We present new geochronological data on migmatites and magmatic rocks from the Lesponne and Chiroulet gneiss domes and the Neouvielle pluton, in the western Axial Zone (Fig. 1b). These results are interpreted together with isotopic analysis and temperature estimates of the surrounding crustal metamorphic rocks in order to propose a chronology for the late Variscan evolution in the Pyrenees and to discuss the relative contribution of the mantle and crustal sources for the generation of the magmas as well as at the heat sources responsible for the HT–LP metamorphism.

* Corresponding author.

E-mail address: baptiste.lemirre@get.omp.eu (B. Lemirre).

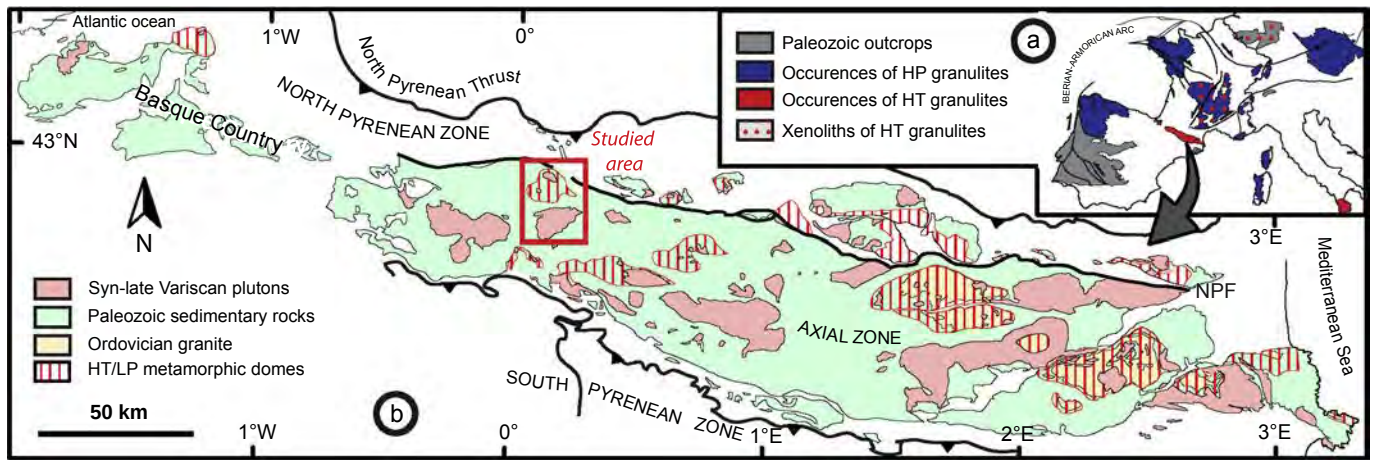


Fig. 1. (a) Location of the Variscan crust of the Pyrenees and main locations of Variscan granulites in Europe modified from Pin and Vielzeuf (1983). (b) Geological sketchmap of the Variscan crust of the Pyrenees and location of the studied area, modified from Cochelin et al., 2018. NPF, North Pyrenean Fault.

2. Geological setting

The Variscan belt is an Upper Paleozoic orogeny resulting from the convergence between the Gondwana and Laurentia continents and the Avalonia and Armorica microcontinents (e.g. Martínez Catalán, 2011; Matte, 1991, 2001). The succession of subduction and collision led to high pressure – low temperature metamorphism during Devonian (Bosse et al., 2000; Giacomini et al., 2006; Lotout et al., 2018; Paquette et al., 2017; Pin and Vielzeuf, 1983; Roger and Matte, 2005). Then, the Variscan orogeny ended by a late high temperature event during Carboniferous to early Permian which led to widespread partial melting and magmatism throughout the belt (e.g. Ballouard et al., 2015, 2017; Burg et al., 1994; Gapais et al., 2015; Gutiérrez-Alonso et al., 2011; Lardeaux, 2014; Laurent et al., 2017; Poujol et al., 2017; Schulmann et al., 2014).

The Pyrenean segment of the Variscan belt is mainly composed of Precambrian to Permian sediments (Padel et al., 2018) affected by the late HT-LP event responsible for the emplacement of several gneiss domes and intruded by plutons between 310 Ma and 295 Ma under transpressional settings (Aguilar et al., 2014; Cochelin et al., 2017, 2018; Debon et al., 1996; Denèle et al., 2014; Guitard et al., 1996; Mezger et al., 2004; Mezger and Wissenschaften, 2005; Olivier et al., 2008; Pereira et al., 2014; Roberts et al., 2000). Gneiss domes are longitudinally elongated and were emplaced within the upper crust by horizontal E-W flow of the mid-lower crust at peak metamorphism (e.g. Cochelin et al., 2017; Denèle et al., 2014). The studied area is located in the western Axial Zone of the Pyrenees (Fig. 1b) where the great diversity of metamorphic and magmatic rocks is well exposed within the Lesponne and Chiroulet metamorphic domes and the Neouvielle pluton. The Lesponne and Chiroulet magmatic rocks and the Neouvielle pluton were emplaced respectively in Cambrian to Devonian series and in Devonian to Carboniferous metasediments (Fig. 2). The Neouvielle massif is a late-Carboniferous granodioritic pluton with a high-K calc-alkaline signature characteristic of all the main plutons emplaced in the upper crust during the late Variscan HT-LP event (Debon et al., 1996; Roberts et al., 2000). The pluton is composed of two petrographic facies (Ternet et al., 1995): a light granodiorite in the center of the pluton and a dark granodiorite in its external part. The Chiroulet and Lesponne domes are both made of a metasedimentary series. In the core of the domes, partial melting of the metasediments is recorded by the occurrence of migmatites. Dioritic and granitic bodies appear as intrusions in those migmatites (Pouget, 1984, 1987; Soula et al., 1986; Ternet et al.,

1995, 1996). On one hand, the Lesponne dome is divided into two magmatic massifs: the Lesponne *sensu stricto* in the west and the Aygue-Rouye massif in the east. However, the continuity of the structures and the petrography shows that they represent the same dome. François (1983) and Pouget (1984) distinguished two different magmatic units. The first magmatic unit is composed of dark granitoids varying in composition from gabbro to granodiorite but mainly consisting of diorite. The second magmatic unit corresponds to light granitoids with a porphyritic granite as the main constituent. While François (1983) proposed that the dark unit is intruded by the light one, Pouget (1984) argued for the opposite. The latter described also an “intermediate facies” between the two units that he interpreted as the result of a mixing between the two magmas. The two units are surrounded by migmatites and by sillimanite bearing schists. On the other hand, the Chiroulet dome is mainly composed of a migmatitic core showing progressive evolution from metatexite to diatexite and anatectic granites from the limbs to the core (Ternet et al., 1996).

3. Methods

3.1. Geochemistry

Bulk-rock composition has been determined by X-ray fluorescence in the Center for Analytical Facility (CAF), Stellenbosch University (South Africa). Analytical method is described in Supplementary Material Appendix A. Major and trace elements and isotopic analyses were obtained in the Service d'Analyse des Roches et des Minéraux (SARM), Nancy (France). Major elements and trace elements were analyzed by ICP-OES and ICP-MS respectively following the analytical procedures described by Carignan et al. (2001). For Sr and Nd isotopic analysis, samples were finely powdered (<50 µm) and digested in a 4:1 HNO₃-HF mixture on a hot plate at 115 °C for 48 h. Following evaporation, samples were rinsed in concentrated HCl and dried. After complete digestion, samples were dissolved in 2 ml 2 N HNO₃ then loaded onto Sr Spec and Tru Spec resins for chromatographic separation, following the procedure described in Pin et al. (1994). Sm and Nd fractions were further separated using Ln Spec resin following the procedure described in Pin and Zalduegui (1997). Sr isotopic analysis was performed by thermal ionisation mass spectrometry on a Triton Plus (Thermo electron) apparatus in multicollection static mode. Mass bias was corrected using an exponential law and a ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr reference value of 0.1194. Nd isotopic analysis was performed by MC-ICP-MS on a Neptune Plus (Thermo electron) apparatus. Mass bias was corrected using an exponential law and a ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd reference value of 0.7219.

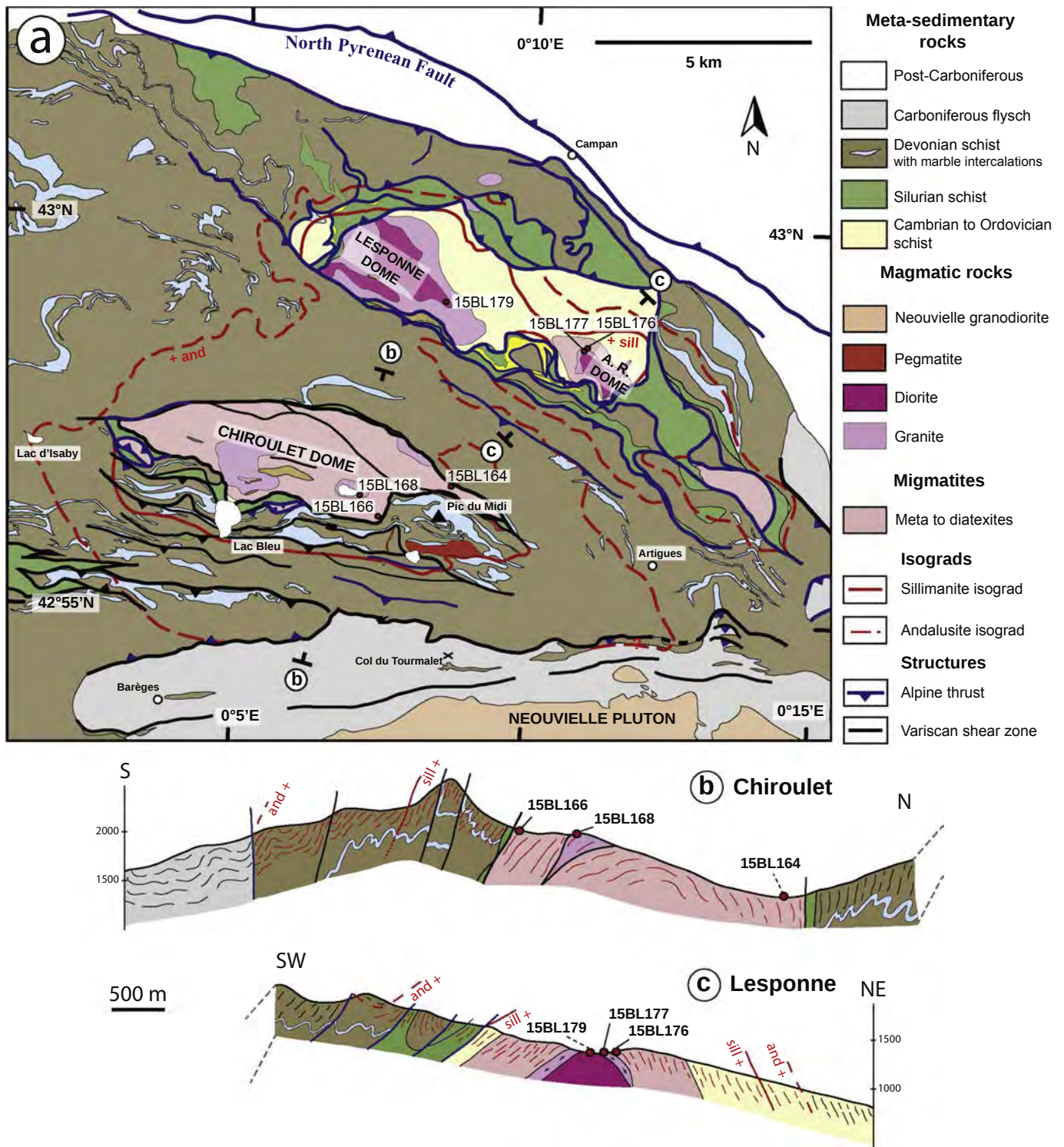


Fig. 2. (a) Geological map of the Lesponne and the Chiroulet domes, modified from Pouget (1984) and Ternet et al. (1996), with samples and cross-section locations. A. R. Aygue-Rouye sub-dome. (b) N-S geological cross-section of the Chiroulet dome. (c) NE-SW geological cross-section of the Lesponne dome.

3.2. Geochronology

A standard mineral separation procedure was applied to concentrate zircon grains using the facilities available at the Géosciences Environnement Toulouse laboratory. Samples were crushed using jaw crusher and disc mill. The powder fraction <400 µm was selected for mineral separation. Zircon grains were concentrated using Wifley table, heavy liquids (tetrabromoethane and diiodomethane) and an isodynamic Frantz separator

successively. They were then handpicked under a binocular microscope, embedded in epoxy mount and polished to an equatorial grain section. About 100 to 150 zircon crystals were imaged by cathodoluminescence (CL) using a CAMECA SX-Five at the Centre de Microcaractérisation Raimond Castaing, Toulouse. In order to date partial melting, zircon grains from the migmatites presenting overgrowths were selected. U-Pb analyses were conducted by LA-ICP-MS at Géosciences Rennes using an ESI NWR193UC Excimer laser coupled to a quadrupole Agilent 7700× ICP-MS. The

instrumental conditions and data processing are reported in appendix B and the procedure follows Ballouard et al. (2015).

3.3. Mineral composition

Biotite composition was measured at the Raimond Castaing Center of the University Paul Sabatier (Toulouse, France), using a CAMECA SX-Five electron microprobe. The operating conditions were as follows: accelerating voltage 15 kV, beam current 20 nA, analyzed surface $2 \times 2 \mu\text{m}$. The following standards were used: periclase (Mg), corundum (Al), sanidine (K), wollastonite (Si, Ca), pyrophanite (Ti, Mn), hematite (Fe), albite (Na), topaze (F), tugtupite (Cl), BaSO_4 (Ba) and Cr_2O_3 (Cr).

4. Field relationships and petrography

4.1. Intrusive magmatic rocks

A light-type (15MSB20) and a dark-type granodiorite (15MSB22) have been sampled in the center and at the margin of the Neouvelle pluton respectively. The light-type granodiorite contains quartz, plagioclase, K-feldspar, rare biotite and rare amphibole and shows HT solid-state deformation (Gleizes et al., 2001). The dark-type granodiorite is composed of quartz, plagioclase, K-feldspar, biotite, hornblende, rare pyroxene and accessory minerals such as zircon and present a poorly defined magmatic fabric.

In the Lesponne dome, one sample (15BL179) has been collected in the dark dioritic unit of the Lesponne sub-dome and one sample (15BL177) has been collected in the light granitic unit of the Aygue Rouye sub-dome. Sample 15BL179 is composed of plagioclase, K-feldspar, biotite, amphibole and rare quartz. It is affected by a foliation (Fig. 3a) parallel to the regional NW-SE foliation measured in the host micaschists and paragneisses (Fig. 2c). The mineralogy of sample 15BL177 is quartz, plagioclase, K-feldspar and biotite. The K-feldspar phenocrysts show a shape-preferred orientation (Fig. 3a-b) which underlines a magmatic foliation related to the emplacement of the granitic body. This magmatic foliation is parallel to the regional foliation recorded in the country rocks. The granitic unit is structurally located above the dioritic unit at the scale of the dome (Fig. 2c). Foliation planes observed in both units are colinear and parallel to the magmatic contact (Fig. 3a). The leucogranite and diorite bodies show a similar N130°E magmatic mineral lineation underlined by oriented amphiboles, feldspaths and biotite or muscovite aggregates. Moreover, we locally notice the presence of porphyritic feldspar xenocrysts from the granite inside the dioritic body (Fig. 3a) at its margin. These observations suggest coeval crystallization for the dioritic and granitic magmas.

In the Chiroulet dome, a granite sample was collected (15BL168) in the core of the structure. It is composed of quartz, plagioclase, K-feldspar, muscovite. We also notice the presence of small amphibolitic enclaves (Fig. 3c) in the diatexite. One of these enclaves corresponds to sample 15BL166. While some granitic bodies are underformed,

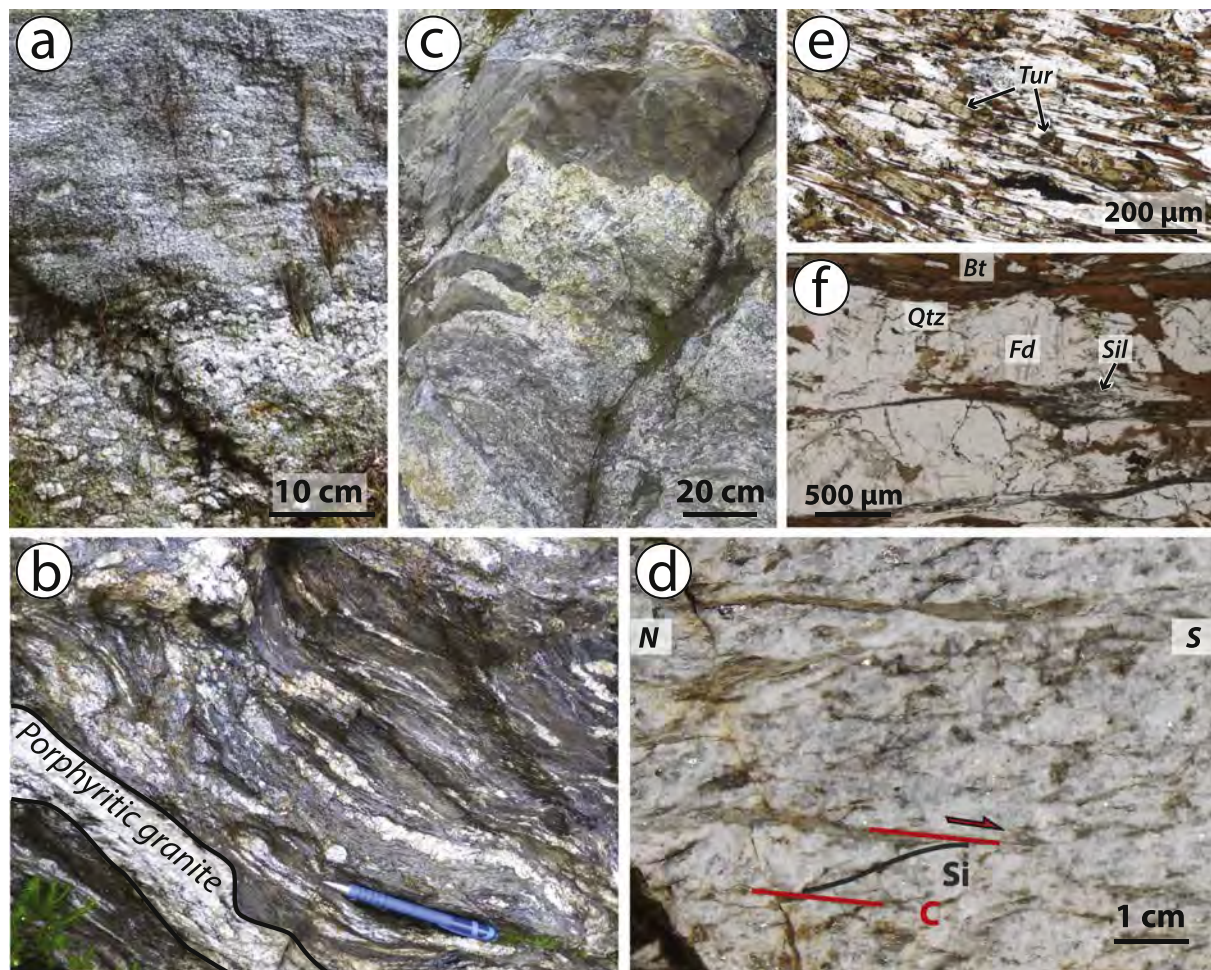


Fig. 3. Field photographs of the main magmatic rocks in the two metamorphic domes and microphotographs of the Lesponne migmatite and Chiroulet Devonian schists. (a) Contact between the diorite and the porphyritic granite in the Lesponne dome. The diorite is foliated while the porphyritic feldspars of the granite underlies the magmatic foliation. (b) Veins of porphyritic granite connected to the migmatite in the Lesponne dome. (c) Enclaves of amphibolite in the leucosome of a diatexite in the Chiroulet dome. (d) Leucogranite in the core of the Chiroulet dome showing C/S fabrics. It suggests sub-solidus deformation during its emplacement. (e) Abundance of tourmaline crystals in the Devonian schists located in the southern flank of the Chiroulet dome. (f) Stable assemblage in the Lesponne migmatite 15BL176.

others display C/S fabrics (Fig. 3d) which suggest sub-solidus deformation during or after their emplacement (Gapais, 1989). When observed, the foliation affecting the granitic bodies is parallel to the regional foliation recorded in the migmatites.

4.2. Migmatites

The sedimentary rocks of the Lesponne and the Chiroulet domes are both affected by partial melting in the core of the dome. In the Lesponne dome, the migmatites, corresponding to sample 15BL176, are metatexites localized around the magmatic bodies of the Aigue-Rouye dome (Figs. 2 & 3b). The mineralogy comprises K-feldspar, plagioclase, biotite, sillimanite and biotite. The foliation in the migmatite, underlined by the melanosome-leucosome alternance as well as by the biotite-sillimanite alignment is parallel to the regional foliation. The protolith of these metatexites is supposed to be the Cambrian metasedimentary unit (Pouget, 1984; Ternet et al., 1995, 1996). Field observations show interconnexion features between migmatite leucosomes and the porphyritic granite (Fig. 3b). Thus, the porphyritic granite is interpreted as a product of the partial melting of the sediments. In the Chiroulet dome, we sampled the main facies, i.e. migmatitic paragneiss (15BL169) and diatexite (15BL164) close to the anatectic granite (Fig. 3c-d). The mineralogy of the migmatites is similar to that of the Lesponne migmatites. Similarly to the Lesponne massif, migmatites from the Chiroulet show a well-defined shallowly dipping foliation (Fig. 3b).

4.3. Metasedimentary sequence

The Lesponne and Chiroulet domes are mantled by Cambrian to Carboniferous metasedimentary rocks. The Cambrian to Ordovician sequence, outcropping in the Lesponne dome, corresponds to andalusite to sillimanite-bearing micaschists (sample 15BL180) and reached partial melting near the Aigue-Rouye granite. The isogrades (Fig. 2) underline the dome shape and crosscut both the lithologic and the main structural contacts. Dark Silurian schists contain abundant quartz veins in the Lesponne dome. In the northern flank of the Chiroulet dome, the Silurian series is reduced along a detachment level marked by a temperature step from the andalusite bearing Devonian schist to the migmatite (Figs. 2 and 3; Cochelin, 2016). Devonian rocks are well represented in the studied area and are mainly composed of schists with intercalations of marble. In the Devonian schists from the Lac Bleu area, we noticed the abundance of tourmaline that crystallized within the foliation underlined by quartz ribbons and biotites (Fig. 3e). The southern flank of the Chiroulet dome is characterized by a northward progressive temperature increase from the biotite to the sillimanite zone. The Carboniferous sediments outcropping in the north of the Neouvielle pluton are limestones and schists. At the contact of the pluton, a metamorphic aureole is superimposed to the epizonal regional metamorphism.

5. Geochemistry

5.1. Major and trace elements chemistry

Results are presented in Table 1 and Fig. 4. In the K_2O vs. SiO_2 diagram (Fig. 4a), the samples plot in the gabbro-dioritic to granitic fields and all the magmatic rocks from the metamorphic domes and the Neouvielle pluton present the high-K calc-alkaline signature that characterize all the late Variscan plutons in the Pyrenees. Based on the Shand diagram (Fig. 4b), two rock types are distinguished. The light magmatic rocks, corresponding to the Chiroulet and Lesponne granites and the light granodiorite of the Neouvielle pluton, have a peraluminous signature with A/CNK ratios higher than 1. The Lesponne gabbro-diorite and the Neouvielle dark granodiorite have a metaluminous signature with A/CNK ratios lower than 1 and higher A/NK ratios than

the previous rock type. We note the peculiar position of the Chiroulet amphibolite (15BL166) which has an A/CNK ratio higher than 1 but also a A/NK ratio higher than the light magmatic rocks.

The REE patterns normalized to chondrites (Boynton, 1984) are similar to those measured for other Variscan magmatic rocks in the pyrenean segment with an enrichment in LREE, a slight negative Eu anomaly and a La/Yb ratio in the range of 32 to 7 (Fig. 4c). The leucogranite and the leucosome of the diatexite of the Chiroulet show distinct patterns characterized by a more depleted spectra when compared to the other samples and La/Yb ratio of 10 and 2 respectively. Extended trace element patterns (Fig. 4d) normalized to Primitive Mantle (McDonough and Sun, 1995) are characterized by negative anomalies in HFSE (Nb, Ta, Ti) and positive anomalies in LILE (e.g. U, Pb).

5.2. Isotope chemistry

Nd and Sr isotopes analyses have been performed on both magmatic and metasedimentary rocks in order to compare the magmatic signatures with the host rocks and the protoliths of the anatectic granites. The $\epsilon Nd(t)$ and $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ ratios are recalculated at 300 Ma (mean age obtained by U-Pb dating on zircon - this study) with decay constants from Böhlke et al. (2005) and Steiger and Jäger (1977) respectively and with the chondritic reference value of Bouvier et al. (2008). Results are presented in Fig. 5. $\epsilon Nd(t)$ are negative, varying from -2 to -13 and $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ ratios range between 0.702 and 0.720. An evolution from lower $\epsilon Nd(t)$ —higher $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ to higher $\epsilon Nd(t)$ —lower $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ is observed. While metasedimentary rocks present the most crustal signature (low $\epsilon Nd(t)$ and high $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$), mafic rocks show a signature close to the mantle domain (high $\epsilon Nd(t)$ and low $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$). The granitic rocks of the Lesponne-Chiroulet domes and the Neouvielle granodiorite yield intermediate values between those found for the mafic and metasedimentary rocks.

6. Geochronology

Results and CL images are presented in Table 2 and Fig. 6 respectively. Data have been plotted in Tera-Wasserburg Concordia diagrams (Fig. 7). Concordia ages have been calculated using Isoplot 3.75 (Ludwig, 2012). Uncertainties were propagated following the recommendation from Horstwood et al. (2016) (appendix B).

Zircon grains from the two facies of the Neouvielle granodiorite are colorless and euhedral with sharp concentric zoning (Fig. 6a and b). The analyses of sixteen crystals from the dark facies yield a Concordia age (as of Ludwig, 1998) of 302 ± 2 Ma (MSWD = 0.32; black ellipses in Fig. 7a) while the Concordia age for the light granodiorite obtained on 17 zircon grains is 305 ± 2 Ma (MSWD = 0.18; grey ellipses in Fig. 7a).

The zircon crystals from the Lesponne dioritic series are pinkish and elongated. They often present two oscillatory zoned domains separated by a resorption horizon (Fig. 6c, d, e and f). Two groups of concordant ages are obtained (Fig. 7b) at 303 ± 3 Ma (MSWD = 0.27; blue ellipses) and 292 ± 2 Ma (MSWD = 0.37; orange ellipses), corresponding to data obtained on internal and external domains respectively in the crystals that present a dissolution horizon. Homogeneous crystals yield either of the two dates. A few analyses (grey ellipses in Fig. 7b) plot along a horizontal line in the Tera-Wasserburg diagram and return younger $^{206}Pb/^{238}U$ apparent ages. There is no correlation between these younger dates and the position of the laser spot in the corresponding grains. Furthermore, there is no evidence for the presence of outer-rim or overgrowth apart for the ca. 290 Ma ones. Therefore, we interpret these younger dates as meaningless and could be linked to a very slight Pb-loss caused by post-variscan event(s). It is interesting to note that no pre-variscan (i.e. older than 300 Ma) inherited core has been found among the 102 zircon grains imaged by CL for the Lesponne diorite.

In the Lesponne porphyritic granite, two types of zircon grains were found. Type 1 (Fig. 6g), which is the most abundant, is colorless and

Table 1
Chemical and isotopic analyses of the samples.

Location	Neouvielle		Lesponne				Chiroulet			
Rock type	granodiorite	granodiorite	diorite	granite	metatexite	micaschist	amphibolite	granite	diatexite	paragneiss
Sample name	15MSB20	15MSB22	15BL179	15BL177	15BL176	15BL180	15BL166	15BL168	15BL164	15BL169
Longitude (°)	42.84434	42.82497	42.98390	42.97511	42.97518	42.97680	42.93634	42.93882	42.94488	42.94696
Latitude (°)	0.16007	0.16706	0.14103	0.18059	0.18054	0.15370	0.12176	0.11877	0.14465	0.10938
SiO ₂ / wt%	70.8	61.55	52.52	68.47	65.81	72.55	53.71	73.72	73.88	69.66
Al ₂ O ₃	15	15.97	17.89	15.24	18.41	14.34	17.71	14.55	14.6	13.12
Fe ₂ O ₃ tot	2.3	5.75	7.6	3.98	6.61	3.57	9.02	1.08	0.89	5.76
MnO	0.05	0.1	0.15	0.05			0.26	0.03	0.09	
MgO	0.73	3.35	5.52	1.02	2.1	0.96	4.88	0.21	0.05	2.04
CaO	2.25	5.58	7.47	2.11	0.36	1.35	5.93	0.66	0.4	1.7
Na ₂ O	3.15	2.26	2.81	2.96	0.53	0.47	1.19	3.48	4.16	2.73
K ₂ O	3.97	2.59	2.29	3.49	3.71	3.71	3.36	4.81	4.73	2.23
TiO ₂	0.27	0.68	1	0.61			0.82	0.08	/	
Cr ₂ O ₃	0.01	0.02	0.02	0.01			0.03	0.01	0.01	
P ₂ O ₅	0.1	0.12	0.28	0.36			0.12	0.4	0.27	
L.O.I.	1.14	1.96	2.41	1.31	1.36	1.69	2.51	0.94	0.55	1.33
Total	99.77	99.93	99.96	99.61	99.86	99.74	99.54	99.97	99.63	99.84
As / ppm	3.1	4.4	0.7	/	0.7	10.3	5.1	1.9	1.1	1.2
Ba	512.6	539.5	817.2	975.8	677.7	600.4	348.3	224.1	23.1	500.0
Be	7.1	2.0	2.2	2.0	2.9	2.0	2.3	6.4	1.1	0.8
Bi	0.2	0.0	0.1	0.1	0.3	/	0.5	1.1	0.4	0.2
Cd	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	2.5	0.1	0.2	0.2
Ce	53.8	45.4	78.7	122.4	91.4	98.1	46.5	11.1	4.3	55.5
Co	3.7	16.3	22.5	5.5	17.0	6.4	17.6	0.7	0.4	12.9
Cr	101.6	371.6	149.9	59.5	184.0	387.4	216.1	56.6	88.3	274.6
Cs	8.0	2.5	2.1	1.4	6.2	8.6	13.1	16.9	4.6	6.5
Cu	/	12.2	6.2	4.5	10.2	/	16.0	/	/	15.7
Dy	3.2	4.4	6.1	5.4	5.9	6.2	5.2	2.0	0.9	4.8
Er	1.5	2.5	3.3	2.5	3.2	3.7	3.3	0.8	0.6	2.6
Eu	1.0	1.0	1.9	1.9	1.4	1.3	1.2	0.3	0.1	1.4
Ga	19.4	19.2	20.1	18.7	26.8	19.5	22.9	18.0	13.6	17.2
Gd	3.7	4.4	7.0	7.0	6.5	6.1	4.4	1.4	0.4	4.8
Ge	1.7	1.4	1.8	1.6	1.8	1.7	2.4	1.7	2.7	1.5
Hf	3.3	4.8	2.9	6.8	3.8	13.3	3.1	1.7	0.3	6.4
Ho	0.6	0.9	1.2	1.0	1.2	1.3	1.2	0.4	0.2	1.0
In	0.0	0.1	0.1	0.0	0.1	0.0	0.2	0.0	/	0.1
La	26.9	21.4	31.9	67.0	47.9	48.6	22.9	5.3	2.0	25.4
Lu	0.2	0.4	0.5	0.3	0.4	0.6	0.5	0.1	0.1	0.4
Mo	4.5	19.6	2.6	2.9	4.6	13.5	9.4	3.3	4.7	8.2
Nb	9.0	9.9	8.9	12.5	13.6	17.1	7.8	9.7	0.4	10.8
Nd	21.5	21.5	43.1	50.2	40.5	41.7	20.3	4.6	1.7	25.7
Ni	11.7	90.2	47.1	7.0	43.5	28.0	21.4	9.4	12.0	34.2
Pb	40.8	12.8	10.9	38.7	24.4	13.4	306.5	23.6	25.4	13.7
Pr	5.9	5.4	10.3	13.9	10.9	11.4	5.2	1.2	0.5	6.5
Rb	163.4	92.0	77.5	83.4	150.5	125.2	284.1	199.2	138.3	96.8
Sb	0.2	0.3	0.1	/	/	0.1	0.3	/	/	/
Sm	4.5	4.8	9.1	9.2	7.9	7.8	4.4	1.3	0.5	5.5
Sn	6.4	4.1	5.4	2.5	4.8	4.5	22.6	26.1	6.6	3.6
Sr	163.0	261.9	643.4	268.0	66.3	123.9	329.5	56.6	22.7	213.4
Ta	1.7	0.9	1.0	1.0	1.4	1.5	0.7	2.7	0.1	1.2
Tb	0.6	0.7	1.0	1.0	1.0	1.0	0.8	0.3	0.1	0.8
Th	13.2	9.2	9.9	36.2	14.6	16.8	6.3	1.5	0.7	6.9
Tm	0.2	0.4	0.5	0.3	0.4	0.6	0.5	0.1	0.1	0.4
U	3.6	3.5	3.9	3.7	3.4	3.9	2.3	2.4	1.5	2.9
V	16.9	78.6	184.4	41.3	87.7	99.9	198.1	2.3	1.8	106.6

Table 1 (continued)

Location	Neuvielle			Lesponne			Chiroulet				
Rock type	granodiorite	granodiorite	granodiorite	diorite	granite	metatexite	micaschist	amphibolite	granite	diatexite	paragneiss
Sample name	15MSB20	15MSB22	15MSB22	15BL179	15BL177	15BL176	15BL180	15BL166	15BL168	15BL164	15BL169
W	4.5	7.1	7.1	1.7	3.0	6.1	16.6	13.1	5.1	3.9	9.6
Y	16.8	25.2	25.2	33.2	26.1	31.4	35.1	31.1	10.8	6.4	26.0
Yb	1.5	2.4	2.4	3.2	2.1	3.0	3.8	3.4	0.5	0.9	2.5
Zn	43.5	81.8	81.8	74.0	45.9	134.7	62.9	646.7	38.0	9.7	84.7
Zr	103.9	173.3	173.3	96.6	245.3	134.4	500.5	112.9	44.8	4.8	240.5
La/Yb	18.0	8.9	8.9	10.0	31.5	16.0	12.7	6.7	9.8	2.2	10.3
Nb/Ta	5.3	10.6	10.6	9.0	12.7	9.5	11.1	11.9	3.6	3.8	9.2
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	2.828149685	0.990460788	0.990460788	0.339488811	0.877464331	6.402138191	2.850307291	2.4309565	9.917365977	17.16784924	1.279104993
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (err. 2 σ)	0.725613 (14)	0.714813 (20)	0.714813 (20)	0.707447 (6)	0.715559 (12)	0.746276 (14)	0.729244 (18)	0.712902 (10)	0.757092 (14)	0.784814 (12)	0.714694 (22)
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{300\text{Ma}}$	0.713539384	0.710584637	0.710584637	0.705997693	0.711813029	0.718944717	0.717075791	0.702524036	0.714753905	0.711522963	0.70923339
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.132430604	0.139548605	0.139548605	0.132222424	0.114921185	0.122483087	0.117132853	0.136062037	0.18214844	0.176900693	0.133172574
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (err.2 σ)	0.512084 (5)	0.512101 (4)	0.512101 (4)	0.512391 (6)	0.512169 (5)	0.512012 (4)	0.511923 (4)	0.512279 (11)	0.512248 (9)	0.511955 (15)	0.512317 (5)
ϵ_{Nd} 300Ma	-8.221736757	-8.162765494	-8.162765494	-2.220530139	-5.891070998	-9.245930349	-10.77825425	-4.554192731	-6.926305049	-12.44502702	-3.7015795

elongated with oscillatory zoning in CL images. Type 2 (Fig. 6h) is brownish and rounded. Type 2 grains present a distinct core surrounded by a narrow rim that could not be analyzed given its small size. The $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ apparent ages for type 2 zircon cores vary from 650 to 420 Ma (black ellipses in Fig. 7c). Type 1 zircon analyses plot in a concordant to discordant position (orange and grey ellipses on Fig. 7c). The oldest group of 15 concordant analyses (orange ellipses) yields a Concordia age of 290 ± 1 Ma (MSWD = 0.64; Fig. 7c). The remaining data (grey ellipses) are sub-concordant to discordant (fig. 7c). There is no evidence for recrystallization or overgrowth on the rims of type 1 zircon (Fig. 6d). Furthermore, there is no specific relationship between the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dates and the position of the analytical laser spot in the grains for the discordant analyses. It is interesting to note that all the analyses younger than 290 Ma plot along a horizontal line in the Tera-Wasserburg diagram. It seems therefore difficult to interpret these younger (i.e. < 290 Ma) apparent ages as meaningful, and we rather suggest that they are the consequence of Pb loss. We interpret the data that plot above the Concordia as the consequence of a slight amount of common lead in the crystal lattices. Thus, the scattering of data points might be explained by a combination of common Pb incorporation and slight Pb loss in the 290 Ma old zircon grains that crystallized in the granitic magma.

Zircon crystals in the Lesponne migmatite are euhedral and present distinct cores (Fig. 6i) yielding apparent $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages ranging from 689 to 550 Ma (Fig. 7d). The cores are resorbed and surrounded by an overgrowth with oscillatory zoning. The concordant analyses from the oldest 11 overgrowths yield a Concordia age of 302 ± 3 Ma (MSWD = 0.72; Fig. 7d). The analyses obtained on other zircon overgrowths plot in a sub-concordant to discordant position (grey ellipses, Fig. 7d). Here again, the least discordant analyses present a wide range of apparent $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages as young as 263 Ma (Table 2) and plot along a horizontal line in the Tera-Wasserburg diagram. No evidence for outer rim or overgrowth can be observed on the grains presenting these young $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dates. We therefore interpret them as linked to (post carboniferous) Pb loss. The remaining data can be explained by a combination of Pb loss and the presence of variable amount of common Pb in the zircon (Fig. 7d).

In the Chiroulet leucogranite, zircon grains are elongated and euhedral, colorless to pinkish, with distinct cores and overgrowth (Fig. 6j). Cores yield apparent ages ranging from 958 to 470 Ma (Table 2). Analyses performed on the overgrowths plot in concordant to discordant positions (Fig. 7e, orange and grey ellipses). The oldest concordant analyses ($N = 11$) yield a Concordia age of 290 ± 3 Ma (MSWD = 1.6; Fig. 7e, orange ellipses). The remaining data plot either to the right of or above the group of the concordant data. Again, there is no textural evidence to explain the youngest $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ apparent ages (<290 Ma). We therefore explain the position of those analyses by a combination of Pb loss and the presence of variable amount of common Pb in the zircon (Fig. 7e).

Zircon grains of the Chiroulet diatexite are brownish and euhedral. On the CL images, they appear as dark and heterogeneous with the presence of oscillatory zoning at the rim (Fig. 6k). Uranium content is extremely high ($2000 < \text{U (ppm)} < 17,000$). In a Tera Wasserburg diagram (Fig. 7f), the data plot in a concordant to slightly discordant position with apparent $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages ranging from 297 to 256 Ma. This spread of apparent ages can be best explained by heterogeneous lead loss probably linked to the high uranium contents in the grains (Geisler et al., 2001). The two oldest concordant analyses (32180117a and 6180117d, Table 2) return a Concordia age of 297 ± 6 Ma (MSWD = 0.31) interpreted as the minimum age for the crystallization of these zircon crystals. In that scenario, all the analyses that return younger apparent ages are interpreted as the result of Pb loss. If all the data are taken into account, they yield a poorly defined upper intercept date of $319 + 84/-22$ Ma (MSWD = 0.27), which is comparable within error with the date of 297 ± 6 Ma calculated with the two oldest concordant grains. It is interesting to note that none of the imaged grains from this sample presents inherited core.

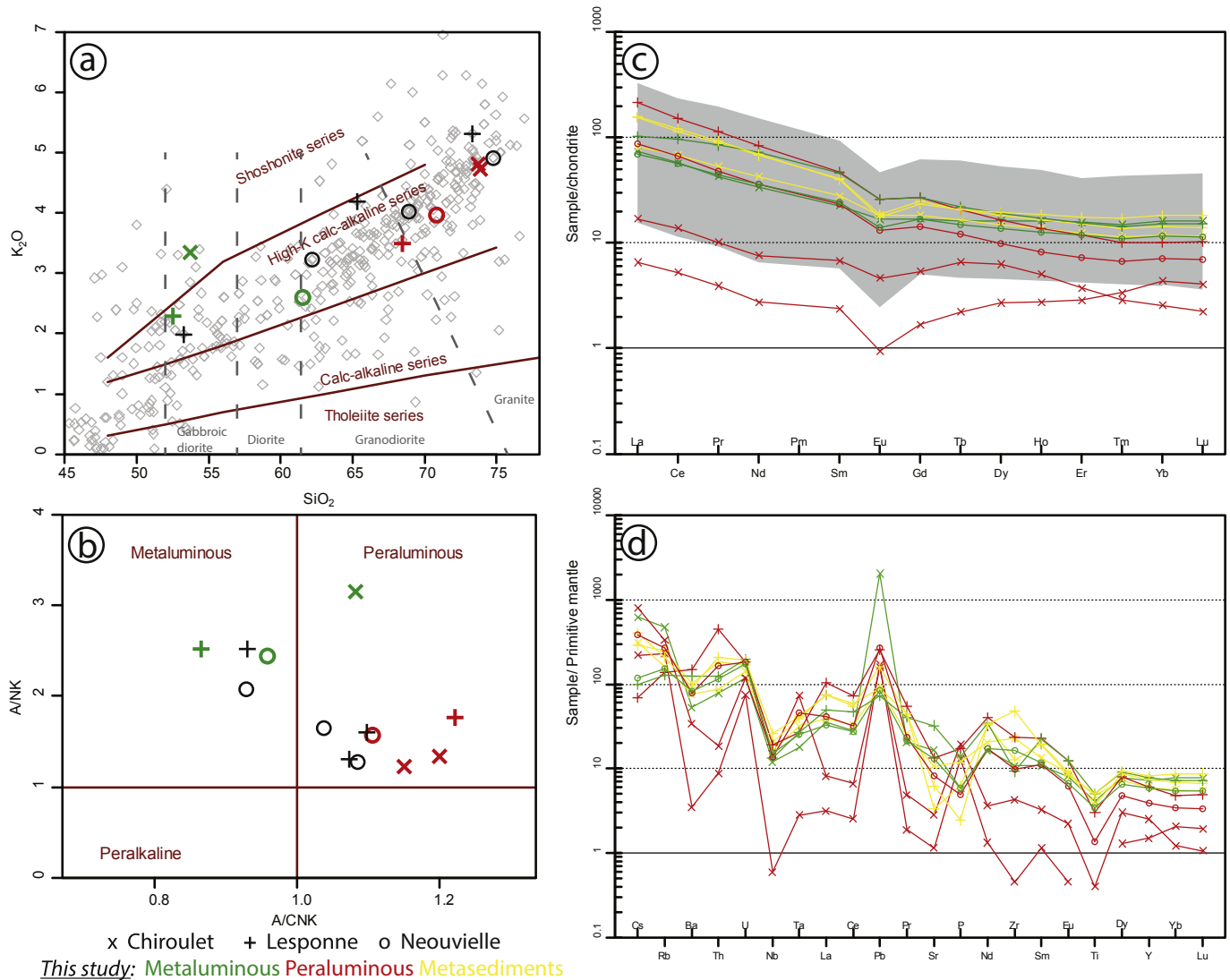


Fig. 4. (a) Plot of SiO_2 vs. K_2O (Middlemost, 1985; Peccerillo and Taylor, 1976). (b) Plot of A/NK vs. A/CNK (Shand, 1943). (c) REE patterns normalized to chondrite (Boynton, 1984). (d) Spider diagram of trace elements normalized to primitive mantle (McDonough and Sun, 1995). Red colour is used for the intermediate to felsic peraluminous rocks and green for the mafic to intermediate metaluminous rocks. Yellow symbols represent the partially molten country rocks. Black symbols are data from Debon et al., (1996). Grey diamonds in plot (b) and grey field in plot (c) represent points for a compilation of data (Debon et al., 1996; Denèle et al., 2011; Druguet et al., 2014; Kilzi, 2014; Roberts et al., 2000; Vilà et al., 2005).

7. Pressure-temperature estimates

The metamorphic conditions of the host-rock during emplacement of magmatic bodies have been estimated from a sillimanite bearing migmatitic micaschist of the Lesponne dome (sample 15BL176, Fig. 2). The stable assemblage is Bt-melt-Pl-Sil-Kfs-Qtz (abbreviations from (Kretz, 1983), Fig. 3f). The $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg}$ ratio of biotite is about 0.74. The H_2O content used for phase petrology modelling has been estimated from the loss of ignition. Pseudosections have been drawn in the NCKFMASH system using Pterle_X software (Connolly, 2009) with the thermodynamic dataset of Holland and Powell (2004) and solid solution models as detailed in appendix C. Results are presented in Fig. 8a. The metamorphic assemblage of sample 15BL176 is stable in the range 3.5–6 kbar for a temperature of 650–725 °C, which corresponds to muscovite dehydration melting (Fig. 8a). The pressure-temperature conditions estimated from the biotite composition are 700 ± 25 °C and 4.2 ± 0.5 kbar.

Chiroulet and Lesponne domes show similarities as they both present a migmatitic core attributed to the late-variscan HT-LP metamorphism, synchronous with magmatism and deformation. It is difficult to

estimate pressure and temperature for the Chiroulet dome due to i) late pervasive fluid circulation and ii) inappropriate mineralogy (limited to K-feldspar – biotite – quartz) of the metamorphic rocks which hampers the use of geothermometry. However, the greater abundance of diatexite in the Chiroulet dome suggests that melt fraction was higher than in the Lesponne dome. Thus, the maximal temperature reached in the Chiroulet dome may have been higher than in the Lesponne dome. The core of the Chiroulet dome is interpreted as a relic of the middle crust.

The crystallization temperature of a dioritic magma from the Lesponne dome (15BL179) has been estimated using p-Melts software (Ghiorso et al., 2002). As the emplacement depth of the Lesponne diorite and the H_2O content are not well constrained, models have been performed at variable pressure (in the range 3 to 6 kbar corresponding to pressure estimates on the host metamorphic rocks) and variable H_2O content (4 to 8 wt%; Hamilton et al., 1964; Wallace and Anderson, 1999). The aim of these models is to estimate the temperature of crystallization of the last melt and compare it with the temperature of the host-rock. The evolution of the melt fraction as a function of the temperature is represented in Fig. 8b. The solidus temperature varies from 575

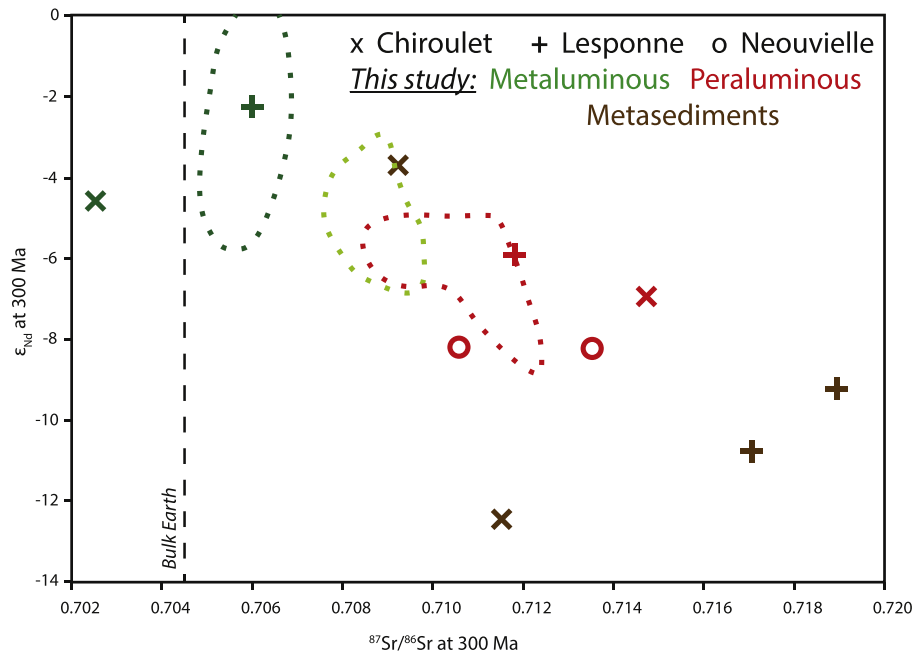


Fig. 5. Plot of ϵ_{Nd} vs. $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ ratio both corrected for an age of 300 Ma. Bulk Earth value is calculated from Workman and Hart (2005). Data from the Querigut pluton (Roberts et al., 2000) are represented by dotted fields i) dark green: mafic samples derived from a mantle source ii) light green: mafic samples cogenetic with the intermediate series iii) red: intermediate to felsic series.

$^{\circ}\text{C}$ (6 kbar, 4 wt% H_2O) to 725°C (3 kbar, 4 wt% H_2O). The metamorphic temperature recorded in the host-rock (700°C , 4.2 kbar) therefore broadly corresponds to the solidus of the dioritic intrusion. It is thus suggested that the dioritic magmas crystallized in equilibrium with the surrounding metamorphic dome at low depth.

The Neouvielle pluton intruded the low-grade Carboniferous to Devonian metasedimentary series, i.e. within the chlorite zone. Thus, it is advocated that it was emplaced in the upper part of the crust.

8. Discussion

8.1. Petrogenesis of the magmatic rocks

The diversity of the chemical (e.g. metaluminous versus peraluminous) and the isotopic characteristics of the magmas ($0.702 < ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{t}} < 0.716$ and $-13 < \epsilon_{\text{Nd}} < -2$) advocate for the existence of several sources, which could be either (i) mantle peridotites, (ii) magmatic crustal rocks and (iii) metasediments.

- (i) Previous studies have suggested that the mantle beneath the Pyrenees was heterogeneous (Fabriès et al., 1998 and references therein). The occurrence of both depleted and enriched mantle is evidenced by the high variability of the ϵ_{Nd} for the ultramafic to mafic rocks from different locations in the Pyrenees (Pin, 1989; Roberts et al., 2000).
- (ii) The pre-Variscan magmatic rocks outcropping in the Axial Zone are abundant Cambro-Ordovician granites intruding the lower Paleozoic metasediments (Debon et al., 1996). The nature of the underlying lower crust is unknown and some authors infer the presence of basaltic to andesitic lithologies on the basis of petro-geochemical studies of magmatic rocks (Kilzi, 2014; Kilzi et al., 2016; Roberts et al., 2000).
- (iii) The Precambrian to Cambro-Ordovician metapelites that constitute the surrounding of the Lesponne dome are characterized by a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of 0.718 and a ϵ_{Nd} of -10 and are partially molten. Thus, they are considered as a possible source for the magmas. By contrast, the Silurian to carboniferous series in the Pyrenees were never affected by partial melting.

The diorite of the Lesponne dome has the most mafic and the least radiogenic signature of all the analyzed samples, and can be interpreted either as a primary magma issued from the partial melting of a mafic crust or as a mantle derived magma affected by fractional crystallization and crustal contamination. The isotopic signature of the dioritic sample from the Lesponne dome is similar to that of the gabbroic and dioritic rocks analyzed in the Querigut complex by Roberts et al. (2000; figure 5) and interpreted as mantle derived rocks. This signature requires either an enriched mantle source or that the primary magmas have been contaminated by a crustal component. These hypotheses are not mutually exclusive, and both have already been suggested for late-variscan high-K calc-alkaline magmatism in the Pyrenees (Ben Othman et al., 1984; Roberts et al., 2000), in the French Massif Central (Couzinié et al., 2016) or in Sardinia (e.g. Buzzi and Gaggero, 2008; Franciosi et al., 2019; Gaggero et al., 2007). It has been demonstrated elsewhere that the partial melting of a lower crust is responsible for the presence of inherited core in zircon grains found in the melt products (e.g. Hansmann and Oberli, 1991; Paquette et al., 2010; Smyth et al., 2007). By contrast, the lack of inherited cores in the zircon grains of the Lesponne diorite indicates that the source of the diorite was zircon-free and supports the hypothesis of a mantle origin. Thus, we propose that the Lesponne diorite results from the emplacement in the metasedimentary crust of a mantle derived magma that experienced crustal contamination. In the Chiroulet dome, fluid circulation is attested by i) peraluminous granite 15BL168 and diatexite leucosome 15BL164 having a Nb/Ta ratio lower than 5 (Table 1), which is distinctive of peraluminous granites that underwent sub-solidus hydrothermal alteration (Ballouard et al., 2016) and ii) abundance of tourmaline in the Devonian metasediments of the southern flank which highlight the occurrence of metasomatism (Deer et al., 2013). It is well known that fluid circulation combined with metamorphism may induce a change in the A/CNK ratio (e.g. Putnis and Austrheim, 2010) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (e.g. Dash et al., 1973). Consequently, amphibolite sample 15BL166 of the Chiroulet dome is interpreted as an equivalent of the Lesponne diorite despite its higher A/CNK ratio and lower $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values (Fig. 5).

The peraluminous rocks from the Lesponne and Chiroulet dome are interpreted as the melting product of the Precambrian to Ordovician

Table 2LA-ICPMS data for zircons. % Conc = percentage of concordance calculated as $100 \times ({}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{UAge}) / ({}^{207}\text{Pb}/{}^{235}\text{UAge})$.

Zircon	Content (ppm)			Th/U	Isotope ratios				Ages (Ma)						
	Pb	U	Th		²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	1 σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ	%Conc.
15MSB20 (Neuvielle granodiorite)															
6160117a	43	938	113	0.12	20.5	1.5	0.0519	1.2	303	4	307	4	280	24	101
7160117a	12	244	90	0.37	20.6	1.5	0.0528	1.3	307	4	305	4	320	26	99
8160117a	29	605	133	0.22	20.6	1.5	0.0528	1.2	307	4	305	4	321	24	99
9160117a	12	250	85	0.34	20.4	1.5	0.0521	1.3	306	4	308	4	290	25	101
10160117a	41	816	367	0.45	20.5	1.5	0.0521	1.2	305	4	307	4	291	24	101
11160117a	13	260	81	0.31	20.6	1.5	0.0520	1.3	304	4	306	4	287	26	101
12160117a	14	289	98	0.34	20.6	1.5	0.0524	1.3	306	4	306	4	304	25	100
23160117a	12	234	80	0.34	20.7	1.5	0.0523	1.3	303	4	304	4	297	26	100
27160117a	47	981	284	0.29	20.9	1.5	0.0523	1.2	301	4	302	4	300	24	100
28160117a	50	1065	213	0.2	20.7	1.5	0.0523	1.2	303	4	304	4	298	24	100
31160117a	15	299	135	0.45	20.7	1.5	0.0528	1.3	306	4	305	4	318	27	100
33160117a	47	949	332	0.35	20.7	1.5	0.0527	1.2	306	4	305	4	318	24	100
34160117a	17	334	134	0.4	20.8	1.5	0.0526	1.3	304	4	303	4	313	26	100
22200117c	65	1394	293	0.21	20.7	1.4	0.0527	1.5	305	3	304	4	314	25	100
23200117c	15	297	119	0.4	20.6	1.4	0.0520	1.6	303	4	305	4	285	28	101
31200117c	30	624	193	0.31	20.7	1.4	0.0519	1.7	302	4	305	4	282	31	101
34200117c	19	380	144	0.38	20.8	1.4	0.0524	1.6	303	4	303	4	304	28	100
15MSB22 (Neuvielle granodiorite)															
6160117c	13	252	83	0.33	20.7	1.4	0.0520	1.3	302	4	305	4	284	26	101
10160117c	11	213	75	0.35	20.7	1.5	0.0525	1.3	304	4	304	4	306	26	100
11160117c	15	304	97	0.32	20.9	1.5	0.0526	1.3	302	4	301	4	311	25	100
17160117c	14	285	80	0.28	20.8	1.5	0.0526	1.3	304	4	303	4	313	25	100
18160117c	16	320	115	0.36	20.7	1.5	0.0517	1.3	300	4	304	4	270	25	101
19160117c	11	223	65	0.29	20.8	1.5	0.0533	1.3	307	4	303	4	340	26	99
30160117c	9	192	63	0.33	20.7	1.5	0.0530	1.3	308	4	305	4	330	27	99
31160117c	11	219	79	0.36	20.6	1.5	0.0520	1.3	302	4	305	4	283	27	101
32160117c	12	246	81	0.33	20.9	1.5	0.0521	1.3	299	4	301	4	289	27	101
34160117c	14	274	118	0.43	20.7	1.5	0.0522	1.3	303	4	305	4	292	27	101
5200117d	28	572	246	0.43	20.8	1.4	0.0525	1.5	303	3	302	4	305	26	100
6200117d	16	334	154	0.46	21.0	1.4	0.0523	1.5	299	3	300	4	296	27	100
7200117d	14	298	101	0.34	20.9	1.4	0.0518	1.5	298	4	301	4	276	28	101
9200117d	20	408	180	0.44	20.9	1.4	0.0529	1.6	303	4	301	4	323	28	99
10200117d	21	428	163	0.38	20.9	1.4	0.0522	1.5	301	3	301	4	296	27	100
18200117d	9	180	58	0.32	21.1	1.4	0.0521	1.7	297	4	298	4	287	33	100
15BL179 (Lesponne diorite)															
5160117e	48	926	556	0.6	20.8	1.5	0.0525	1.2	303	4	303	4	308	24	100
6160117e	26	434	486	1.12	20.9	1.5	0.0530	1.2	304	4	301	4	328	24	99
7160117e	44	786	676	0.86	20.7	1.5	0.0525	1.2	304	4	304	4	309	24	100
8160117e	57	1002	862	0.86	20.6	1.5	0.0527	1.2	307	3	306	4	315	23	100
9160117e	16	307	181	0.59	20.7	1.5	0.0522	1.2	303	4	304	4	292	25	100
10160117e	59	1145	641	0.56	21.0	1.5	0.0528	1.2	303	3	300	4	321	23	99
11160117e	50	1007	594	0.59	21.9	1.5	0.0528	1.2	292	3	288	4	319	23	99
12160117e	38	661	641	0.97	21.0	1.5	0.0525	1.2	301	3	300	4	306	24	100
16160117e	39	774	426	0.55	21.7	1.5	0.0525	1.2	292	3	291	4	307	24	100
17160117e	37	612	667	1.09	20.8	1.5	0.0530	1.2	306	4	303	4	330	24	99
18160117e	49	831	897	1.08	20.9	1.5	0.0523	1.2	300	3	301	4	297	24	100
19160117e	65	1119	1287	1.15	21.7	1.5	0.0522	1.2	291	3	290	4	293	24	100
20160117e	30	599	365	0.61	21.9	1.5	0.0523	1.2	289	3	288	4	300	24	100
21160117e	26	591	142	0.24	22.5	1.5	0.0533	1.2	287	3	281	4	342	24	98
22160117e	41	759	486	0.64	20.8	1.5	0.0528	1.2	305	4	303	4	322	24	99
23160117e	33	562	652	1.16	21.6	1.5	0.0527	1.2	294	3	291	4	315	24	99
27160117e	35	579	758	1.31	21.8	1.5	0.0532	1.3	294	3	289	4	335	25	98
29160117e	23	405	409	1.01	21.1	1.5	0.0530	1.3	302	4	299	4	328	26	99
30160117e	18	376	165	0.44	22.3	1.5	0.0533	1.3	290	3	283	4	340	25	98
31160117e	30	626	269	0.43	21.6	1.5	0.0528	1.2	294	3	291	4	318	25	99
32160117e	47	1085	54	0.05	21.8	1.5	0.0521	1.2	290	3	290	4	291	24	100
33160117e	36	632	689	1.09	21.7	1.5	0.0523	1.2	292	3	291	4	297	25	100
34160117e	24	501	180	0.36	21.6	1.5	0.0522	1.3	292	3	292	4	292	25	100
6200117b	28	525	630	1.2	23.5	1.3	0.0519	1.5	270	3	269	3	281	26	100
8200117b	64	1407	788	0.56	24.0	1.3	0.0519	1.4	265	3	263	3	283	24	99
9200117b	71	1601	801	0.5	24.1	1.3	0.0524	1.4	266	3	262	3	303	24	98
11200117b	25	506	390	0.77	23.0	1.3	0.0526	1.5	278	3	274	3	312	25	99
16200117b	103	1755	2404	1.37	22.5	1.3	0.0531	1.4	286	3	280	3	331	24	98
17200117b	73	1429	1300	0.91	23.6	1.3	0.0532	1.4	275	3	268	3	338	24	97
18200117b	43	887	470	0.53	22.0	1.3	0.0534	1.5	293	3	286	3	345	25	98
19200117b	65	1300	1105	0.85	23.4	1.4	0.0526	1.4	274	3	269	3	312	24	98
20200117b	32	613	570	0.93	22.5	1.3	0.0522	1.5	281	3	280	3	292	25	100
21200117b	34	686	370	0.54	22.0	1.3	0.0537	1.5	294	3	286	3	356	25	97
22200117b	74	1459	1269	0.87	23.2	1.3	0.0524	1.5	276	3	273	3	301	24	99
23200117b	41	809	720	0.89	23.2	1.3	0.0524	1.5	275	3	272	3	302	25	99
28200117b	19	450	108	0.24	22.8	1.3	0.0526	1.5	281	3	277	3	313	26	99

Table 2 (continued)

Zircon	Content (ppm)			Th/U	Isotope ratios				Ages (Ma)						
	Pb	U	Th		²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	1 σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ	%Conc.
29200117b	72	1291	1239	0.96	21.4	1.4	0.0521	1.5	294	3	295	3	288	25	100
30200117b	19	334	291	0.87	20.5	1.3	0.0524	1.5	306	4	307	4	303	27	100
31200117b	44	866	520	0.6	21.5	1.4	0.0523	1.5	294	3	293	3	297	26	100
32200117b	65	1138	1343	1.18	21.6	1.4	0.0523	1.5	293	3	292	3	297	26	100
33200117b	56	1020	908	0.89	21.3	1.4	0.0525	1.5	297	3	296	3	309	26	100
34200117b	53	872	1125	1.29	21.3	1.3	0.0525	1.5	297	3	296	3	305	26	100
15BL177 (Lesponne granite)															
6160117d	51	924	942	1.02	22.0	1.5	0.0527	1.2	290	3	287	4	315	24	99
7160117d	33	649	441	0.68	21.9	1.5	0.0534	1.2	294	3	288	4	344	24	98
8160117d	52	729	350	0.48	14.8	1.5	0.0566	1.2	430	5	422	5	474	23	98
9160117d	53	919	1075	1.17	22.0	1.5	0.0527	1.2	290	3	286	4	317	24	99
10160117d	59	1296	467	0.36	22.7	1.5	0.0572	1.2	303	3	278	4	500	23	92
11160117d	21	384	388	1.01	21.9	1.5	0.0531	1.2	292	4	288	4	332	25	99
12160117d	57	1286	231	0.18	21.8	1.5	0.0524	1.2	290	3	289	4	302	24	100
16160117d	13	118	65	0.55	9.4	1.5	0.0616	1.3	653	7	650	8	661	24	100
17160117d	54	1044	762	0.73	21.9	1.5	0.0523	1.2	289	3	288	4	296	24	100
18160117d	49	848	890	1.05	21.5	1.5	0.0531	1.2	298	3	293	4	334	24	98
19160117d	34	735	250	0.34	21.9	1.5	0.0527	1.2	290	3	287	4	314	24	99
20160117d	26	261	204	0.78	11.5	1.5	0.0592	1.2	543	6	536	7	573	23	99
22160117d	26	580	191	0.33	22.5	1.5	0.0543	1.2	292	3	281	4	384	24	96
27160117d	64	725	44	0.06	10.6	1.5	0.0600	1.2	584	6	579	7	603	23	99
28160117d	29	275	85	0.31	9.5	1.5	0.0615	1.2	649	7	647	8	657	23	100
29160117d	17	215	65	0.3	13.2	1.5	0.0577	1.3	479	5	470	6	518	24	98
30160117d	135	2283	3036	1.33	22.1	1.5	0.0542	1.2	295	3	285	4	379	24	97
31160117d	75	965	154	0.16	12.3	1.5	0.0581	1.2	507	5	502	6	531	24	99
32160117d	138	1489	253	0.17	10.4	1.5	0.0602	1.2	594	6	590	7	611	23	99
5180117g	70	1437	374	0.26	20.2	1.4	0.0543	1.3	319	3	311	4	381	24	97
6180117g	79	1931	309	0.16	23.7	1.4	0.0525	1.3	271	3	267	3	308	24	99
7180117g	34	895	9	0.01	24.4	1.4	0.0530	1.3	266	3	259	3	330	25	97
8180117g	70	1282	1128	0.88	21.6	1.4	0.0527	1.3	294	3	292	3	317	25	99
9180117g	60	1553	47	0.03	24.1	1.4	0.0537	1.3	272	3	262	3	357	24	96
10180117g	30	597	376	0.63	21.6	1.4	0.0546	1.3	304	3	292	3	396	25	96
11180117g	85	1867	411	0.22	21.6	1.4	0.0559	1.3	310	3	292	3	447	23	94
12180117g	81	2062	186	0.09	24.3	1.4	0.0543	1.3	273	3	261	3	381	24	96
16180117g	40	852	588	0.69	23.3	1.4	0.0528	1.3	276	3	271	3	321	26	98
17180117g	61	1587	365	0.23	25.4	1.4	0.0534	1.3	259	3	249	3	346	25	96
18180117g	43	844	734	0.87	23.3	1.4	0.0530	1.3	277	3	271	3	328	26	98
19180117g	65	1398	979	0.7	23.9	1.4	0.0531	1.3	271	3	264	3	332	25	97
20180117g	39	745	738	0.99	22.9	1.4	0.0543	1.4	287	3	276	3	382	26	96
21180117g	54	1230	467	0.38	23.3	1.4	0.0537	1.4	280	3	271	3	356	27	97
22180117g	57	1439	29	0.02	23.1	1.4	0.0521	1.3	275	3	273	3	290	26	99
23180117g	78	1656	1225	0.74	23.8	1.4	0.0526	1.4	270	3	265	3	312	26	98
6200117e	26	352	67	0.19	14.0	1.3	0.0612	1.5	478	5	443	5	645	24	93
7200117e	38	377	102	0.27	10.1	1.3	0.0625	1.5	624	6	606	7	690	23	97
8200117e	53	441	578	1.31	11.1	1.3	0.0614	1.4	576	5	557	6	653	23	97
9200117e	23	214	158	0.74	10.8	1.3	0.0636	1.5	604	6	571	6	728	24	95
10200117e	49	944	1038	1.1	24.3	1.3	0.0532	1.5	268	3	260	3	338	24	97
11200117e	82	1518	1670	1.1	23.4	1.3	0.0525	1.4	274	3	270	3	308	24	99
12200117e	29	577	467	0.81	23.5	1.3	0.0529	1.5	274	3	269	3	323	25	98
16200117e	124	2412	2629	1.09	24.2	1.3	0.0523	1.4	265	3	261	3	299	24	98
17200117e	19	343	367	1.07	22.0	1.3	0.0531	1.6	292	3	287	3	334	28	98
18200117e	93	2107	1138	0.54	24.3	1.3	0.0526	1.4	265	3	260	3	313	24	98
19200117e	123	2260	1876	0.83	21.6	1.3	0.0523	1.4	293	3	292	3	298	24	100
20200117e	62	1384	623	0.45	23.5	1.3	0.0527	1.5	274	3	269	3	316	25	98
21200117e	73	1393	1212	0.87	22.3	1.3	0.0538	1.5	291	3	283	3	363	25	97
22200117e	24	471	396	0.84	23.0	1.4	0.0536	1.5	282	3	274	3	353	26	97
23200117e	38	388	109	0.28	10.2	1.3	0.0603	1.5	604	6	601	7	615	24	100
27200117e	29	554	465	0.84	21.8	1.4	0.0520	1.6	289	3	290	3	285	28	100
28200117e	13	285	83	0.29	20.8	1.4	0.0540	1.6	310	4	302	3	371	28	97
29200117e	76	1652	611	0.37	21.9	1.4	0.0520	1.5	287	3	288	3	285	26	100
30200117e	23	387	395	1.02	20.4	1.4	0.0595	1.5	343	4	308	4	587	25	90
31200117e	38	816	318	0.39	21.7	1.3	0.0524	1.5	292	3	290	3	301	26	99
32200117e	43	984	384	0.39	23.4	1.4	0.0560	1.5	289	3	270	3	450	25	93
33200117e	33	587	628	1.07	21.5	1.4	0.0519	1.5	291	3	293	3	280	27	101
34200117e	84	1777	1564	0.88	23.7	1.4	0.0526	1.5	271	3	267	3	311	26	99
15BL176 (Lesponne migmatite)															
5190117b	42	900	90	0.1	20.8	1.5	0.0564	1.3	322	4	303	4	467	24	94
6190117b	104	2391	120	0.05	21.4	1.5	0.0528	1.3	298	3	295	4	320	24	99
7190117b	61	1074	967	0.9	20.6	1.5	0.0525	1.3	306	3	306	4	307	24	100
8190117b	98	2176	370	0.17	21.6	1.5	0.0548	1.3	305	3	292	3	405	23	96
9190117b	155	3333	1367	0.41	22.4	1.5	0.0564	1.2	303	3	282	3	466	23	93
10190117b	73	1069	118	0.11	14.1	1.5	0.0768	1.3	568	5	441	5	1115	21	78

(continued on next page)

Table 2 (continued)

Zircon	Content (ppm)			Th/U	Isotope ratios				Ages (Ma)						
	Pb	U	Th		²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	1 σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ	%Conc.
11190117b	92	2104	0	0	20.8	1.5	0.0531	1.3	306	3	303	4	332	24	99
16190117b	59	1250	288	0.23	20.8	1.5	0.0535	1.3	308	3	302	4	350	25	98
17190117b	73	1598	176	0.11	20.8	1.5	0.0533	1.3	307	3	303	4	343	24	99
18190117b	57	625	194	0.31	11.0	1.5	0.0588	1.3	560	6	561	7	558	23	100
19190117b	49	404	473	1.17	10.7	1.5	0.0597	1.3	580	6	576	7	594	24	99
20190117b	115	2744	357	0.13	22.7	1.5	0.0537	1.3	286	3	278	3	357	24	97
21190117b	24	423	372	0.88	20.9	1.5	0.0527	1.4	303	4	301	4	316	28	99
22190117b	102	2000	1040	0.52	21.0	1.5	0.0532	1.3	304	3	300	4	335	25	99
23190117b	44	832	83	0.1	18.0	1.5	0.0560	1.3	363	4	349	4	452	24	96
27190117b	75	1535	553	0.36	20.7	1.5	0.0521	1.3	303	3	305	4	290	25	101
28190117b	84	1818	218	0.12	20.7	1.5	0.0521	1.3	303	3	305	4	288	25	101
30190117b	16	149	113	0.76	10.7	1.5	0.0600	1.4	583	6	577	7	604	27	99
31190117b	70	1800	90	0.05	24.0	1.5	0.0541	1.3	275	3	263	3	374	25	96
32190117b	110	2641	264	0.1	22.7	1.5	0.0522	1.3	280	3	279	3	293	25	100
33190117b	94	2214	221	0.1	22.4	1.5	0.0528	1.3	286	3	282	3	320	25	99
34190117b	103	2200	418	0.19	20.7	1.5	0.0522	1.3	303	3	304	4	295	26	100
5200117a	24	448	493	1.1	22.4	1.4	0.0524	1.5	283	3	281	3	303	25	99
7200117a	20	228	64	0.28	11.1	1.4	0.0592	1.5	559	6	556	6	574	24	99
8200117a	60	1496	15	0.01	22.4	1.4	0.0526	1.4	285	3	282	3	312	24	99
10200117a	9	180	112	0.62	21.3	1.4	0.0529	1.6	299	4	296	4	325	29	99
11200117a	118	1025	390	0.38	8.9	1.4	0.0626	1.4	690	6	689	8	695	22	100
12200117a	154	2954	30	0.01	17.6	1.4	0.0558	1.4	368	4	356	4	444	22	97
16200117a	245	2443	366	0.15	9.6	1.4	0.0640	1.4	662	6	639	7	743	22	97
18200117a	102	1897	2087	1.1	23.1	1.4	0.0555	1.4	291	3	274	3	431	23	94
19200117a	20	475	133	0.28	23.6	1.4	0.0528	1.5	273	3	268	3	321	25	98
20200117a	50	577	63	0.11	11.1	1.4	0.0632	1.4	587	6	554	6	714	23	94
21200117a	82	2050	287	0.14	23.9	1.4	0.0525	1.4	269	3	265	3	308	24	99
22200117a	103	2049	1721	0.84	23.4	1.4	0.0524	1.4	273	3	269	3	302	24	99
23200117a	36	657	696	1.06	22.3	1.4	0.0544	1.5	294	3	283	3	389	25	96
27200117a	84	1848	869	0.47	23.1	1.4	0.0538	1.4	282	3	273	3	361	24	97
29200117a	16	162	50	0.31	10.2	1.4	0.0620	1.5	619	6	604	7	673	25	98
31200117a	41	1007	40	0.04	23.3	1.4	0.0566	1.5	294	3	272	3	477	25	93
32200117a	16	378	110	0.29	23.4	1.3	0.0528	1.5	275	3	270	3	321	27	98
34200117a	31	281	219	0.78	10.5	1.4	0.0595	1.5	585	6	586	7	584	25	100
15BL168 (Chiroulet granite)															
5170117f	7	59	65	1.11	10.1	1.3	0.0615	1.4	620	7	609	7	658	28	98
6170117f	169	2204	419	0.19	12.7	1.3	0.0577	1.1	494	5	489	6	517	22	99
7170117f	441	11,248	112	0.01	23.5	1.3	0.0553	1.1	285	3	269	3	426	23	94
8170117f	28	301	27	0.09	10.5	1.3	0.0665	1.2	638	6	587	7	822	23	92
9170117f	61	383	234	0.61	7.0	1.3	0.0702	1.2	881	7	860	10	934	22	98
10170117f	49	438	337	0.77	10.2	1.3	0.0602	1.2	603	6	601	7	609	23	100
11170117f	228	6340	63	0.01	25.4	1.3	0.0530	1.1	256	3	249	3	329	23	97
17170117f	60	1414	14	0.01	21.5	1.3	0.0533	1.2	299	3	294	3	341	24	98
18170117f	107	1923	77	0.04	16.8	1.3	0.0575	1.2	393	4	373	4	512	23	95
19170117f	15	214	19	0.09	13.3	1.3	0.0580	1.3	479	5	468	5	531	27	98
21170117f	152	1207	616	0.51	8.8	1.3	0.0702	1.2	752	7	692	8	935	22	92
22170117f	23	542	11	0.02	21.6	1.3	0.0531	1.2	297	3	292	3	332	26	98
23170117f	82	2085	0	0	23.4	1.3	0.0546	1.2	283	3	270	3	397	24	95
27170117f	127	2938	59	0.02	21.3	1.3	0.0532	1.2	300	3	295	3	337	24	98
28170117f	161	3828	38	0.01	21.6	1.3	0.0526	1.2	294	3	291	3	312	25	99
30170117f	54	1177	24	0.02	20.1	1.3	0.0553	1.2	327	4	313	4	424	25	96
31170117f	274	7304	73	0.01	24.3	1.3	0.0528	1.2	266	3	260	3	321	25	98
32170117f	160	3121	250	0.08	18.7	1.3	0.0568	1.2	355	4	336	4	485	24	95
33170117f	90	2078	42	0.02	21.3	1.3	0.0562	1.2	315	3	295	3	459	25	94
34170117f	38	905	0	0	21.6	1.3	0.0527	1.3	294	3	291	3	314	27	99
6170117g	764	17902	179	0.01	21.6	1.3	0.0546	1.1	303	3	291	3	397	23	96
7170117g	43	362	235	0.65	9.4	1.3	0.0619	1.2	658	6	654	7	672	23	99
8170117g	60	1401	0	0	21.3	1.3	0.0520	1.2	295	3	296	3	287	24	100
9170117g	121	926	148	0.16	7.4	1.3	0.0689	1.1	836	7	814	9	895	21	97
11170117g	104	2008	120	0.06	18.4	1.3	0.0556	1.1	354	4	341	4	435	23	96
16170117g	80	962	144	0.15	11.6	1.3	0.0583	1.2	536	5	535	6	541	24	100
17170117g	99	932	550	0.59	10.3	1.3	0.0611	1.2	605	6	595	7	642	23	98
18170117g	44	363	87	0.24	8.2	1.3	0.0645	1.2	748	7	744	8	759	23	99
19170117g	50	546	180	0.33	11.1	1.3	0.0586	1.2	554	5	554	6	553	24	100
20170117g	85	2036	0	0	21.8	1.3	0.0529	1.2	293	3	289	3	324	24	99
21170117g	112	1349	13	0.01	11.0	1.3	0.0614	1.2	578	5	560	6	652	23	97
22170117g	140	3546	35	0.01	23.2	1.3	0.0536	1.2	281	3	272	3	354	24	97
23170117g	27	244	273	1.12	11.2	1.3	0.0585	1.2	550	6	551	6	549	25	100
27170117g	85	825	198	0.24	9.5	1.3	0.0618	1.2	649	6	644	7	667	23	99
28170117g	55	1107	33	0.03	19.5	1.3	0.0657	1.2	388	4	323	4	796	23	83
29170117g	22	247	96	0.39	11.8	1.3	0.0584	1.3	530	6	526	6	545	26	99
30170117g	31	285	63	0.22	9.1	1.3	0.0628	1.2	679	7	673	8	700	24	99
31170117g	161	1621	324	0.2	9.9	1.3	0.0644	1.2	651	6	622	7	753	23	96
32170117g	129	3172	32	0.01	22.4	1.3	0.0522	1.2	283	3	282	3	294	25	100

Table 2 (continued)

Zircon	Content (ppm)			Th/U	Isotope ratios				Ages (Ma)						
	Pb	U	Th		$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	%Conc.
33170117g	126	2372	24	0.01	17.4	1.3	0.0627	1.2	410	4	361	4	697	24	88
34170117g	183	4701	47	0.01	23.4	1.3	0.0561	1.2	290	3	270	3	456	24	93
5180117e	33	371	100	0.27	11.1	1.4	0.0598	1.3	563	5	555	6	596	23	99
6180117e	51	1097	121	0.11	21.3	1.4	0.0555	1.3	312	3	296	3	431	24	95
7180117e	145	4088	41	0.01	25.6	1.4	0.0531	1.3	256	3	247	3	334	24	96
8180117e	72	870	78	0.09	11.6	1.4	0.0602	1.3	549	5	534	6	612	23	97
9180117e	52	735	74	0.1	13.2	1.4	0.0584	1.3	482	5	469	5	544	23	97
10180117e	43	199	378	1.9	7.0	1.4	0.0724	1.3	904	7	866	10	997	22	96
11180117e	63	1724	0	0	25.3	1.3	0.0561	1.3	271	3	250	3	455	23	92
12180117e	58	871	17	0.02	13.9	1.4	0.0609	1.3	480	5	448	5	637	23	93
16180117e	83	2017	20	0.01	22.1	1.4	0.0522	1.3	287	3	286	3	296	24	100
18180117e	247	6422	64	0.01	23.9	1.4	0.0548	1.3	279	3	264	3	405	23	95
19180117e	23	172	170	0.99	9.2	1.4	0.0690	1.5	721	7	666	8	897	26	92
20180117e	52	289	205	0.71	6.2	1.4	0.0731	1.3	976	8	958	10	1016	22	98
21180117e	127	3395	34	0.01	24.5	1.4	0.0530	1.3	265	3	258	3	328	24	97
22180117e	118	2765	221	0.08	22.7	1.4	0.0533	1.3	285	3	279	3	341	24	98
23180117e	134	3646	36	0.01	24.9	1.4	0.0520	1.3	258	3	254	3	287	24	98
27180117e	174	4552	46	0.01	24.0	1.4	0.0523	1.3	267	3	264	3	298	25	99
29180117e	19	111	92	0.83	7.0	1.4	0.0701	1.4	882	8	863	9	931	24	98
30180117e	134	3668	37	0.01	25.2	1.3	0.0526	1.3	257	3	251	3	312	25	98
31180117e	57	448	13	0.03	7.4	1.4	0.0692	1.3	841	7	818	9	904	23	97
32180117e	7	66	30	0.46	9.7	1.4	0.0629	1.6	647	7	631	7	704	30	98
33180117e	35	811	24	0.03	21.8	1.4	0.0533	1.4	295	3	290	3	340	26	98
34180117e	153	3731	75	0.02	22.5	1.4	0.0523	1.3	282	3	280	3	300	25	99
15BL164 (Chiroulet migmatite)															
8180117a	232	5530	12	0	21.6	1.4	0.0527	1.3	294	3	292	3	316	24	99
10180117a	79	2148	2	0	24.7	1.4	0.0532	1.3	264	3	256	3	336	24	97
12180117a	366	9724	9	0	24.1	1.4	0.0528	1.3	268	3	262	3	320	24	98
16180117a	190	4690	3	0	22.5	1.4	0.0528	1.3	285	3	280	3	321	24	98
17180117a	218	5219	3	0	21.9	1.4	0.0532	1.3	294	3	288	3	338	24	98
18180117a	196	4900	4	0	22.7	1.4	0.0527	1.3	282	3	278	3	315	24	99
19180117a	326	7827	10	0	21.9	1.4	0.0527	1.3	291	3	288	3	314	24	99
22180117a	350	8187	9	0	21.4	1.4	0.0535	1.3	300	3	294	3	350	24	98
29180117a	310	7414	8	0	21.9	1.4	0.0527	1.3	291	3	288	3	318	24	99
30180117a	330	8742	74	0.01	24.4	1.4	0.0529	1.3	266	3	259	3	323	25	97
32180117a	465	10,744	30	0	21.2	1.4	0.0525	1.3	298	3	297	3	306	25	100
34180117a	222	5223	6	0	21.6	1.4	0.0530	1.3	297	3	292	3	331	25	98
6180117d	158	3748	7	0	21.2	1.4	0.0529	1.3	300	3	297	4	324	24	99
7180117d	157	3934	4	0	22.5	1.4	0.0531	1.3	286	3	281	3	333	24	98
9180117d	215	5493	6	0	22.9	1.4	0.0521	1.3	277	3	275	3	292	24	99
12180117d	442	11,315	6	0	23.1	1.4	0.0523	1.3	276	3	273	3	299	24	99
17180117d	705	17,095	413	0.02	22.2	1.4	0.0521	1.3	285	3	284	3	291	24	100
18180117d	187	4785	9	0	23.4	1.4	0.0529	1.3	275	3	270	3	323	25	98
19180117d	146	3660	4	0	23.0	1.4	0.0531	1.3	280	3	274	3	331	25	98
20180117d	306	8061	7	0	24.2	1.4	0.0529	1.3	268	3	261	3	323	25	97
27180117d	495	12,114	33	0	22.7	1.3	0.0522	1.3	279	3	278	3	294	26	100
30180117d	201	4917	5	0	22.9	1.3	0.0529	1.3	280	3	275	3	325	26	98
31180117d	250	6163	11	0	23.1	1.3	0.0530	1.4	279	3	273	3	329	26	98
33180117d	193	4848	4	0	23.6	1.3	0.0524	1.4	272	3	268	3	304	27	99
34180117d	213	5242	5	0	23.1	1.3	0.0529	1.4	278	3	273	3	325	27	98

metasediments as evidenced by their relationships with the migmatites (Fig. 3f). This hypothesis is further supported by the presence of inherited cores in some of the zircon crystals yielding apparent ages between 960 and 470 Ma. Nevertheless, the isotopic signatures ($0.711 < ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{t}} < 0.714$ and $-12 < \varepsilon\text{Nd}_{\text{t}} < -6$) lay between the signature of the Precambrian to Ordovician metasediments ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0.718$, $\varepsilon\text{Nd} \approx -10$) and that of the Lesponne diorite. This requires either a mixture of sources or a contamination of the mafic magmas by felsic melts, as evidenced by the contact between the two types of magma in the Lesponne area (Fig. 3a).

The Neouvielle pluton, emplaced in the Devonian to Carboniferous upper crust, has an isotopic signature intermediate between the Lesponne diorite and the Lesponne metasediments, which suggests a mixed mantle-metasedimentary source. The granodioritic composition, the metaluminous signature of the dark facies and the absence of inherited cores in zircon underlines the mantle contribution. The peraluminous signature of the light facies and its enriched isotopic signatures evidence the sediment contribution, but it remains unclear if

these represent sediment assimilation or magma mixing with the products of partial melting in the deep crust.

8.2. Chronology of the HT-LP event

U-Pb dating reveal two distinct groups of Concordia ages with weighted averages of 303 ± 1 Ma and 290 ± 3 Ma respectively. The ca. 303 event is recorded in the Neouvielle granodiorite, the Lesponne diorite and the Lesponne–Chiroulet migmatites while the ca. 290 Ma event is recorded in the Lesponne–Chiroulet granites as well as in the Lesponne diorite. The geochronological results show that metamorphic and magmatic activity cover a period of at least 10 My from ca. 303 to 290 Ma. One could interpret these two sets of ages as the result of two magmatic events, with first a crystallization phase of migmatites, granodiorites and diorites at 303 Ma and a minor event at 290 Ma corresponding to the emplacement of leucogranites. However, such an interpretation is in contradiction with some field observations such as i) leucosomes of migmatites and leucogranitic sills in the Lesponne

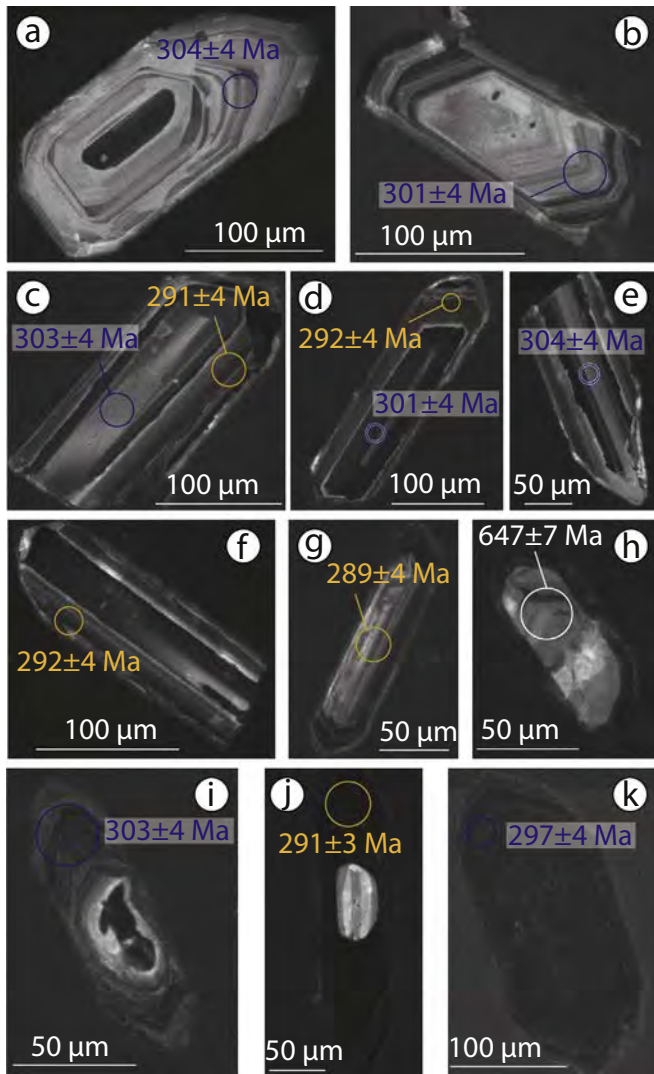


Fig. 6. Cathodoluminescence images of representative zircon grains from the dated samples. Blue circles and yellow circles correspond to analyses yielding Carboniferous (303 Ma) and Permian (292 Ma) ages respectively. Images correspond to sample: (a) and (b) light and dark Neouvielle granodiorites; (c), (d), (e) and (f) Lesponne diorite; (g) and (h) Lesponne granite; (i) Lesponne migmatite; (j) Chiroulet granite and (k) Chiroulet migmatite. Ages on the figure correspond to apparent $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages.

dome share the same petrographic characteristics (Fig. 3b), ii) the observed progressive transition from migmatites to leucogranites is a feeding contact rather than an intrusive contact, suggesting genetic relationship and synchronous emplacement during deformation and iii) the presence of zircon overgrowths at 290 Ma and a diffuse contact between the Lesponne diorite and granite suggests the coexistence of these two types of magmas (Fig. 3a). We thus rather suggest a continuous long-lasting magmatic event, extending at least from 303 Ma to 290 Ma. In this scenario, the 303 ± 3 Ma concordant age for diorites is interpreted as its emplacement age within the partially molten middle part of the crust (Fig. 9a). Indeed, zircon in the migmatites from both the Chiroulet and the Lesponne domes started to crystallize at that time. In detail, in the Lesponne, 11 overgrowths of zircon grains yield a concordant age at 302 ± 3 Ma. In the Chiroulet diatexite, zircon analyses yield a minimum age of 297 ± 6 Ma. Within uncertainty, this minimum age matches the ca. 303 Ma age of the Neouvielle granodiorite and the Lesponne migmatite. It is therefore suggested that the anatexis was initiated at ca. 303 Ma in the middle part of the crust (Fig. 9a) for both the Lesponne and the Chiroulet domes. At the same time, the Neouvielle granodioritic pluton crystallized in the upper crust at ca.

303 Ma (Fig. 9a; 305 ± 2 Ma and 302 ± 2 Ma for the light and dark facies respectively). In agreement with structural and petrographic observations, we propose that the deep and middle parts of the crust remained hot and partially molten within the gneiss domes for about at least 10 My from ca. 303 Ma to 290 Ma (Fig. 9b). Crustal anatexis at 290 Ma is attested by the two well defined groups of concordant ages in the Lesponne porphyritic granite (290 ± 1 Ma) and in the Chiroulet leucogranite (290 ± 3 Ma) that are interpreted as products of the partial melting of the host metasediments. The depleted REE pattern of the Chiroulet leucogranite suggests that it results from multi-stage melt extraction between the onset of the partial melting at ca. 303 Ma and its emplacement at ca. 290 Ma (Fig. 9b). Dioritic magmatism ended at the same time, as recorded by the youngest concordant age of the Lesponne diorite (292 ± 2 Ma). Phase equilibria modelling (Fig. 8a) shows that the temperature peak during the late Variscan HT–LP metamorphic event is about 700 °C in the Lesponne–Chiroulet domes, which matches the solidus temperature of the dioritic magmas (Fig. 8b). It is thus suggested that the Lesponne diorite, emplaced at depth, had remained at a temperature close to its solidus temperature from 303 to 290 Ma. New zircon growth in the partially crystallized magma may have been triggered at 290 Ma by either slight reheating followed by cooling due to a thermal pulse or by a change in magma chemistry, possibly due to magma mixing with the granitic melts. We thus interpret the ca. 290 Ma date recorded in the Lesponne diorite as the crystallization age of the last liquids in the dioritic magma emplaced in the middle part of the crust at ca. 303 Ma (Fig. 9a and b). By contrast, the Neouvielle granodiorite emplaced at a shallower depth, in a surrounding characterized by a temperature below the solidus and remained fully crystallized since ca. 303 Ma.

8.3. Duration and origin of the late Variscan HT–LP event

The at least 10 My-long HT metamorphic and magmatic activity highlighted by our study in the Chiroulet and Lesponne massifs has been widely documented in the rest of the Axial Zone of the Pyrenees (e.g. Denèle et al., 2014 and references therein). Similar metamorphic-magmatic event, characterized by partially molten metasediments, tonalite and gabbro-diorite intrusions taking place over a timespan of about 10 My was proposed in the Roc de Frausa massif (Aguilar et al., 2014). In the Lys-Caillaouas massif and Bossost dome, the emplacement of plutons occurred around 300–297 Ma, following earlier crystallization of few zircon grains between 320 and 307 Ma possibly due to the initiation of HT–LP metamorphism (Esteban et al., 2015; Lopez-Sanchez et al., 2018). Several studies have evidenced the presence of partially molten crust during periods longer than 10 My in other high temperature terranes (Ashwal et al., 1999; Laurent et al., 2018; Vanderhaeghe, 2009) with multiple stages of zircon crystallization (Harley et al., 2007). Such widespread thermal event at the Carboniferous–Permian transition is consequently not restricted to the Pyrenean crust of the axial zone. High temperature – low pressure metamorphism and associated plutonism also affected the entire southern realm of the Variscan belt (Pin and Vielzeuf, 1983), in the North Pyrenean Massifs (Delaperrière et al., 1994; Olivier et al., 2008; Guille et al., 2018), the Montagne Noire (Poujol et al., 2017), the French Massif Central (e.g. Moyen et al., 2017), the Iberian Massif (Martínez-Catalán et al., 2014), the Alps (e.g. Klötzli et al., 2014; Petri et al., 2017; Schuster and Stüwe, 2008), Sardinia-Corsica-Maures block (e.g. Casini et al., 2015; Cocherie et al., 2015; Corsini and Rolland, 2009; Gaggero et al., 2017), and Calabria (e.g. Graessner et al., 2000; Fornelli et al., 2011). In the Ivrea zone (Klötzli et al., 2014) as well as in the Pyrenees (Pereira et al., 2014), it is recognized that significant mantle derived magmatism takes place at the end of the high temperature metamorphic episode. Because this thermal event affected the foreland of the belt where no major thickening of the crust is recognized (Cochelin et al., 2017), the thermal maturation of a thickened crust cannot be advocated to explain this late metamorphism and an alternative heat source is needed (Saint

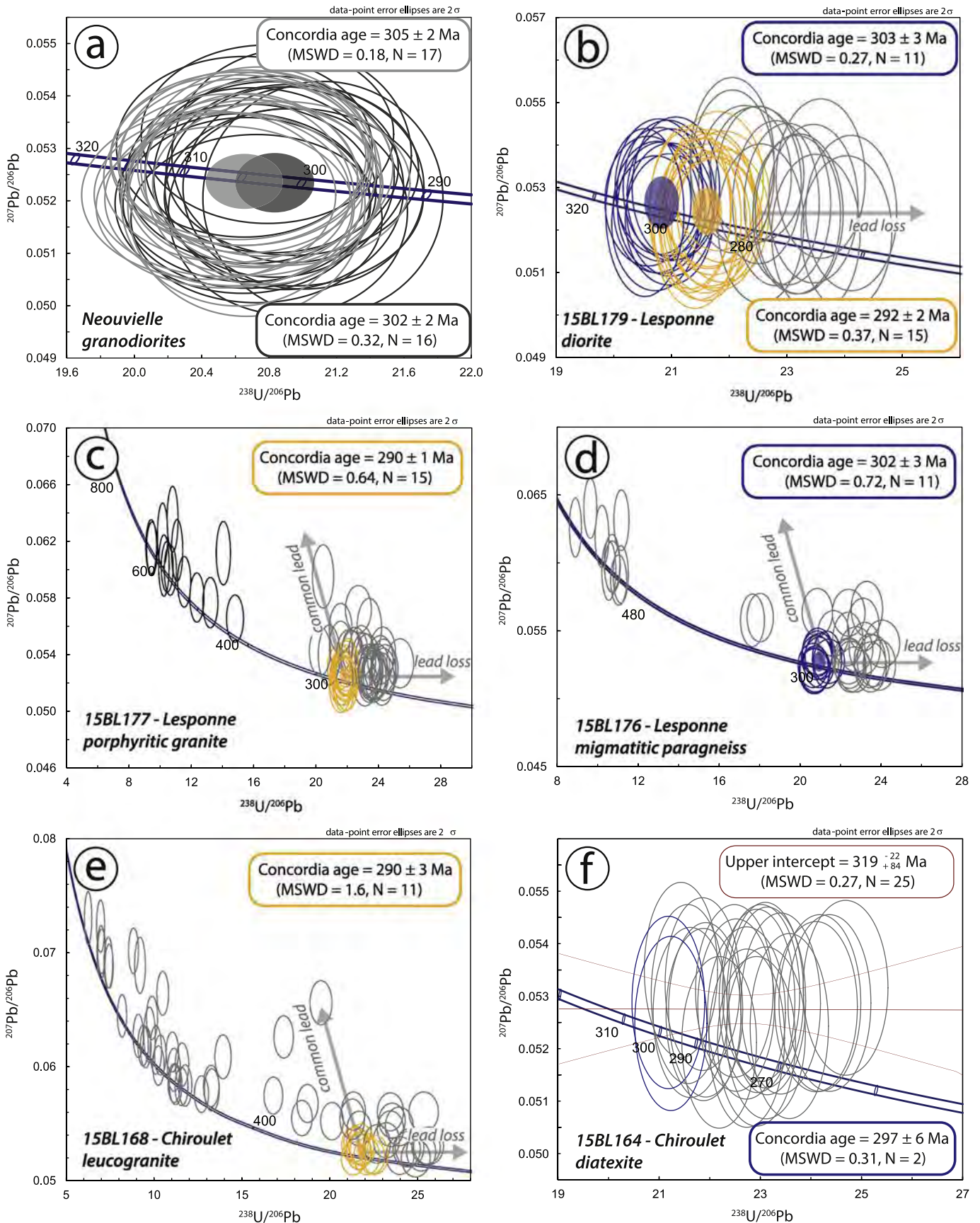


Fig. 7. Tera-Wasserburg representation of U–Pb analyses on zircon. For the Neuvielle pluton, dark and light ellipses represent respectively the dark and the light facies. For the metamorphic domes, yellow and blue ellipses represent the Permian and Carboniferous ages respectively. Grey ellipses are for the inherited cores and for the analyses with a recent lead loss or common lead. In the diagrams, errors ellipses and ages are reported at 2σ . All MSWD (Mean Square of the Weighted Deviates) values reported for the Concordia Ages correspond to “Concordance + Equivalence” as defined by Ludwig’s publication (1998).

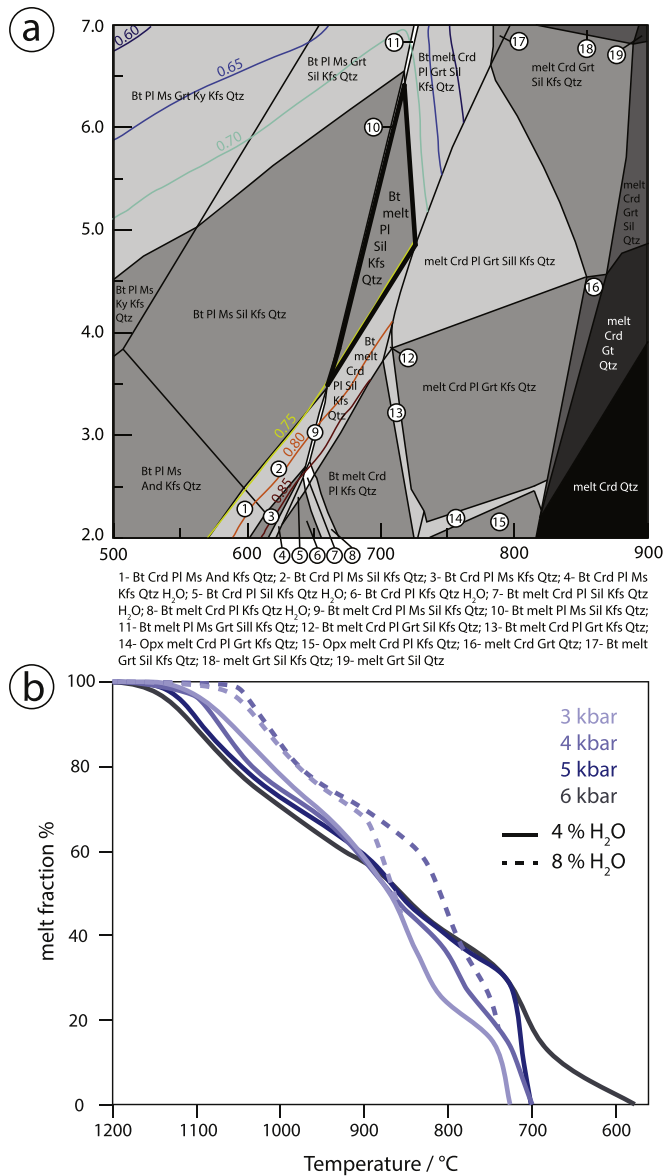


Fig. 8. (a) Result of phase equilibria modelling for sample 15BL176 (migmatitic micaschist of the Lesponne dome) presented as isochemical diagram section. X_{Mg} isopleths of biotite are represented. (b) Diagram showing melt fraction as a function of temperature during the cooling of a dioritic melt.

Blanquat et al., 1990). Heat advection by intrusion of mafic magma can locally induce thermal anomalies (e.g. De Yoreo et al., 1991), but is unlikely to induce a global scale heating of the crust leading to anatexis. Moreover, in the absence of recognized water influx that would lower mantle solidus, the initiation of partial melting in the mantle itself requires either mantle upwelling or heating, which would correspond in any case to an increase of the thermal mantle flux at the base of the crust. Geodynamic processes such as thermal erosion or delamination of lithospheric mantle can be advocated here (Cochelin et al., 2017; Denèle et al., 2014). The latter is supposed to have taken place within the hinterland of the belt after 340–330 Ma (Armorican Massif, see Gapais et al., 2015; Ballouard et al., 2017; Iberian Massif, see Martínez-Catalán et al., 2014; French Massif Central, see Laurent et al., 2017). Southward propagation of magmatism and metamorphism from the hinterland to the foreland of the belt in the French Massif Central until ca. 300 Ma was interpreted as the response to slab rollback leading to the delamination of the lithospheric mantle by Laurent et al. (2017). This interpretation is challenged by our geochronological data, that

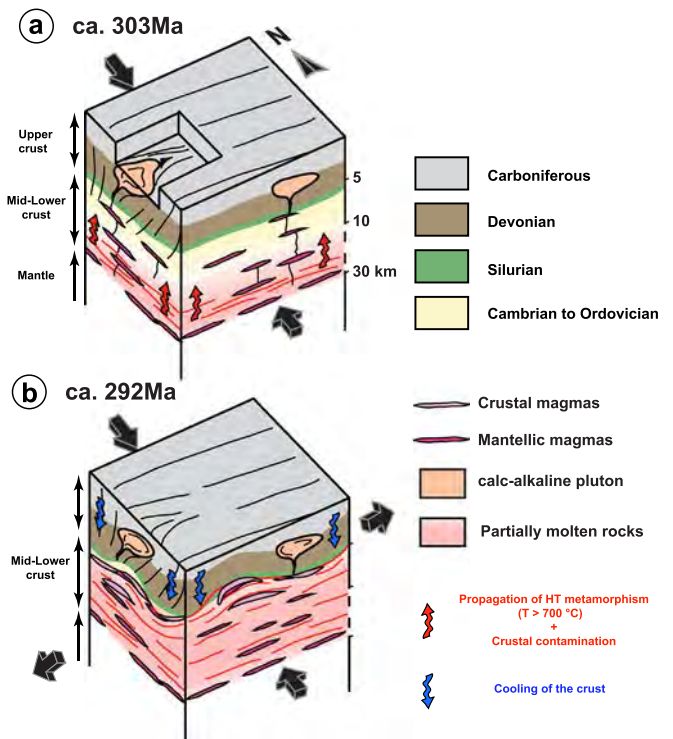


Fig. 9. Schematic three-dimensional block-diagram of the studied area at 303 and 292 Ma representing the evolution of the intermediate and upper Variscan crust during the late high temperature event.

shows that the magmatic activity in the Pyrenees is coeval with that in the south of the Massif Central, despite its southern foreland position. We thus propose that the initiation of metamorphism and bimodal magmatism at ca. 305 Ma in the Axial Zone is the expression of the delamination of the Gondwanan lithospheric mantle at a global scale in the Variscan belt. This interpretation is supported by recent structural study showing that the Pyrenees was an abnormally hot foreland of the Variscan belt, showing deformation patterns typical of hot orogens in a context of missing lithospheric mantle (Cochelin et al., 2017). The continuation of magmatism (e.g. high-K plutonism and volcanism) in an extensional context during Permian times in the Pyrenees (Lago et al., 2004; Denèle et al., 2011; Pereira et al., 2014), Alps (Klötzli et al., 2014; Petri et al., 2017; Manzotti et al., 2018), Corsica-Sardinia (Casini et al., 2015; Cocherie et al., 2015; Corsini and Rolland, 2009; Gaggero et al., 2007, 2017; Rossi et al., 2015) and Iberia (Casini et al., 2015; Martínez-Catalán et al., 2014) illustrates the persistence of i) the thermal anomaly and ii) an attenuated lithosphere, which may have favor the break-up of Pangea at this period.

9. Conclusion

Our results provide new petrological and U-Pb chronological constraints on the late Variscan high-K calc-alkaline magmatism and HT-LP metamorphism in the Chiroulet-Lesponne-Neouvieuille zone in the western Axial Zone of the Pyrenees.

Two magma sources have been recognized, a mantle source that produced metaluminous magmas best exemplified by the Lesponne diorite and a metasedimentary source that produced peraluminous magmas like the Chiroulet and Lesponne granite and evidenced by the presence of migmatites.

Magmatism took place over a period of about 10–15 My, with two peaks at 303 Ma and 290 Ma, recorded in both magma types. It is therefore shown that there is no time delay between mantle magmas intrusion and the beginning of partial melting in the crust. The coexistence

of the two magma types induced magma mixing attested by field observations and intermediate chemical and isotopic signatures.

While the magmas crystallized at ca. 303 Ma in the upper crust, forming the Neuvielle pluton, the middle crust remained partially molten with occurrences of both mantle and crustal magmas persisting for about 10 My. At ca. 290 Ma, the middle crust cooled down inducing the final crystallization of the magmas emplaced in gneiss domes.

The abundance of high K calc-alkaline magmas associated with crustal partial melting and the presence of HT-LP metamorphism are in favor of a geodynamic context 1) without crustal thickening 2) during a late orogenic phase. Consequently, the late Variscan HT-LP event necessitates a mantle source and cannot be explained by thermal maturation of a thickened crust. This also signifies that the late Variscan event lasted at least about 10–15 My until the beginning of the Permian time. We propose that the initiation of metamorphism and bimodal magmatism at ca. 305 Ma in the Pyrenees is the expression of the delamination of the Gondwanan lithospheric mantle at a global scale in the Variscan belt.

Acknowledgments

This work was supported by the Référentiel Géologique de la France (RGF) program. BC acknowledges funding from Labex Voltaire (ANR-10-LABX-100-01), based at Orléans University and BRGM. The authors warmly want to thank Valerie Bosse, Oscar Laurent and Laura Gaggero for their insightful comments on a previous version of this manuscript as well as Xian-Hua Li for his editorial handling.

Appendix A, B, and C. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.03.037>.

References

- Aguilar, C., Montserrat, L., Castiñeiras, P., Navidad, M., 2014. Late Variscan metamorphic and magmatic evolution in the eastern Pyrenees revealed by U-Pb age zircon dating. *J. Geol. Soc. Lond.* 171, 181–192.
- Ashwal, L.D., Tucker, R.D., Zinner, E.K., 1999. Slow cooling of deep crustal granulites and Pb-loss in zircon. *Geochim. Cosmochim. Acta* 63, 2839–2851. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00166-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00166-0).
- Azambre, B., Guitard, G., 2001. Disthène et staurolite reliques dans les métapelites du Canigou (Pyrénées orientales). Relations avec les épisodes hercyniens de basse et moyenne pressions. *Compt. Rend. Acad. Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci.* 333, 601–609. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(01\)01670-6](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(01)01670-6).
- Ballouard, C., Boulvais, P., Poujol, M., Gapais, D., Yamato, P., Tartèse, R., Cuney, M., 2015. Tectonic record, magmatic history and hydrothermal alteration in the Hercynian Guérande leucogranite, Armorican Massif, France. *Lithos* 220–223, 1–22. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.01.027>.
- Ballouard, C., Poujol, M., Boulvais, P., Brancquet, Y., Tartèse, R., Vignerresse, J.L., 2016. Nb-Ta fractionation in peraluminous granites: a marker of the magmatic-hydrothermal transition. *Geology* 44, 231–234. <https://doi.org/10.1130/G37475.1>.
- Ballouard, C., Poujol, M., Boulvais, P., Zeh, A., 2017. Crustal recycling and juvenile addition during lithospheric wrenching: the Pontivy-Rostrenen magmatic complex, Armorican Massif (France), Variscan belt. *Gondwana Res.* 49, 222–247. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.06.002>.
- Ben Othman, D., Fourcade, S., Allègre, C.J., 1984. Recycling processes in granite-granodiorite complex genesis: the Querigut case studied by NdSr isotope systematics. *Earth Planet. Sci. Lett.* 69, 290–300. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(84\)90188-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90188-2).
- Böhlke, J., De Laeter, J., De Bièvre, P., Hidaka, H., Peiser, H., Rosman, K., Taylor, P., 2005. Isotopic compositions of the elements, 2001. *J. Phys. Chem. Ref. Data Monogr.* 34, 57–67.
- Bonin, B., 2004. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos* 78, 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.042>.
- Bosse, V., Feraud, G., Ruffet, G., Ballèvre, M., Peucat, J.-J., De Jong, K., 2000. Late Devonian subduction and early-orogenic exhumation of eclogite-facies rocks from the Champtoceaux Complex (Variscan belt, France). *Geol. J.* 35, 297–325.
- Bouvier, A., Vervoort, J.D., Patchett, P.J., 2008. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth Planet. Sci. Lett.* 273, 48–57. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.010>.
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *Dev. Geochem.* 63–114.
- Burg, J.-P., Van den Driessche, J., Brun, J.-P., 1994. Syn- to Post-Thickening Extension in the Variscan Belt of Western Europe: Modes and Structural Consequences (Géologie la Fr.).
- Buzzi, L., Gaggero, L., 2008. Petrogenesis of post-orogenic Lower Permian andesites in southern Europe: insights into the collapse of the Variscan range. *Geodin. Acta* 21 (5–6), 273–290. <https://doi.org/10.3166/ga.21.273-290>.
- Carignan, J., Hild, P., Mevelle, G., Morel, J., Yeghicheyan, D., 2001. Routine analyses of trace elements in geological samples using flow injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS: a study of geochemical reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. *Geostand. Newslett.* 25, 187–198. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2001.tb00595.x>.
- Carreras, J., Debat, P., 1996. *Tectonique hercynienne. Synthèse Géologique et Géophysique Des Pyrénées*, pp. 585–677.
- Casini, L., Cuccuru, S., Puccini, A., Oggiano, G., Rossi, Ph., 2015. Evolution of the Corsica-Sardinia Batholith and late-orogenic shearing of the Variscides. *Tectonophysics* 646, 65–78. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.01.017>.
- Cochelin, B., 2016. *Champ de déformation du socle paléozoïque des Pyrénées*. PhD thesis. Univ. Paul Sabatier, Toulouse (France).
- Cochelin, B., Chardon, D., Denèle, Y., Gumiaux, C., Le Bayon, B., 2017. Vertical strain partitioning in hot Variscan crust: Syn-convergence escape of the Pyrenees in the Iberian-Armorican syntax. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 188, 39. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2017206>.
- Cochelin, B., Lemirre, B., Denèle, Y., De Saint Blanquat, M., Lahfid, A., Duchêne, S., 2018. Structural inheritance in the Central Pyrenees: the Variscan to Alpine tectonometamorphic evolution of the Axial Zone. *J. Geol. Soc. Lond.* 175, 336–351. <https://doi.org/10.1144/jgs2017-066>.
- Cocherie, A., Rossi, P., Fanning, C.M., 2015. Evidence in Variscan Corsica of a brief and voluminous Late Carboniferous to Early Permian volcanic-plutonic event contemporaneous with a high-temperature/low-pressure metamorphic peak in the lower crust. *Bull. Soc. Géol. France* 186, 171–192.
- Connolly, J. a D., 2009. The geodynamic equation of state: What and how. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 10. <https://doi.org/10.1029/2009GC002540>.
- Corsini, M., Rolland, Y., 2009. Late evolution of the southern European Variscan belt: Exhumation of the lower crust in a context of oblique convergence. *Compt. Rendus Geosci.* 341, 214–223. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.12.002>.
- Couziñié, S., Laurent, O., Moya, J.-F., Zeh, A., Bouilhol, P., Villaros, A., 2016. Post-collisional magmatism: Crustal growth not identified by zircon Hf–O isotopes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 456, 182–195. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.09.033>.
- Dash, E.J., Hedge, C.E., Dymond, J., 1973. Effect of sea water interaction on strontium isotope composition of deep-sea basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 19, 177–183.
- De Yoreo, J.J., Lux, D.R., Guidotti, C.V., 1991. Thermal modelling in low-pressure/high-temperature metamorphic belts. *Tectonophysics* 188, 209–238.
- Debon, F., Enrique, P., Autran, A., 1996. *Magmatisme hercynien. Synthèse Géologique et Géophysique Des Pyrénées*, pp. 361–499.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 2013. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals (Third edition)*.
- Delaperrière, E., Saint Blanquat, M., Brunel, M., Lancelot, J., 1994. *Géochronologie U-Pb sur zircons et monazites dans le massif du Saint Barthélémy (Pyrénées, France): discussion des âges des événements varisques et pré-varisques*. *Bull. la Société géologique Fr.* 165, 101–112.
- Delvolvé, J.J., 1996. Carbonifère à faciès Culm. *Synthèse Géologique et Géophysique Des Pyrénées*, pp. 303–338.
- Denèle, Y., Paquette, J.-L., Olivier, P., Barbey, P., 2011. Permian granites in the Pyrenees: the Aya pluton (Basque Country). *Terra Nova* 24, 105–113. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.01043.x>.
- Denèle, Y., Laumonier, B., Paquette, J.-L., Olivier, P., Gleizes, G., Barbey, P., 2014. Timing of granite emplacement, crustal flow and gneiss dome formation in the Variscan segment of the Pyrenees. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 405, 265–287. <https://doi.org/10.1144/SP405.5>.
- Druguet, E., Castro, A., Chichorro, M., Pereira, M.F., Fernández, C., 2014. Zircon geochronology of intrusive rocks from Cap de Creus, Eastern Pyrenees. *Geol. Mag.* 151, 1095–1114. <https://doi.org/10.1017/S0016756814000041>.
- Esteban, J.J., Aranguren, A., Cuevas, J., Hilario, A., Tubía, J.M., Larionov, A., Sergeev, S., 2015. Is there a time lag between the metamorphism and emplacement of plutons in the Axial Zone of the Pyrenees? *Geol. Mag.* 152, 935–941. <https://doi.org/10.1017/S001675681500014X>.
- 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. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00055-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00055-9).
- Fornelli, A., Langone, A., Micheletti, A.-M., Piccarreta, G., 2011. Time and duration of Variscan high-temperature metamorphic processes in the south European Variscides: constraints from U-Pb chronology and trace element chemistry of zircon. *Mineral. Petrol.* 103, 101–122.
- Franciosi, L., D'Antonio, M., Fedele, L., Guarino, V., Tassinari, C.C.G., de Gennaro, R., Cucciniello, C., 2019. Petrogenesis of the Solanas gabbro-granodiorite intrusion, Sàrrabus (southeastern Sardinia, Italy): implications for Late Variscan magmatism. *Int. J. Earth Sci.* <https://doi.org/10.1007/s00531-019-01689-8>.
- François, J.M., 1983. *Etude géologique et métallogénique de la région du Pic du Midi de Bigorre (Hautes-Pyrénées)*. PhD thesis. Univ. of Nancy (France).
- Franke, W., 2014. Topography of the Variscan orogen in Europe: Failed-not collapsed. *Int. J. Earth Sci.* 103, 1471–1499. <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1014-9>.
- Franke, W., Doublier, M.P., Klama, K., Potel, S., Wemmer, K., 2011. Hot metamorphic core complex in a cold foreland. *Int. J. Earth Sci.* 100, 753–785. <https://doi.org/10.1007/s00531-010-0512-7>.
- Gaggero, J., Oggiano, G., Buzzi, L., Slejko, F., Cortesogno, L., 2007. Post-Variscan mafic dikes from the late orogenic collapse to the Tethyan rift: evidence from Sardinia. *Ophioliti* 32, 15–37.

- Gaggero, L., Grotter, N., Langone, A., Ronchi, A., 2017. U–Pb geochronology and geochemistry of late Paleozoic in Sardinia (southern Variscides). *Geosci. Front.* 8, 1263–1284. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.11.015>.
- Gapais, D., 1989. Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indicators. *Geology* 17, 1144–1147. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<1144:SSWDGM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<1144:SSWDGM>2.3.CO;2).
- Gapais, D., Brun, J.-P., Gumiaux, C., Cagnard, F., Ruffet, G., Le Carlier De Veslud, C., 2015. Extensional tectonics in the Hercynian Armorican belt (France). An overview. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 186, 117–129. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.186.2-3.117>.
- Geisler, T., Ullonska, M., Schleicher, H., Pidgeon, R.T., van Bronswijk, W., 2001. Leaching and differential recrystallization of metamict zircon under experimental hydrothermal conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.* 141, 53–65.
- Ghiorsio, M.S., Hirschmann, M.M., Reiners, P.W., Kress, V.C., 2002. The pMELTS: a revision of MELTS for improved calculation of phase relations and major element partitioning related to partial melting of the mantle to 3 GPa. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 3, 1–35. <https://doi.org/10.1029/2001GC00217>.
- Giacomini, F., Bomparola, R.M., Ghezzi, C., Guldbrandsen, H., 2006. The geodynamic evolution of the Southern European Variscides: constraints from the U/Pb geochronology and geochemistry of the lower Paleozoic magmatic-sedimentary sequences of Sardinia (Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.* 152, 19.
- Glèizes, G., Leblanc, D., Olivier, P., Bouchez, J., 2001. Strain partitioning in a pluton during emplacement in transpressional regime: the example of the Néouville granite (Pyrenees). *Int. J. Earth Sci.* 90, 325. <https://doi.org/10.1007/s005310000144>.
- Graessner, T., Schenk, V., Bröcker, M., Mezger, K., 2000. Geochronological constraints on the timing of granulite magmatism, metamorphism and post-metamorphic cooling in the Hercynian crustal cross-section of Calabria. *J. Metamorph. Geol.* 18 (4), 409–421.
- Guille, B.T., Olivier, P., Paquette, J.L., Bosse, V., Guillaume, D., 2018. Evolution of the middle crust of the Pyrenees during the Paleozoic: new data on the plutonic rocks from the North Pyrenean Agly Massif. *Int. J. Earth Sci.* <https://doi.org/10.1007/s00531-018-1652-4>.
- Guitard, G., Vielzeuf, D., Martinez, F., 1996. *Métamorphisme hercynien. Synthèse Géologique Géophysique des Pyrénées*, pp. 501–584.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Jeffries, T.E., Johnston, S.T., Pastor-Galán, D., Murphy, J.B., Franco, M.P., Gonzalo, J.C., 2011. Diachronous post-orogenic magmatism within a developing orocline in Iberia, European Variscides. *Tectonics* 30, 1–17. <https://doi.org/10.1029/2010TC002845>.
- Hamilton, D.L., Burnham, C.W., Osborn, E.F., 1964. The solubility of water and effects of oxygen fugacity and water content on crystallization. *J. Petrol.* 5, 21–39. <https://doi.org/10.1093/petrology/5.1.21>.
- Hansmann, W., Oberli, F., 1991. Zircon inheritance in an igneous rock suite of the Soutehrm Adamello batholith (Italian Alps): Implication for petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 107, 501–518. <https://doi.org/10.1007/BF00310684>.
- Harley, S.L., Kelly, N.M., Möller, A., 2007. Zircon behaviour and the thermal history of mountain belts. *Elements* 3, 25–30. <https://doi.org/10.2113/gselements.3.1.25>.
- Henk, A., von Blanckenburg, F., Finger, F., Schaltegger, U., Zulauf, G., 2000. Synconvergent high-temperature metamorphism and magmatism in the Variscides: a discussion of potential heat sources. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 179, 387–399.
- Holland, T.J.B., Powell, R., 2004. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *J. Metamorph. Geol.* 16, 309–343. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1998.00140.x>.
- Horstwood, M.S., Kosler, J., Gehrels, G., Jackson, S.E., McLean, N.M., Paton, C., Pearson, N.J., Sircombe, K., Sylvester, P., Vermeesch, P., Bowring, J.F., Condon, D.J., Schoene, B., 2016. Community derived standards for LA-ICP-MS U–(Th)–Pb geochronology - uncertainty propagation, age interpretation and data reporting. *Geostand. Geoanal. Res.* 40 (3), 311–332.
- Kilzi, M., 2014. Roches ultramafiques de Gavarnie et de Castillon. Phd thesis. Université de Toulouse <https://doi.org/10.1163/187122099X00065>.
- Kilzi, M.A., Grégoire, M., Bosse, V., Benoît, M., Driouch, Y., de Saint Blanquat, M., Debat, P., 2016. Geochemistry and zircon U–Pb geochronology of the ultramafic and mafic rocks emplaced within the anatectic series of the Variscan Pyrenees: the example of the Gavarnie–Heas dome (France). *Compt. Rendus Geosci.* 348, 107–115. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.06.014>.
- Klötzli, U.S., Sinigoi, S., Quick, J.E., Demarchi, G., Tassinari, C.C.G., Sato, K., Günes, Z., 2014. Duration of igneous activity in the Sesia Magmatic System and implications for high-temperature metamorphism in the Ivrea–Verbano deep crust. *Lithos* 206–207, 19–33.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.* 68, 277–279. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(83\)90220-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(83)90220-X).
- Lago, M., Arranz, E., Pocovi, A., Galé, C., Gil-Imaz, A., 2004. Permian magmatism and basin dynamics in the southern Pyrenees: a record of the transition from late Variscan transpression to early Alpine extension. In: Wilson, M., et al. (Eds.), *Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe*. 223. *Geol. Soci. Spec. Publ.*, pp. 439–464. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.223.01.19>.
- Lardeaux, J.M., 2014. Deciphering orogeny: a metamorphic perspective examples from European alpine and variscan belts Part II: Variscan metamorphism in the French massif central – a review. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 185, 281–310. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.185.2-3.93>.
- Laurent, O., Couzinié, S., Zeh, A., Vanderhaeghe, O., Moyen, J.-F., Villaros, A., Gardien, V., Chelle-Michou, C., 2017. Protracted, coeval crust and mantle melting during Variscan late-orogenic evolution: U–Pb dating in the eastern French Massif Central. *Int. J. Earth Sci.* 106, 421–451. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1434-9>.
- Laurent, A.T., Bingen, B., Duchene, S., Whitehouse, M.J., Seydoux-Guillaume, A., Bosse, V., 2018. Decoding a protracted zircon geochronological record in ultrahigh temperature granulite, and persistence of partial melting in the crust, Rogaland, Norway. *Contrib. Mineral. Petrol.* 173, 29.
- Lopez-Sanchez, M.A., García-Sansegundo, J., Martínez, F.J., 2018. The significance of early Permian and early Carboniferous U–Pb zircon ages in the Bossost and Lys-Caillaous granitoids (Pyrenean Axial Zone). *Geol. J.*, 1–16. <https://doi.org/10.1002/gj.3283>.
- Lotout, C., Pitra, P., Poujol, M., Anczkiewicz, R., Van Den Driessche, J., 2018. Timing and duration of Variscan high-pressure metamorphism in the French Massif Central: a multimethod geochronological study from the Najac Massif. *Lithos* 308–309, 381–394. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.03.022>.
- Ludwig, K.R., 1998. On the treatment of concordant uranium-lead ages. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62, 665–676. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00059-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00059-3).
- Ludwig, K., 2012. User's Manual for Isoplot Version 3.75–4.15: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkley Geochronological Cent. Spec. Publ.*
- Manzotti, P., Rubatto, D., Zucali, M., El Korh, A., Cenki-Tok, B., Ballèvre, M., Engi, M., 2018. Permian magmatism and metamorphism in the Dent Blanche nappe: constraints from field observations and geochronology. *Swiss J. Geosci.* 11, 79–97. <https://doi.org/10.1007/s00015-017-0284-1>.
- Martínez Catalán, J.R., 2011. Are the oroclines of the Variscan belt related to late Variscan strike-slip tectonics? *Terra Nova* 23, 241–247. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.01005.x>.
- Martínez-Catalán, J.R., Pascual, F.J.R., Montes, A.D., Fernández, R.D., Barreiro, J.G., Silva, Í. D.D., et al., 2014. The late Variscan HT/LP metamorphic event in NW and Central Iberia: relationships to crustal thickening, extension, orocline development and crustal evolution. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 405, 225–247. <https://doi.org/10.1144/SP405.1>.
- Matte, P., 1991. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics* 196, 309–337. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90328-P](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90328-P).
- Matte, P., 2001. The Variscan collage and orogeny (480 ± 290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova* 13, 122–128.
- McDonough, W.F., Sun, S.-S., 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120, 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).
- Mezger, J.E., Wissenschaften, G., 2005. Comparison of the western Aston-Hospitalet and the Bossost domes: evidence for polymetamorphism and its implications for the Variscan tectonic evolution of the Axial Zone of the Pyrenees. *J. Virtual Explor.* 19, 1–19.
- Mezger, J.E., Passchier, C.W., Régnier, J.-L., 2004. Metastable staurolite–cordierite assemblage of the Bossost dome: Late Variscan decompression and polyphase metamorphism in the Axial Zone of the central Pyrenees. *Compt. Rendus Geosci.* 336, 827–837. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2003.12.024>.
- Middlemost, E., 1985. *Magmas and Magmatic Rocks: An Introduction to Igneous Petrology* (Longman London).
- Moyen, J.-F., Laurent, O., Chelle-Michou, C., Couzinié, S., Vanderhaeghe, O., Zeh, A., Villaros, A., Gardien, V., 2017. Collision vs. subduction-related magmatism: two contrasting ways of granite formation and implications for crustal growth. *Lithos* 277, 154–177. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.09.018>.
- O'Brien, P.J., 2000. The fundamental Variscan problem: high-temperature metamorphism at different depths and high-pressure metamorphism at different temperatures. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 179, 369–386.
- Olivier, P., Glèizes, G., Paquette, J.L., Munoz-Saez, C., 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. *J. Geol. Soc. Lond.* 165, 41–152.
- Padel, M., Álvaro, J.J., Casas, J.M., Clausen, S., Poujol, M., Sánchez-García, T., 2018. Cadomian volcanosedimentary complexes across the Ediacaran–Cambrian transition of the Eastern Pyrenees, southwestern Europe. *Int. J. Earth Sci.* 107, 1579–1601. <https://doi.org/10.1007/s00531-017-1559-5>.
- Paquette, J., de Saint Blanquat, M., Delpéche, G., Horsman, E., Morgan, S., 2010. LA-ICPMS U–Pb zircon dating of Mount Hillier laccolite and satellite intrusions: shortlength emplacement and large Proterozoic inheritance. *Laccoliths Sills Int. 4 Conf. Abstr. Henry Mt. Utah*.
- Paquette, J.-L., Ballèvre, M., Peucat, J.-J., Cornen, G., 2017. From opening to subduction of an oceanic domain constrained by LA-ICP-MS U–Pb zircon dating (Variscan belt, Southern Armorican Massif, France). *Lithos* 294–295, 418–437. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.10.005>.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58, 63–81.
- Pereira, M.F., Castro, A., Chichorro, M., Fernández, C., Díaz-Alvarado, J., Martí, J., Rodríguez, C., 2014. Chronological link between deep-seated processes in magma chambers and eruptions: Permo-Carboniferous magmatism in the core of Pangaea (Southern Pyrenees). *Gondwana Res.* 25, 290–308. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.03.009>.
- Petri, B., Mohn, G., Skrzypek, E., Mateeva, T., Galster, F., Manatschal, G., 2017. U–Pb geochronology of the Sondalo gabbroic complex (Central Alps) and its position within the Permian post-Variscan extension. *Int. J. Earth Sci.* 106, 2873–2893. <https://doi.org/10.1007/s00531-017-1465-x>.
- Pin, C., 1989. Essai sur la chronologie et l'évolution géodynamique de la chaîne Hercynienne d'Europe. Phd thesis. Univ. Blaise Pascal, Clermont-ferrand (France).
- Pin, C., Vielzeuf, D., 1983. Granulites and related rocks in variscan median Europe: a dualistic interpretation. *Tectonophysics* 93, 47–74.
- Pin, C., Zalduendi, J.S., 1997. Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: Application to isotopic analyses of silicate rocks. *Anal. Chim. Acta* 339, 79–89.
- Pin, C., Briot, D., Bassin, C., Poitras, F., 1994. Concomitant separation of strontium and samarium-neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography. *Anal. Chim. Acta* 298, 209–217.
- Pouget, P., 1984. *Géologie de la région de Lespoune (Hautes-Pyrénées)*. Phd Thesis. Univ. Paul Sabatier, Toulouse (France).

- Pouget, P., 1987. Le Massif Granatique de Lesponne (High Pyrenees): en exemple de Massif Plutonique Hercynien a mise en place diapirique Syncinematique. *Granites - Geol. Runschén* 76, 187–201.
- Poujol, M., Pitra, P., van Den Driessche, J., Tartèse, R., Ruffet, G., Paquette, J.L., Poilvet, J.C., 2017. Two-stage partial melting during the Variscan extensional tectonics (Montagne Noire, France). *Int. J. Earth Sci.* 106, 477–500. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1369-1>.
- Putnis, A., Austrheim, H., 2010. Fluid-Induced Processes: Metasomatism and Metamorphism. *Front. Geofluids* 10, 254–269. <https://doi.org/10.1002/9781444394900.ch18>.
- Roberts, M.P., Pin, C., Clemens, J.D., Paquette, J., 2000. Petrogenesis of Mafic to Felsic Plutonic Rock Associations: the Calc-alkaline Querigut Complex, French Pyrenees. *J. Petrol.* 41, 809–844.
- Roger, F., Matte, P., 2005. Early Variscan HP metamorphism in the western Iberian Allochthon—a 390 Ma U–Pb age for the Bragança eclogite (NW Portugal). *Int. J. Earth Sci.* 94, 173–179.
- Rossi, P., Cocherie, A., Fanning, C.M., 2015. Evidence in Variscan Corsica of a brief and voluminous Late Carboniferous to Early Permian volcanic-plutonic event contemporaneous with a high-temperature/low-pressure metamorphic peak in the lower crust. *Bull. Soc. Géol. France* 186, 171–192.
- Saint Blanquat, M., Lardeaux, J.M., Brunel, M., 1990. Petrological arguments for high temperature extensional deformation in the Pyrenean Variscan crust (Saint Barthélémy Massif, Ariège, France). *Tectonophysics* 177, 245–262.
- Schulmann, K., Oliot, E., Košuličová, M., Montigny, R., Štípská, P., 2014. Variscan thermal overprints exemplified by U–Th–Pb monazite and K–Ar muscovite and biotite dating at the eastern margin of the Bohemian Massif (East Sudetes, Czech Republic). *J. Geosci. (Czech Republic)* 59, 389–413. <https://doi.org/10.3190/jgeosci.180>.
- Schuster, R., Stüwe, K., 2008. Permian metamorphic event in the Alps. *Geology* 36, 603–606. <https://doi.org/10.1130/G24703A.1>.
- Shand, S.J., 1943. *Eruptive rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and their Relations to Ore-Deposits*. Wiley, New York.
- Smyth, H.R., Hamilton, P.J., Hall, R., Kinny, P.D., 2007. The deep crust beneath island arcs: Inherited zircons reveal a Gondwana continental fragment beneath East Java, Indonesia. *Earth Planet. Sci. Lett.* 258, 269–282. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.03.044>.
- Soula, J.-C., Debat, P., Déramond, J., Guchereau, J.-Y., Lamouroux, C., Pouget, P., Roux, L., 1986. Evolution structurale des ensembles métamorphiques, des gneiss et des granitoïdes dans les Pyrénées centrales. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 8, 79–93.
- Steiger, R., Jäger, E., 1977. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36, 359–362.
- Ternet, Y., Barrère, P., Debroas, E.J., 1995. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50 000), feuille Campan (1071) (BRGM).
- Ternet, Y., Barrère, P., Dallas, S., Debon, F., Debroas, E.J., François, J.M., Pouget, P., 1996. Carte géologique de France (1/50 000), feuille Campan (1071) (BRGM).
- Vanderhaeghe, O., 2009. Migmatites, granites and orogeny: Flow modes of partially-molten rocks and magmas associated with melt/solid segregation in orogenic belts. *Tectonophysics* 477, 119–134. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.06.021>.
- Vanderhaeghe, O., 2012. The thermal-mechanical evolution of crustal orogenic belts at convergent plate boundaries: a reappraisal of the orogenic cycle. *J. Geodyn.* 56–57, 124–145. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2011.10.004>.
- 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, 97–127. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.01.002>.
- Wallace, P., Anderson, A.T., 1999. Volatiles in magmas. *Encyclopedia of Volcanoes*, pp. 149–170.
- Workman, R.K., Hart, S.R., 2005. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth Planet. Sci. Lett.* 231, 53–72. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.12.005>.

Appendix A: XRF – ANALYTICAL METHOD

Samples are crushed into a fine powder (particle size $< 70 \mu\text{m}$) with a jaw crusher and milled in a tungsten-carbide Zibb mill prior to the preparation of a fused disc for major and trace elements analysis. The jaw crusher and mill are cleaned with clean uncontaminated quartz between 2 samples to avoid cross contamination. Glass disks were prepared for XRF analysis using 7 g of high purity trace element and Rare Earth Element-free flux ($\text{LiBO}_2 = 32.83\%$, $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7 = 66.67\%$, $\text{LiI} = 0.50\%$) mixed with 0.7g of the powder sample. Whole-rock major element compositions were determined by XRF spectrometry on a PANalytical Axios Wavelength Dispersive spectrometer at the Central of Analytical Facilities, Stellenbosch University, South Africa. The spectrometer is fitted with an Rh tube and with the following analyzing crystals: LIF200, LIF220, PE 002, Ge 111 and PX1. The instrument is fitted with a gas-flow proportional counter and a scintillation detector. The gas-flow proportional counter uses a 90% Argon-10% methane mixture of gas. Major elements were analyzed on a fused glass disk using a 2.4kW Rhodium tube. Matrix effects in the samples were corrected for by applying theoretical alpha factors and measured line overlap factors to the raw intensities measured with the SuperQ PANalytical software. The concentration of the control standards that were used in the calibration procedures for major element analyses fit the range of concentration of the samples. Amongst these standards were NIM-G (Granite from the Council for Mineral Technology, South Africa) and BE-N (Basalt from the International Working Group).

Appendix B: Operating conditions for the LA-ICP-MS equipment and Plesovice analyses

Laboratory & Sample Preparation	
Laboratory name	Sample preparation: GET, UMR CNRS 5563, Toulouse, France Analyses: Géosciences Rennes, UMR CNRS 6118, Rennes, France
Sample type/mineral	Zircon
Sample preparation	Conventional mineral separation, 1 inch resin mount, 1µm polish to finish
Imaging	CL instrument, CAMECA SX-Five microprobe
Laser ablation system	
Make, Model & type	ESI NWR193UC, Excimer
Ablation cell	ESI NWR TwoVol2
Laser wavelength	193 nm
Pulse width	< 5 ns
Fluence	6 J/cm ²
Repetition rate	3 Hz
Spot size	20-50 µm depending on grain size
Sampling mode / pattern	Single spot
Carrier gas	100% He, Ar make-up gas and N ₂ (3 ml/min) combined using in-house smoothing device
Background collection	20 seconds
Ablation duration	60 seconds
Wash-out delay	15 seconds
Cell carrier gas flow (He)	0.75 l/min
ICP-MS Instrument	
Make, Model & type	Agilent 7700x, Q-ICP-MS
Sample introduction	Via conventional tubing
RF power	1350W
Sampler, skimmer cones	Ni
Extraction lenses	X type
Make-up gas flow (Ar)	0.85 l/min
Detection system	Single collector secondary electron multiplier
Data acquisition protocol	Time-resolved analysis
Scanning mode	Peak hopping, one point per peak
Detector mode	Pulse counting, dead time correction applied, and analog mode when signal intensity > ~ 10 ⁶ cps
Masses measured	²⁰⁴ (Hg + Pb), ²⁰⁶ Pb, ²⁰⁷ Pb, ²⁰⁸ Pb, ²³² Th, ²³⁸ U
Integration time per peak	10-30 ms
Sensitivity / Efficiency	28000 cps/ppm Pb (50µm, 10Hz)
Data Processing	
Gas blank	20 seconds on-peak
Calibration strategy	GJ1 zircon standard used as primary reference material, Plešovice used as secondary reference material (quality control)
Common-Pb correction	No common-Pb correction
Uncertainty level & propagation	Ages are quoted at 2sigma absolute, propagation is by quadratic addition according to Horstwood et al. (2016). Reproducibility and age uncertainty of reference material are propagated.
Reference Material info	GJ1 (Jackson et al., 2004) / Plešovice (Slama et al., 2008)
Data processing package used	GLITTER ® (van Achterbergh et al., 2001)
Quality control / Validation	Plešovice: 337.3 ± 1.0 Ma (N=68 ; MSWD=0.51)

Errors are listed at 1 sigma in percent

Analysis	238/206	err%	207/206	err%
Pleso #1	18.54	1.3	0.0531	1.1
Pleso #2	18.57	1.3	0.0527	1.1
Pleso #3	18.65	1.3	0.0530	1.1
Pleso #4	18.74	1.3	0.0522	1.2
Pleso #5	18.68	1.3	0.0536	1.1
Pleso #6	18.58	1.3	0.0524	1.1
Pleso #7	18.64	1.3	0.0543	1.1
Pleso #8	18.56	1.3	0.0528	1.0
Pleso #9	18.55	1.3	0.0527	1.0
Pleso #10	18.63	1.3	0.0537	1.1
Pleso #11	18.66	1.2	0.0537	1.1
Pleso #12	18.59	1.3	0.0535	1.1
Pleso #13	18.56	1.3	0.0529	1.2
Pleso #14	18.59	1.3	0.0528	1.2
Pleso #15	18.87	1.3	0.0531	1.2
Pleso #16	18.67	1.3	0.0535	1.2
Pleso #17	18.70	1.3	0.0537	1.1
Pleso #18	18.67	1.3	0.0531	1.1
Pleso #19	18.61	1.3	0.0546	1.1
Pleso #20	18.59	1.2	0.0531	1.1
Pleso #21	18.59	1.2	0.0531	1.1
Pleso #22	18.59	1.2	0.0532	1.1
Pleso #23	18.59	1.2	0.0530	1.1
Pleso #24	18.59	1.2	0.0531	1.1
Pleso #25	18.61	1.2	0.0528	1.1
Pleso #26	18.61	1.2	0.0532	1.1
Pleso #27	18.57	1.2	0.0532	1.1
Pleso #28	18.59	1.2	0.0534	1.1
Pleso #29	18.59	1.2	0.0532	1.1
Pleso #30	18.59	1.2	0.0538	1.1
Pleso #31	18.62	1.2	0.0529	1.1
Pleso #32	18.63	1.2	0.0531	1.1
Pleso #33	18.64	1.2	0.0529	1.1
Pleso #34	18.67	1.2	0.0532	1.1
Pleso #35	18.71	1.2	0.0546	1.1
Pleso #36	18.62	1.2	0.0529	1.4
Pleso #37	18.72	1.2	0.0544	1.2
Pleso #38	18.82	1.2	0.0534	2.0
Pleso #39	18.63	1.2	0.0532	1.3
Pleso #40	18.77	1.2	0.0534	1.2
Pleso #41	18.63	1.2	0.0531	1.4
Pleso #42	18.66	1.2	0.0534	1.1
Pleso #43	18.75	1.2	0.0534	1.1
Pleso #44	18.71	1.2	0.0537	1.2
Pleso #45	18.63	1.2	0.0534	1.1
Pleso #46	18.58	1.2	0.0537	1.2
Pleso #47	18.63	1.2	0.0528	1.2
Pleso #48	18.51	1.3	0.0531	1.0
Pleso #49	18.65	1.2	0.0542	1.0

4- Magmatisme tardi-orogénique

Pleso #50	18.59	1.2	0.0534	1.0
Pleso #51	18.60	1.2	0.0531	1.0
Pleso #52	18.59	1.2	0.0536	1.0
Pleso #53	18.55	1.3	0.0530	1.1
Pleso #54	18.63	1.3	0.0532	1.0
Pleso #55	18.60	1.3	0.0537	1.0
Pleso #56	18.55	1.3	0.0533	1.1
Pleso #57	18.69	1.2	0.0541	1.1
Pleso #58	18.62	1.2	0.0531	1.1
Pleso #59	18.59	1.2	0.0534	1.1
Pleso #60	18.64	1.2	0.0530	1.1
Pleso #61	18.63	1.2	0.0533	1.1
Pleso #62	18.69	1.2	0.0534	1.1
Pleso #63	18.64	1.2	0.0560	1.1
Pleso #64	18.60	1.2	0.0538	1.1
Pleso #65	18.58	1.2	0.0531	1.1
Pleso #66	18.54	1.2	0.0540	1.1
Pleso #67	18.61	1.2	0.0530	1.1
Pleso #68	18.59	1.2	0.0533	1.1

Appendix C: Solid solution models used for phase equilibria modelling

Solid solution model	References
Garnet, melt and cordierite	Holland and Powell (2004)
Mica	Coggon and Holland (2002); Auzanneau et al. (2010)
Feldspar	Benisek et al. (2010); Fuhrman and Lindsley (1988); Newton et al. (1980); Waldbaum and Thompson (1968)
Biotite	Tajčmanová et al. (2009)

References:

- Auzanneau, E., Schmidt, M.W., Vielzeuf, D., D Connolly, J.A., 2010. Titanium in phengite: A geobarometer for high temperature eclogites. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 159, 1–24. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0412-7>
- Benisek, A., Dachs, E., Kroll, H., 2010. Excess heat capacity and entropy of mixing in ternary series of high-structural-state feldspars. *Eur. J. Mineral.* 22, 403–410. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2010/0022-2028>
- Coggon, R., Holland, T.J.B., 2002. Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. *J. Metamorph. Geol.* 20, 683–696. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00395.x>
- Fuhrman, M., Lindsley, D.H., 1988. Ternary-feldspar modeling and thermometry. *Am. Mineral.* 73, 201–215.
- Newton, R.C., Charlu, T. V., Kleppa, O.J., 1980. Thermochemistry of the high structural state plagioclases. *Geochim. Cosmochim. Acta* 44, 933–941. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(80\)90283-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(80)90283-5)
- Tajčmanová, L., Connolly, J.A.D., Cesare, B., 2009. A thermodynamic model for titanium and ferric iron solution in biotite. *J. Metamorph. Geol.* 27, 153–165. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2009.00812.x>
- Waldbaum, D., Thompson, J., 1968. Mixing properties of sanidine crystalline solutions. 2. Calculations based on volume data. *Am. Mineral.* 53.

4.3. Âge, durée et source du magmatisme dans le dôme de l'Aston

4.3.1. Contexte géologique

Le massif de l'Aston est un dôme métamorphique allongé en est-ouest sur 30 km avec un cœur orthogneissique. Le dôme gneissique de l'Aston est entouré de métasédiments Cambro-Ordovicien et il est séparé du dôme de l'Hospitalet au sud par la faille de Mérens (figure 4.10). Le cœur du dôme est constitué de 3 unités principales qui sont de la base au sommet : une unité de paragneiss migmatitiques avec des lentilles de roches dioritiques et gabbroïques d'épaisseur métrique, l'orthogneiss leucocrate de Peyregrand et l'orthogneiss œillé de Riète. Les paragneiss et l'orthogneiss de Peyregrand, de plus de 2000 m et de 500 m d'épaisseur respectivement, affleurent principalement au sud-ouest du dôme alors que l'orthogneiss de Riète, d'environ 2000 m d'épaisseur, affleure sur tout le reste du massif et son protolithe est daté à 470 ± 6 Ma (Denèle et al., 2009). De plus, de nombreux corps de granites péralumineux varisques sont intrusifs dans l'ensemble du dôme tel que le granite d'Ax, dont la mise en place est datée à 306 ± 2 Ma par Denèle et al. (2014). Mezger and Gerdes (2014) ont daté le granite de Soulcem, à l'ouest du cœur orthogneissique de l'Aston dont les zircons donnent un âge de 339 ± 3 Ma. Ces deux résultats sont en désaccord : alors que Denèle et al. (2014) interprètent le magmatisme péralumineux comme synchrone du reste du magmatisme varisque dans les Pyrénées, Mezger and Gerdes (2014) proposent l'existence d'un épisode de fusion partielle accompagné de la production de magmas peralumineux plus précoce, d'âge Viséen.

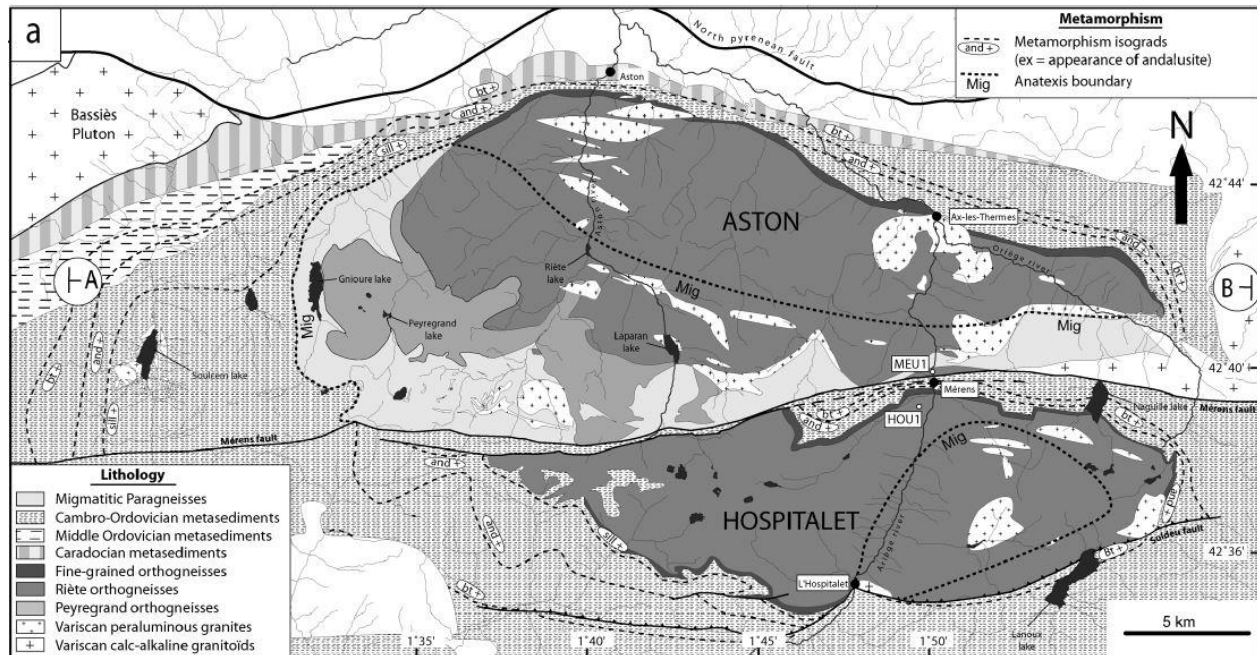


Figure 4.1 : Carte géologique des dômes de l'Aston et de l'Hospitalet (Denèle et al., 2009).

4.3.2. Etude de terrain et géochronologie

Une étude de terrain a été effectuée dans le sud-ouest du dôme de l'Aston afin de (i) observer les relations de terrain entre le magmatisme péralumineux, la déformation et la fusion partielle liée au métamorphisme HT-BP et (ii) échantillonner à la fois des migmatites, des granites péralumineux et des diorites afin de mieux contraindre la chronologie entre la fusion partielle et les différents types de magmatisme.

i) Relation entre magmatisme et métamorphisme dans le dôme de l'Aston

Le métamorphisme HT-BP dans la moitié sud-ouest du dôme de l'Aston atteint l'isograde de l'anatexis (figure 4.10). Les orthogneiss de Peyregrand ainsi que la série de paragneiss sont donc dans cette zone partiellement fondus (figure 4.11.a & b). Ils sont affectés par une foliation synchrone de la fusion partielle qui correspond à la déformation régionale tardi-varisque observée dans l'ensemble de l'infrastructure représentée par les dômes métamorphiques de la zone axiale. De plus, on observe localement des figures de collecte et d'extraction de liquides de composition quartzo-feldspathique issus de la fusion partielle des ortho- et paragneiss (figure 4.11.c).

D'autre part, les roches plutoniques d'âge varisque dans le dôme de l'Aston sont regroupées en 2 ensembles : des corps plutoniques de taille métrique à kilométrique et des lentilles de roches basiques à intermédiaires. On remarque que les granites péralumineux sont concordants à sub-concordants par

rapport aux paragneiss encaissants et sont marqués par une foliation syn-magmatique qui est sub-parallèle à la déformation majeure régionale (figure 4.11.d). Cette déformation est marquée par l'orientation des tourmalines, des biotites et des amas de cordiérites, minéraux caractéristiques de ces granites péralumineux mais aussi par la présence d'enclaves de roches encaissantes orientées. Les roches gabbroïques à dioritiques sont caractérisées, quant à elles, par une linéation parallèle à la linéation d'étirement enregistrée dans les paragneiss au cours de la phase de déformation majeure (figure 4.11.e). Des diorites sont parfois recoupées par des filons de pegmatites. De plus, on observe localement des enclaves de roches de composition intermédiaire dans des corps granitiques pegmatitiques (figure 4.11.f).

D'après ces observations, la mise en place des roches magmatiques basiques à intermédiaires semble légèrement précoce par rapport au magmatisme péralumineux qui est lui-même synchrone de la fusion partielle et de la déformation dans le dôme de l'Aston. Les granites péralumineux sont quant à eux interprétés comme étant le produit de la fusion partielle de roches métasédimentaires sous-jacentes voire des paragneiss encaissants.

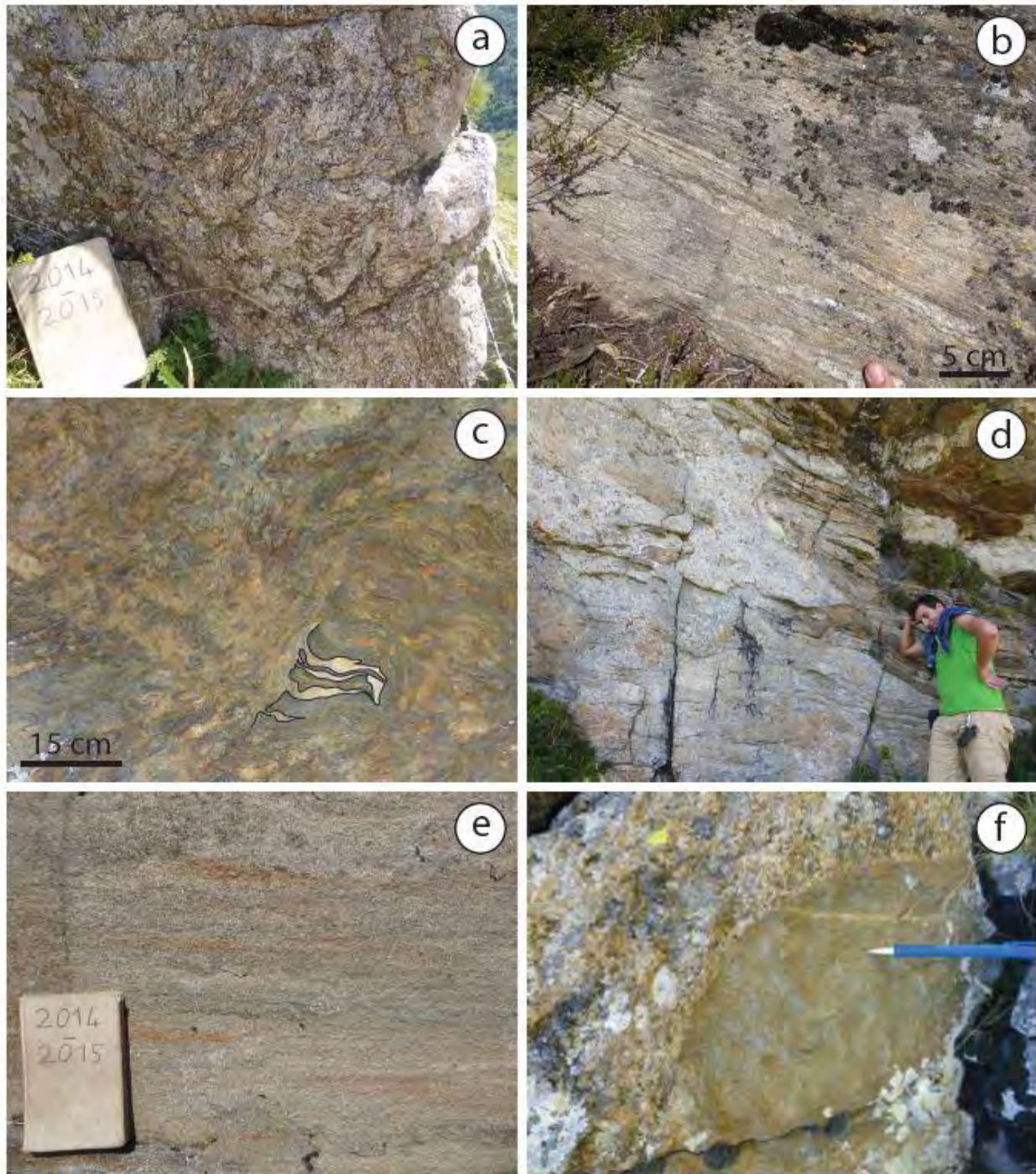


Figure 4.2 : Photographies (a) faciès migmatitique de l'orthogneiss de Peyregrand ; (b) paragneiss migmatitique avec des leucosomes parallèles à la foliation ; (c) migmatite et système de collecte des liquides produits par l'anatexie ; (d) granite péralumineux montrant un contact concordant à sub-concordant avec l'encaissant paragneissique ; (e) diorite à grenat déformée ; (f) enclave dioritique dans un granite péralumineux.

ii) Datation U-Pb sur zircon des roches magmatiques et des migmatites

Les roches présentées dans la figure 4.11 ont été échantillonnées afin de dater l'âge du magmatisme péralumineux et mafique à intermédiaire ainsi que la fusion partielle (migmatite). La liste des échantillons utilisés pour l'étude géochronologique ainsi que leur description et localisation est donnée dans le tableau 4.3. Le protocole de séparation minéralogique décrit dans la partie « methods » du chapitre 4.2 (*article soumis*) a été suivi afin de séparer les zircons. Les grains sont montés dans une résine époxy puis polis afin d'être imagés par cathodoluminescence avec une microsonde électronique CAMECA SX-Five au centre Raimond Castaing de Toulouse (chapitre 4.2, « methods ») avec les mêmes conditions analytiques pour chaque échantillon. Les images en cathodoluminescence (CL) de grains représentatifs des échantillons sont présentées dans la figure 4.12. Les datations U-Pb sur zircon ont été réalisées à Géosciences Rennes par LA-ICPMS en suivant le protocole décrit dans Ballouard et al. (2015) avec les conditions analytiques du tableau dans la table 3.1. Les résultats sont représentés dans des diagrammes concordia Tera Wasserburg (figure 4.13) et dans la table 4.4. Les âges concordia ont été calculés avec Isoplot 3.75 (Ludwig, 2012).

Localisation	Aston			
Roche	Diorite	Granite péralumineux	Leucogranite péralumineux	Paragneiss migmatitique
Remarque	grenat	grenat, cordiérite faciès sombre	cordiérite	
Echantillon	15BL146	15BL143	15BL147	15BL145
Longitude	42.66215 °	42.66102 °	42.6686 °	42.66113 °
Latitude	1.60788 °	1.63871 °	1.63566 °	1.61555 °
Altitude	1968 m	1813 m	1623 m	1877 m

Table 4.1 : Localisation et description des échantillons utilisés pour la géochronologie.

Pour la majorité des échantillons, certaines analyses (ellipses noires, figure 4.13) montrent une perte en plomb actuelle et/ou la présence de plomb commun illustrées sur la figure 4.13.a.

Les zircons de la diorite 15BL146 ont une forme allongée et sont automorphes avec une zonation concentrique en image CL (figure 4.12.a). Dix-huit zircons rendent un âge concordia (d'après Ludwig, 1998) de 302 ± 2 Ma (MSWD = 1.8 ; ellipses vertes, figure 4.13.a).

Le paragneiss migmatitique 15BL145 contient des zircons plus petits (< 100 μm) et prismatiques. En image CL, quelques zircons ont un cœur brillant et résorbé avec une zonation concentrique et une surcroissance aussi brillante et assez fine (figure 4.12.b), alors que la plupart des zircons montrent un cœur brillant résorbé et une surcroissance plus sombre avec une zonation concentrique (figure 4.12.c). L'ensemble des

cœurs des zircons montrent des âges hérités allant jusqu'à 2.2 Ga pour le plus vieil âge apparent $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, avec une majorité d'âges apparents entre 700 Ma et 500 Ma pour les analyses concordantes. Deux surcroissances brillantes, assez épaisses pour être datées par LA-ICPMS, donnent un âge concordia de 309 ± 6 Ma (MSWD = 0.65 ; ellipses vertes, figure 4.13.b). Quatorze analyses de surcroissances sombres montrent un âge concordia de 296 ± 1 Ma (MSWD = 0.79 ; ellipses rouges, figure 4.13.b).

L'ensemble des zircons des 2 échantillons de granites péralumineux 15BL143 et 15BL147 est assez homogène avec une forme prismatique allongée. En CL, ils ont un cœur brillant, arrondi et résorbé entouré d'une grande surcroissance sombre. Les surcroissances sont zonées avec une bordure extérieure légèrement plus claire mais trop fine pour être analysée (figure 4.12.d, e & f). La distribution des analyses concordantes effectuées au niveau des cœurs des zircons des granites s'étale entre 970 Ma et 550 Ma avec un pic autour de 650-550 Ma. Le leucogranite péralumineux 15BL147 présente des analyses concordantes à subconcordantes qui s'étalent entre 330 et 280 Ma (figure 4.13.c). Ces analyses correspondent aux surcroissances sombres. De nombreuses analyses montrent cependant la présence de plomb commun dans les zircons. Quatre surcroissances de l'échantillon 15BL143 donnent un premier âge concordia de 295 ± 4 Ma (MSWD = 0.79 ; ellipses rouges, figure 4.13.d) et 9 surcroissances donnent un second âge concordia à 281 ± 3 Ma (MSWD = 0.48 ; ellipses oranges, figure 4.13.d). Aucune distinction n'est visible entre les 2 groupes d'âges concordants à 295 et 281 Ma à partir des images CL correspondant respectivement à la figure 4.12.e et à la figure 4.12.f.

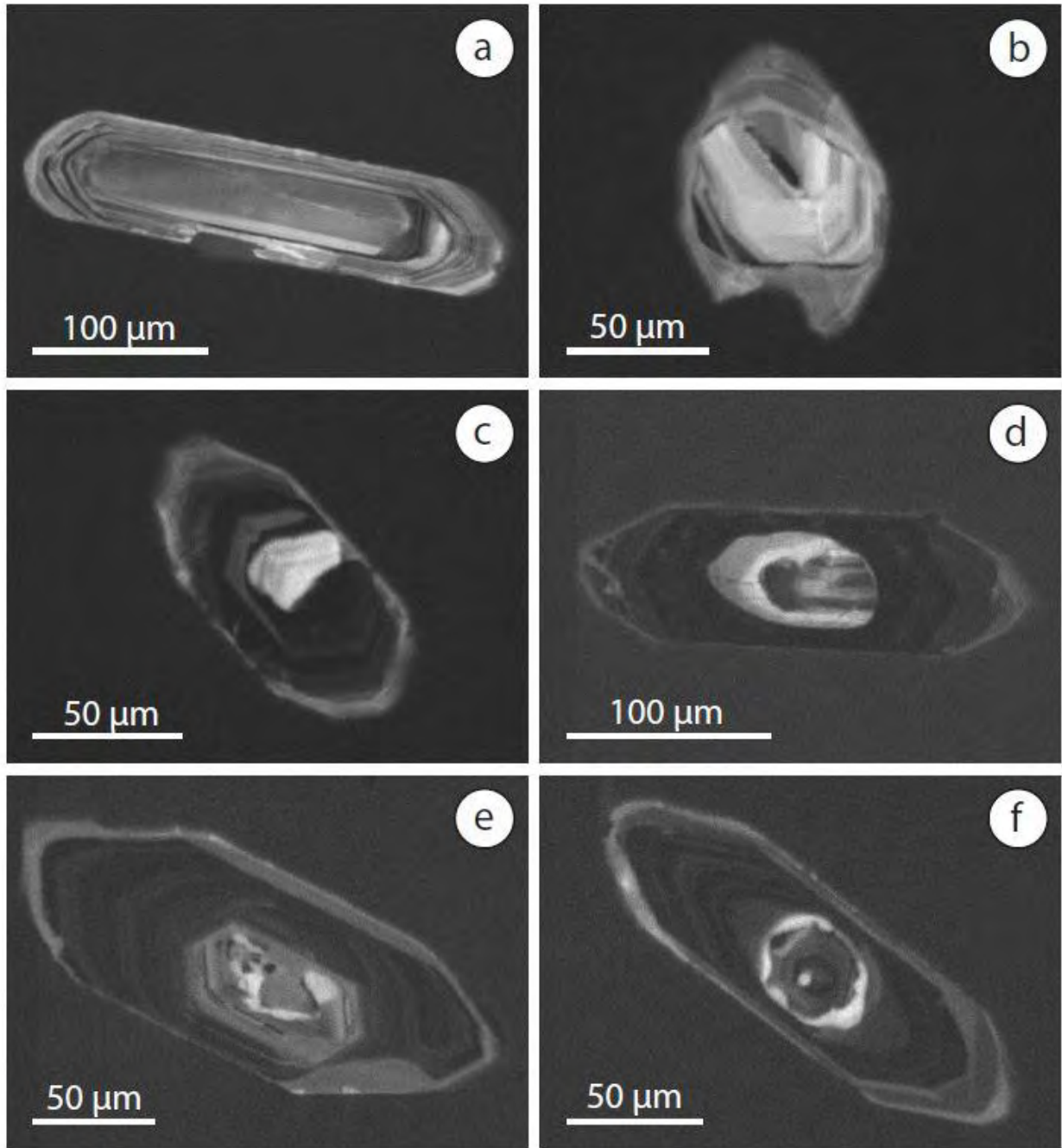


Figure 4.3 : Images en cathodoluminescence de zircons représentatifs des échantillons suivant : (a) diorite 15BL146 ; (b) et (c) paragneiss migmatitique 15BL145 ; (d) leucogranite péralumineux 15BL147 ; (e) et (f) granite péralumineux 15BL143.

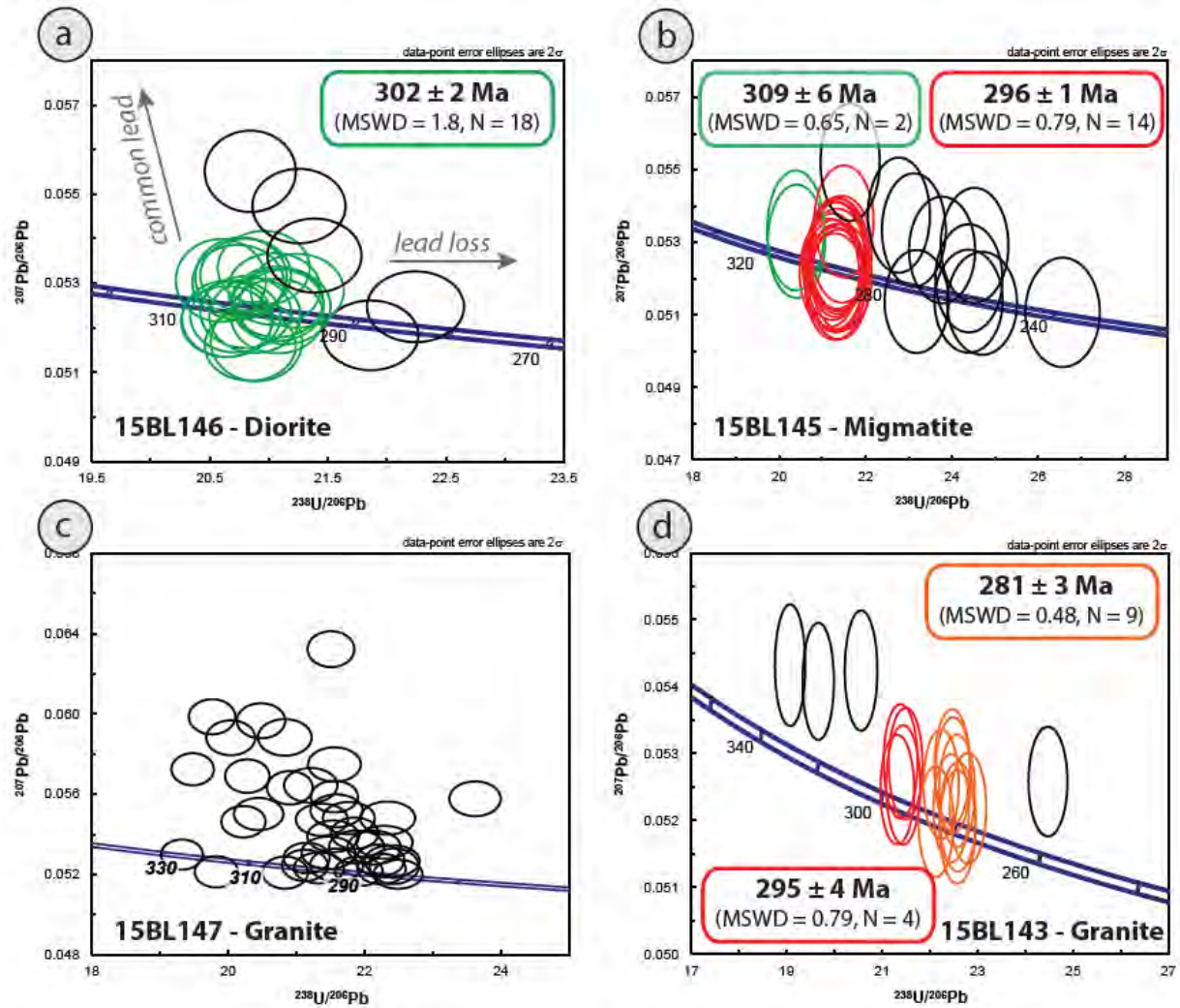


Figure 4.4 : Diagrammes concordia des différentes roches magmatiques et d'une migmatite de l'Aston. Les âges sur chaque diagramme sont des âges concordia.

Table 4.2 : Données LA-ICPMS des zircons des quatre échantillons du massif de l'Aston

Sample	Content (ppm)			Isotope ratios				Ages (Ma)					
15BL146	Pb	U	Th/U	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ
5160117f	11.5	228.6	0.43	20.8030	1.5089	0.0524	1.2552	302	4	303	4	301	25
6160117f	5.0	100.6	0.41	20.8943	1.5140	0.0517	1.4066	298	4	301	4	272	29
7160117f	15.8	330.2	0.31	21.0704	1.5054	0.0526	1.2342	300	4	299	4	311	25
8160117f	15.5	317.5	0.32	20.6398	1.5179	0.0521	1.2423	303	4	305	4	291	25
9160117f	17.8	368.3	0.46	21.8627	1.5108	0.0518	1.2310	287	3	288	4	278	25
10160117f	15.8	321.2	0.33	20.7168	1.5040	0.0523	1.2571	303	4	304	4	296	25
11160117f	18.6	392.6	0.46	22.2420	1.5116	0.0525	1.2362	286	3	284	4	306	24
12160117f	29.3	621.3	0.31	21.3038	1.5184	0.0509	1.2309	289	3	296	4	237	25
16160117f	19.5	372.8	0.60	20.8420	1.5111	0.0516	1.2523	298	4	302	4	268	25
17160117f	8.9	192.0	0.20	20.8812	1.5133	0.0523	1.3077	301	4	302	4	297	27
18160117f	16.7	359.7	0.22	21.1327	1.5088	0.0525	1.3037	299	4	298	4	306	26
19160117f	15.9	322.2	0.39	20.8030	1.5089	0.0532	1.2566	307	4	303	4	336	25
20160117f	7.1	144.1	0.35	20.6484	1.5184	0.0522	1.3434	304	4	305	4	294	27
21160117f	26.4	543.0	0.37	21.0704	1.5240	0.0523	1.3079	299	4	299	4	297	26
22160117f	13.7	281.7	0.35	20.9556	1.5175	0.0533	1.2702	305	4	301	4	343	25
23160117f	13.1	254.8	0.52	20.7383	1.5235	0.0530	1.2930	307	4	304	4	330	26
27160117f	25.5	536.6	0.29	21.0438	1.5225	0.0529	1.2456	302	4	299	4	323	25
28160117f	27.3	533.2	0.57	21.2540	1.5156	0.0547	1.2450	309	4	296	4	401	24
29160117f	41.3	760.1	0.79	21.0748	1.5056	0.0525	1.2523	300	4	299	4	308	25
30160117f	5.1	94.7	0.65	20.5931	1.5152	0.0531	1.4280	309	4	306	4	331	29
31160117f	7.0	141.9	0.36	20.7641	1.5250	0.0531	1.3580	307	4	303	4	335	28
32160117f	8.3	164.1	0.47	20.8420	1.5111	0.0555	1.3435	318	4	302	4	433	26
33160117f	22.4	442.5	0.54	21.2404	1.5148	0.0528	1.2798	299	4	297	4	321	26
34160117f	31.4	658.5	0.35	21.3858	1.5229	0.0536	1.2650	302	4	295	4	355	25
15BL143	Pb	U	Th/U	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ
5180117b	62.7	1464.8	0.02	21.4915	1.3451	0.0533	1.2786	299	3	293	3	340	24
6180117b	86.4	1098.2	0.17	12.3503	1.3561	0.0587	1.2679	511	5	502	6	554	23
7180117b	66.3	1777.2	0.01	24.4738	1.3574	0.0526	1.2745	263	3	258	3	311	24

Table 4 (suite)

15BL143	Pb	U	Th/U	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ
8180117b	59.5	1428.5	0.02	22.2370	1.3607	0.0525	1.2752	286	3	284	3	309	24
9180117b	106.1	2614.8	0.00	22.4467	1.3509	0.0522	1.2653	282	3	281	3	293	24
10180117b	33.0	370.6	0.22	11.2070	1.3494	0.0615	1.2951	572	5	551	6	657	23
11180117b	30.6	200.2	0.71	7.4134	1.3608	0.0665	1.3667	817	7	816	9	821	24
12180117b	52.2	576.1	0.31	11.1769	1.3563	0.0591	1.2890	556	5	552	6	572	23
16180117b	46.2	340.5	0.44	7.7172	1.3559	0.0663	1.3052	793	7	786	9	815	23
17180117b	20	225	0.05	10.7735	1.3570	0.0901	1.3121	779	7	572	6	1428	21
18180117b	7	40	0.29	6.2150	1.3734	0.0719	1.5206	968	9	962	11	982	27
19180117b	28	593	0.03	19.6618	1.3617	0.0541	1.3275	327	4	320	4	374	26
20180117b	11	121	0.27	11.1869	1.3670	0.0583	1.4338	550	6	552	6	543	27
21180117b	72	1750	0.01	22.1288	1.3557	0.0520	1.3010	285	3	285	3	284	25
22180117b	63	1450	0.02	21.3858	1.3586	0.0533	1.3090	300	3	295	3	343	25
23180117b	19	394	0.03	19.0730	1.3641	0.0543	1.3705	336	4	329	4	384	26
27180117b	15	141	0.47	10.2062	1.3653	0.0594	1.4142	598	6	603	7	582	26
28180117b	13	125	0.49	10.2533	1.3612	0.0590	1.4225	593	6	600	7	565	27
29180117b	37	440	0.11	11.1408	1.3627	0.0594	1.3418	560	6	554	6	582	25
30180117b	32	707	0.04	20.5592	1.3549	0.0542	1.3561	315	4	306	4	381	26
31180117b	21	493	0.01	21.4408	1.3613	0.0525	1.3887	296	3	294	3	309	27
32180117b	8	123	0.12	14.8920	1.3718	0.0567	1.5126	428	5	419	5	478	30
33180117b	21	214	0.11	9.7097	1.3659	0.0609	1.3886	633	6	632	7	635	26
34180117b	97	2404	0.01	22.5785	1.3568	0.0519	1.3350	280	3	279	3	281	26
5180117c	20	192	0.17	9.2833	1.3691	0.0642	1.3220	680	6	660	7	748	24
6180117c	50	317	0.15	6.5915	1.3618	0.0980	1.2717	1132	8	911	10	1585	20
7180117c	45	668	0.11	14.1844	1.3596	0.0576	1.2838	451	5	439	5	515	23
8180117c	26	457	0.09	16.5700	1.3589	0.0547	1.3163	381	4	378	4	400	25
9180117c	56	546	0.36	10.0351	1.3655	0.0615	1.2808	622	6	612	7	658	23
10180117c	31	450	0.17	14.4051	1.3630	0.0573	1.3028	444	5	433	5	504	24
11180117c	20	215	0.28	10.8790	1.3670	0.0597	1.3507	572	6	567	6	594	25
12180117c	84	1978	0.00	21.3174	1.3554	0.0525	1.2765	297	3	296	3	306	24

Table 4 (suite)

15BL143	Pb	U	Th/U	²³⁸U/²⁰⁶Pb	1σ (%)	²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb	1 σ (%)	²⁰⁷Pb/²³⁵U	1σ	²⁰⁶Pb/²³⁸U	1σ	²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb	1σ
16180117c	14	162	0.24	11.1919	1.3674	0.0589	1.3793	554	6	552	6	563	26
17180117c	34	154	0.37	4.7445	1.3631	0.0915	1.3071	1317	9	1233	13	1457	21
18180117c	76	1875	0.01	22.5887	1.3572	0.0521	1.2836	280	3	279	3	287	25
19180117c	31	322	0.26	10.2722	1.3630	0.0611	1.3152	608	6	599	7	642	24
20180117c	23	228	0.31	10.2375	1.3596	0.0609	1.3452	608	6	601	7	637	24
21180117c	25	195	0.46	8.1773	1.3598	0.0641	1.3374	744	7	744	8	744	24
22180117c	109	2723	0.01	22.7998	1.3668	0.0522	1.2974	278	3	277	3	293	25
23180117c	18	271	0.16	14.7558	1.3623	0.0577	1.3857	438	5	423	5	518	26
27180117c	6	55	0.44	10.2470	1.3783	0.0601	1.6234	602	7	600	7	606	31
28180117c	50	1228	0.01	22.4669	1.3518	0.0528	1.3347	285	3	281	3	320	25
29180117c	117	2902	0.01	22.5683	1.3563	0.0524	1.3089	282	3	280	3	305	25
30180117c	98	1480	0.20	14.9054	1.3598	0.0577	1.3121	434	4	419	5	517	24
31180117c	52	1290	0.00	22.4871	1.3527	0.0527	1.3369	284	3	281	3	315	26
32180117c	22	92	0.36	4.6692	1.3630	0.1214	1.3488	1546	10	1251	13	1977	20
33180117c	76	785	0.40	10.7078	1.3601	0.0608	1.3332	587	6	576	6	632	24
34180117c	10	89	0.69	9.7857	1.3654	0.0613	1.4959	632	7	627	7	649	28
15BL147	Pb	U	Th/U	²³⁸U/²⁰⁶Pb	1σ (%)	²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb	1 σ (%)	²⁰⁷Pb/²³⁵U	1σ	²⁰⁶Pb/²³⁸U	1σ	²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb	1σ
5160117g	79	672	0.86	10.2093	1.4072	0.0597	1.2084	601	6	602	7	594	23
7160117g	126	2701	0.19	21.3311	1.4080	0.0523	1.2055	296	3	295	4	299	24
8160117g	103	1050	0.83	12.8123	1.4202	0.0584	1.2152	495	5	485	6	543	23
9160117g	356	8254	0.01	21.7675	1.4295	0.0548	1.1957	303	3	290	3	405	23
11160117g	394	9148	0.00	21.5378	1.4369	0.0539	1.1948	301	3	293	4	367	23
12160117g	24	535	0.27	22.1386	1.4479	0.0533	1.2868	291	3	285	3	343	26
17160117g	498	11705	0.01	21.3721	1.4658	0.0547	1.1970	307	3	295	4	401	23
19160117g	370	8833	0.00	21.5889	1.4583	0.0552	1.2055	306	3	292	4	419	23
20160117g	71	1765	0.00	22.3364	1.4773	0.0548	1.2275	296	3	282	4	404	24
22160117g	47	1128	0.03	21.5889	1.4772	0.0525	1.2698	293	4	292	4	306	25
23160117g	612	15564	0.00	22.4014	1.4806	0.0527	1.2160	285	3	282	4	314	24
27160117g	561	13893	0.01	21.4684	1.5086	0.0531	1.2418	298	4	294	4	332	24

Table 4 (suite)

15BL147	Pb	U	Th/U	²³⁸U/²⁰⁶Pb	1σ (%)	²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb	1 σ (%)	²⁰⁷Pb/²³⁵U	1σ	²⁰⁶Pb/²³⁸U	1σ	²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb	1σ
29160117g	156	3960	0.00	21.8818	1.5119	0.0534	1.2531	294	4	288	4	345	25
30160117g	465	12068	0.01	22.2916	1.5143	0.0536	1.2489	291	4	283	4	354	25
31160117g	92	863	0.69	10.1574	1.5262	0.0630	1.2714	628	7	605	8	710	24
32160117g	21	177	1.32	10.1895	1.5390	0.0603	1.3618	606	7	604	8	614	26
34160117g	126	3059	0.00	20.8290	1.5472	0.0588	1.2676	334	4	302	4	561	24
5170117h	136	3255	0.00	21.9154	1.3088	0.0522	1.1506	288	3	288	3	292	24
7170117h	141	3272	0.01	21.5564	1.3105	0.0559	1.1517	310	3	292	3	447	23
8170117h	219	5392	0.01	22.4871	1.3171	0.0520	1.1356	281	3	281	3	286	24
9170117h	23	189	0.71	9.2276	1.3120	0.0610	1.2218	657	6	663	8	638	24
11170117h	81	540	0.47	7.1342	1.3091	0.0679	1.1561	851	7	846	10	865	22
12170117h	168	3551	0.00	19.3199	1.3019	0.0530	1.1526	326	3	325	4	329	24
16170117h	142	3473	0.00	22.2469	1.3051	0.0523	1.1835	285	3	284	3	297	25
17170117h	114	2625	0.00	21.1506	1.3090	0.0528	1.1731	300	3	298	4	321	24
18170117h	14	314	0.38	22.4316	1.3143	0.0524	1.3766	284	4	281	3	303	29
19170117h	158	3467	0.00	20.2224	1.3162	0.0546	1.1739	322	3	311	4	397	24
21170117h	52	257	1.01	6.1087	1.3127	0.0713	1.1997	974	8	977	11	966	22
22170117h	107	2553	0.00	21.8531	1.3056	0.0541	1.1845	298	3	288	3	373	25
23170117h	23	528	0.03	20.8333	1.3116	0.0521	1.2582	301	3	302	4	290	26
27170117h	118	2582	0.00	20.2799	1.3193	0.0569	1.1990	332	4	310	4	487	25
28170117h	95	2074	0.00	19.8255	1.3125	0.0521	1.2217	314	4	317	4	291	26
30170117h	27	636	0.21	23.6183	1.3081	0.0558	1.2697	286	3	267	3	443	26
31170117h	112	2592	0.00	21.1238	1.3076	0.0525	1.2153	299	3	298	4	305	25
33170117h	117	2843	0.02	22.2222	1.3244	0.0527	1.2279	287	3	284	3	316	26
15BL145	Pb	U	Th/U	²³⁸U/²⁰⁶Pb	1σ (%)	²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb	1 σ (%)	²⁰⁷Pb/²³⁵U	1σ	²⁰⁶Pb/²³⁸U	1σ	²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb	1σ
5170117d	305	7180	0.01	21.3447	1.3192	0.0525	1.1271	296	3	295	4	307	23
6170117d	166	3909	0.00	21.3402	1.3190	0.0526	1.1416	297	3	295	4	313	24
8170117d	36	806	0.01	20.3998	1.3260	0.0530	1.2039	311	4	309	4	330	25
9170117d	73	1188	0.21	16.6861	1.3205	0.0557	1.1543	385	4	375	4	441	23
10170117d	270	6386	0.00	21.4500	1.3248	0.0528	1.1385	297	3	294	4	320	23

Table 4 (suite)

15BL145	Pb	U	Th/U	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ
11170117d	39	389	0.41	10.2396	1.3304	0.0609	1.1920	608	6	601	7	637	24
16170117d	126	2981	0.00	21.4454	1.3245	0.0521	1.1525	293	3	294	4	288	24
17170117d	50	599	0.42	12.5691	1.3216	0.0573	1.1763	495	5	494	6	502	24
18170117d	155	3608	0.00	21.2269	1.3130	0.0523	1.1473	297	3	297	4	300	24
19170117d	133	414	0.14	3.2127	1.3231	0.1361	1.1605	1952	11	1747	19	2178	18
20170117d	35	345	0.31	9.8746	1.3264	0.0602	1.2039	620	6	622	7	611	24
21170117d	385	9003	0.00	21.2947	1.3166	0.0518	1.1575	294	3	296	4	276	24
22170117d	127	2936	0.00	21.1595	1.3290	0.0522	1.1680	297	3	298	4	293	24
23170117d	34	654	0.04	17.9372	1.3221	0.0538	1.2068	351	4	350	4	362	25
27170117d	34	535	0.12	15.0784	1.3236	0.0567	1.2352	424	5	414	5	479	25
28170117d	33	374	0.25	11.2045	1.3235	0.0583	1.2223	549	6	551	6	540	25
29170117d	851	19656	0.00	21.1149	1.3266	0.0506	1.1807	290	3	298	4	222	25
30170117d	24	234	0.40	10.0675	1.3206	0.0599	1.2559	608	6	611	7	600	25
31170117d	22	487	0.02	20.3791	1.3248	0.0533	1.2677	313	4	309	4	343	26
32170117d	399	9233	0.00	21.2675	1.3152	0.0521	1.1866	296	3	296	4	290	25
33170117d	389	9068	0.00	21.3767	1.3209	0.0518	1.1919	293	3	295	3	278	25
5170117e	40	371	1.04	11.6564	1.3152	0.0591	1.1761	538	5	531	6	572	23
7170117e	7	61	0.48	9.2687	1.3255	0.0612	1.4331	657	7	661	8	645	29
8170117e	18	154	0.37	8.8810	1.3111	0.0630	1.2323	692	7	688	8	707	24
9170117e	36	703	0.10	18.6150	1.3131	0.0540	1.1693	341	4	337	4	369	24
11170117e	356	9118	0.00	23.1803	1.3088	0.0514	1.1296	271	3	272	3	258	24
16170117e	355	8316	0.00	21.2721	1.2958	0.0520	1.1361	295	3	296	3	284	24
17170117e	61	1428	0.00	21.3402	1.2993	0.0520	1.1707	294	3	295	3	286	24
18170117e	61	672	0.22	10.8413	1.3070	0.0604	1.2002	579	6	569	7	619	24
19170117e	82	1921	0.01	21.4961	1.3074	0.0536	1.1762	300	3	293	3	354	24
20170117e	83	843	0.81	11.6591	1.3047	0.0585	1.1863	534	5	531	6	550	24
21170117e	134	1286	0.13	9.2937	1.3029	0.0628	1.1624	668	6	659	8	700	23
22170117e	13	118	0.80	10.2145	1.3088	0.0604	1.3246	605	6	602	7	617	27
23170117e	62	1454	0.00	21.4041	1.3026	0.0527	1.1938	297	3	294	3	314	25

Table 4 (suite)

15BL145	Pb	U	Th/U	²³⁸U/²⁰⁶Pb	1σ (%)	²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb	1 σ (%)	²⁰⁷Pb/²³⁵U	1σ	²⁰⁶Pb/²³⁸U	1σ	²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb	1σ
28170117e	46	283	0.84	7.3131	1.2966	0.0695	1.2132	850	7	826	9	913	23
29170117e	273	6389	0.00	21.6403	1.2949	0.0552	1.1968	306	3	291	3	421	24
30170117e	18	251	0.19	13.9762	1.3057	0.0585	1.2829	462	5	446	5	547	26
31170117e	201	4947	0.00	22.7687	1.2891	0.0538	1.2073	286	3	277	3	361	25
32170117e	159	3678	0.00	21.3038	1.2975	0.0525	1.2314	297	3	296	3	309	26
33170117e	64	609	0.86	11.4390	1.2944	0.0597	1.2293	550	6	540	6	591	25
34170117e	235	5454	0.00	21.3356	1.2991	0.0527	1.2108	297	3	295	3	315	25

4.3.3. Discussion

L'étude de terrain et la géochronologie dans le massif de l'Aston permettent de préciser l'âge de l'épisode magmatique tardi-varisque dans la zone axiale des Pyrénées. La diorite 15BL146 se met en place dans la croûte à 302 ± 2 Ma au début de l'épisode magmatique. Dans l'erreur, cet âge correspond aux premières analyses concordantes enregistrées dans les zircons de la migmatite 15BL145 à 309 ± 6 Ma. Cette date est donc interprétée soit comme l'âge de l'initiation de la fusion partielle synchrone de la mise en place de la diorite, soit comme un mélange avec des cœurs pré-varisques. Les surcroissances sombres des zircons de la migmatite donnent une date de 296 ± 1 Ma. Cette date est interprétée comme l'âge du paroxysme de la fusion partielle et du pic du métamorphisme HT-BP dans le dôme de l'Aston, qui est donc postérieur au magmatisme mafique à intermédiaire. Ce résultat est en accord avec les observations de terrain.

Les granites péralumineux montrent des analyses concordantes à sub-concordantes (correspondant à une éventuelle perte en plomb) entre 295 et 280 Ma avec une analyse concordante autour de 330 Ma. Le granite péralumineux 15BL143 donne deux dates à 295 ± 4 Ma et 281 ± 3 Ma. La première date est comparable dans l'erreur à l'âge de la fusion partielle. Cette observation, couplée à la présence de cœurs hérités dans les zircons des granites confirme l'hypothèse d'une origine crustale des granites issus à la fusion partielle de l'encaissant métasédimentaire. La date à 281 ± 3 Ma peut être interprétée comme l'âge de la cristallisation des magmas granitiques au cours du refroidissement à la fin de l'épisode de HT-BP tardi-varisque au début du Permien. L'épisode magmatique tardi-varisque aurait donc duré au moins une dizaine de millions d'années.

On obtient donc des résultats similaires pour l'âge et la durée de l'épisode magmatique dans le dôme de l'Aston et dans les massifs du Lesponne, Chiroulet et Néouvielle qui montrent un épisode magmatique d'une durée d'environ 10 Myr. Dans les deux zones d'étude, l'épisode magmatique tardi-orogénique commence par l'injection de magmas calco-alkalins à *ca.* 303 (granodiorite de Néouvielle, diorite du Lesponne et de l'Aston), synchrone du début de la fusion partielle suivi par la mise en place de magmas crustaux à *ca.* 295-290 Ma (granite péralumineux du Chiroulet, du Lesponne et de l'Aston).

Ces données sont donc en désaccord avec les résultats de Mezger and Gerdes (2014) qui proposaient un âge du magmatisme péralumineux et de la fusion partielle autour de 340 Ma. L'échantillon de leucogranite péralumineux 15BL147, dont les analyses ne permettent pas de calculer d'âge concordia pour la mise en place des magmas montre la difficulté de dater ces faciès.

4.4. Le magmatisme varisque dans l'ensemble de la chaîne pyrénéenne

- La zone axiale

Dans la zone axiale, l'épisode magmatique se décompose en 2 sous-ensembles avec (i) l'injection de magmas à *ca.* 304 Ma, qui est majoritairement représenté par les grands plutons calco-alcalins intrusifs dans la croûte supérieure, (ii) suivi de la cristallisation de magmas principalement péralumineux autour de 295-290 Ma dans les dômes métamorphiques.

- (i) Les datations U-Pb sur zircon de roches magmatiques, interprétées comme des âges de mise en place des complexes plutoniques « superficiels » de composition majoritairement granodioritique, donnent un âge moyen de 304 ± 1 Ma (chapitre 2). La mise en place des complexes plutoniques est donc synchrone de l'injection de magmas mafiques à intermédiaires dans les dômes métamorphiques du Chiroulet-Lesponne et de l'Aston. Ce premier sous-ensemble est caractérisé par des roches avec une signature géochimique métalumineuse et calco-alcaline riche en potassium. Les données géochimiques et isotopiques (Roberts et al., 2000 ; Vilà et al., 2005 ; chapitre 4.2) suggèrent la contribution de plusieurs sources mantelliques et crustales pour les magmas.
- (ii) Les cœurs des dômes métamorphiques sont constitués de nombreux corps plutoniques de composition granodioritique à granitique marqués par une abondance de roches ayant une signature péralumineuse. Les données obtenues dans les dômes de l'Aston et du Chiroulet – Lesponne soulignent un âge permien (*ca.* 295-290 Ma) pour ce deuxième sous-ensemble de roches magmatiques qui est en désaccord avec les âges viséens obtenus par Mezger and Gerdes (2014), que les auteurs interprètent comme l'âge du magmatisme péralumineux. Des résultats similaires sont obtenus par Lopez-Sanchez et al. (2018) dans le dôme de Bossost, second dôme où Mezger and Gerdes (2014) ont obtenu des âges viséens. Lopez-Sanchez et al. (2018) montrent que les granites péralumineux de l'Aston et du Lys-Caillaouas cristallisent à 295 ± 2 Ma et 297 ± 2 Ma respectivement. Les données des relations de terrains et géochimiques soulignent l'origine crustale de ces magmas liés à la fusion partielle de la croûte sédimentaire.

On remarque que Poitrenaud (2018) date à 295 ± 2 Ma la mise en place de la granodiorite de Salau, intrusive dans la couverture dévonienne. On retrouve un magmatisme permien à la fois dans les dômes métamorphiques mais aussi localement dans la partie supérieure de la croûte.

- Les massifs nord-pyrénéens

Dans les massifs nord-pyrénéens, on observe des plutons en moyenne de plus petite taille par rapport aux complexes plutoniques « superficiels » et de composition plus homogène. Ils sont localement intrusifs dans les roches du Paléozoïque inférieur comme pour les plutons de Lacourt et Foix dans le massif de l'Arize et de Ercé et Trois-Seigneurs dans le massif de Trois-Seigneurs, tous datés à la fin du Carbonifère (*ca.* 305-300 Ma) par Vacherat et al. (2017). Dans le massif de l'Agly, la charnockite et le granite d'Ansignan sont localisés dans la catazone et donnent des âges similaires (Tournaire, 2014).

Au niveau du massif de l'Ursuya, une diorite donne un âge autour de 291 ± 1 Ma (Chapitre 3) et le granite à 2 micas d'Ixassou est daté par Vacherat et al. (2017) à 277 ± 2 Ma. De plus, Boutin et al. (2015) montrent la présence de circulation de fluide dans les Pyrénées à partir du Permien. Malgré le manque de données, ces âges permien peuvent soit être soit interprétés comme un 2^e sous-ensemble de la même manière que dans la zone axiale soit attribués au volcanisme permien comme le granite d'Aya, intrusif dans le massif de Cinco Villas et qui est considéré comme un épisode magmatique distinct de l'épisode de HT-BP tardi-varisque (Denèle et al., 2012).

On remarque enfin l'abondance de nombreux petits corps magmatiques dans l'ensemble des massifs nord-pyrénéens qui ne sont pas datés.

- Remarque sur les âges du Carbonifère inférieur

En plus des âges obtenus par Mezger and Gerdes (2014), Lopez-Sanchez et al. (2018) observent également quelques zircons donnant des âges autour de 330-320 Ma pour les granites péralumineux de Bossost et du Lys-Caillaouas qu'ils interprètent comme correspondant à des zircons hérités antérieur à la mise en place des roches magmatiques tardi-varisques. Ils ne sont donc interprétés ni comme l'âge de mise en place des granites, ni comme l'âge du métamorphisme HT-BP. Les auteurs suggèrent que ces âges correspondent à un épisode de fusion partielle de la croûte très limité dans la zone axiale des Pyrénées qui peut être due à la relaxation thermique de la croûte au début Carbonifère. Ces résultats et interprétations sont en accord avec les hypothèses faites pour expliquer les âges obtenus autour de 320 Ma observés dans les massifs nord-pyrénéens (chapitre 3) dans les roches métamorphiques et le granite de Castillon.

4.5. Conclusion

Le magmatisme du Paléozoïque supérieur dans les Pyrénées s'étale du Carbonifère inférieur (*ca.* 340 Ma) jusqu'au Permien supérieur (*ca.* 267 Ma) sur plus de 70 Ma d'après l'ensemble des datations U-Pb sur zircon (Chapitre 2). Les âges les plus anciens sont localisés au niveau de rares endroits comme dans les dômes de l'Aston et Bossost pour la zone axiale ou Castillon pour la zone nord-pyrénéenne et ne sont pas attribués à la mise en place de roches magmatiques mais plutôt interprétés comme un héritage lié à du magmatisme local en profondeur dans la croûte. Le granite d'Aya correspond quant à lui au pluton le plus récent mis en place à 267 ± 1 Ma (Denèle et al., 2012) mais est plutôt relié au volcanisme alcalin permien abondant dans l'ensemble des Pyrénées plutôt qu'au magmatisme tardi-varisque.

L'épisode magmatique tardi-orogénique varisque dans les Pyrénées dure donc 10 à 20 My. Il commence à *ca.* 303 Ma par la mise en place de l'ensemble des grands plutons calco-alcalins intrusifs dans la couverture métasédimentaire du Paléozoïque ainsi que par l'injection de magmas mafiques à intermédiaires au cœur des dômes correspondant à la croûte moyenne. L'ensemble des données tendent à montrer la contribution mantellique importante mais aussi crustale comme sources de magmas.

Le début de la fusion partielle de la croûte moyenne est par ailleurs synchrone de ce magmatisme dans les dômes métamorphiques et conduit à la formation de magmas crustaux avec une signature péralumineuse qui cristallisent à *ca.* 295-290 Ma au cœur des dômes, voir jusqu'à 280 Ma dans l'Aston. Ces données soulignent donc la présence d'une croûte moyenne partiellement fondue pendant au moins une dizaine de millions d'années à la transition Carbonifère-Permien dans les Pyrénées.

Chapitre 5 : Modélisation 1D de l'origine et du développement de l'anomalie thermique

5.1. Introduction

5.1.1. Etat de l'art sur la modélisation du métamorphisme *HT-BP*

Le métamorphisme haute température – basse pression (*HT-BP*) se produit dans différents contextes géodynamiques qui ont fait l'objet d'études de modélisation afin de discuter des trajets *P-T* obtenus, de la durée des épisodes métamorphiques et des sources de chaleurs impliquées. On peut distinguer deux catégories principales de modèles en fonction de la source de chaleur à l'origine du métamorphisme *HT-BP* : (i) une source de chaleur interne au système correspondant à la croûte continentale et/ou (ii) une source de chaleur externe au système.

(i) Modélisation d'une source de chaleur interne : la production de chaleur par radioactivité

Les travaux de England and Thompson (1986, 1984) s'intéressent au cas du métamorphisme *HT-BP* résultant de la relaxation thermique d'une croûte continentale. Un épisode d'épaississement de la croûte conduit à une augmentation de la production de chaleur interne par radioactivité qui correspond à la maturation thermique de la croûte épaissie, d'une durée supérieure à 30 My (figure 5.1). Cet épaississement conduit à un géotherme relaxé, qui atteint des gradients moyens de type *MP-MT* (England and Thompson, 1984). L'amincissement post-épaississement lié à de l'érosion ou de l'extension conduit ensuite à une augmentation des gradients dans la croûte jusqu'à atteindre des conditions du métamorphisme de *HT-BP*.

La principale composante dans ces modèles est la production de chaleur par radioactivité lié à un épaississement de la croûte auquel s'ajoute l'effet de l'amincissement après la maturation thermique de la croûte par érosion ou extension.

La friction, dans le cas d'un amincissement par extension, peut être une source de chaleur interne supplémentaire.

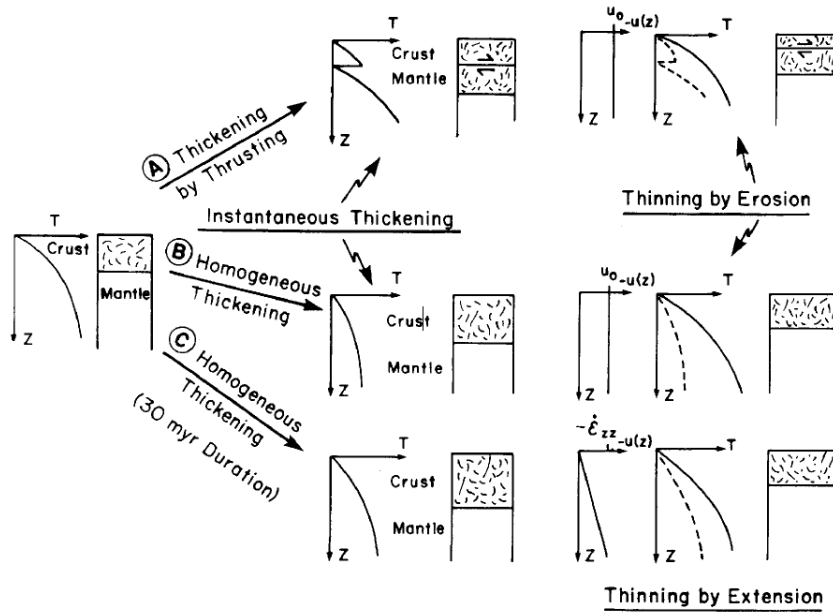


Figure 5.1 : Evolution schématique de la température dans la croûte suite à un épisode d'épaississement d'après England and Thompson, 1986.

(ii) Modélisation des différentes sources de chaleur externe

Trois autres catégories principales de modèles thermiques *HT-BP* avec une source de chaleur externe à la croûte sont à distinguer en fonction du contexte tectonique (De Yoreo et al., 1991).

La première source externe correspond à l'apport de chaleur par un magmatisme abondant dans par exemple des arcs magmatiques. Différentes études, dont celles de De Yoreo et al., 1991 ou Annen and Sparks (2002) s'intéressent à ces contextes géodynamiques. L'injection de nombreux sills magmatiques peut constituer une source de chaleur suffisante qui contrôle la température de la croûte aux profondeurs de mise en place des sills (figure 5.2) et entraîne par diffusion un réchauffement de la croûte supérieure. Dans un contexte d'arc, la fusion partielle du manteau couplée à l'injection des magmas mantelliques produits représente donc une source de chaleur externe à la croûte induisant un métamorphisme *HT-BP*. De plus, dans le cas d'injections à des profondeurs variables, on observe un géotherme avec un fort gradient dans la partie supérieure de la croûte puis des conditions isothermiques dans la partie inférieure de la croûte correspondant aux profondeurs de mise en place des sills (figure 5.2).

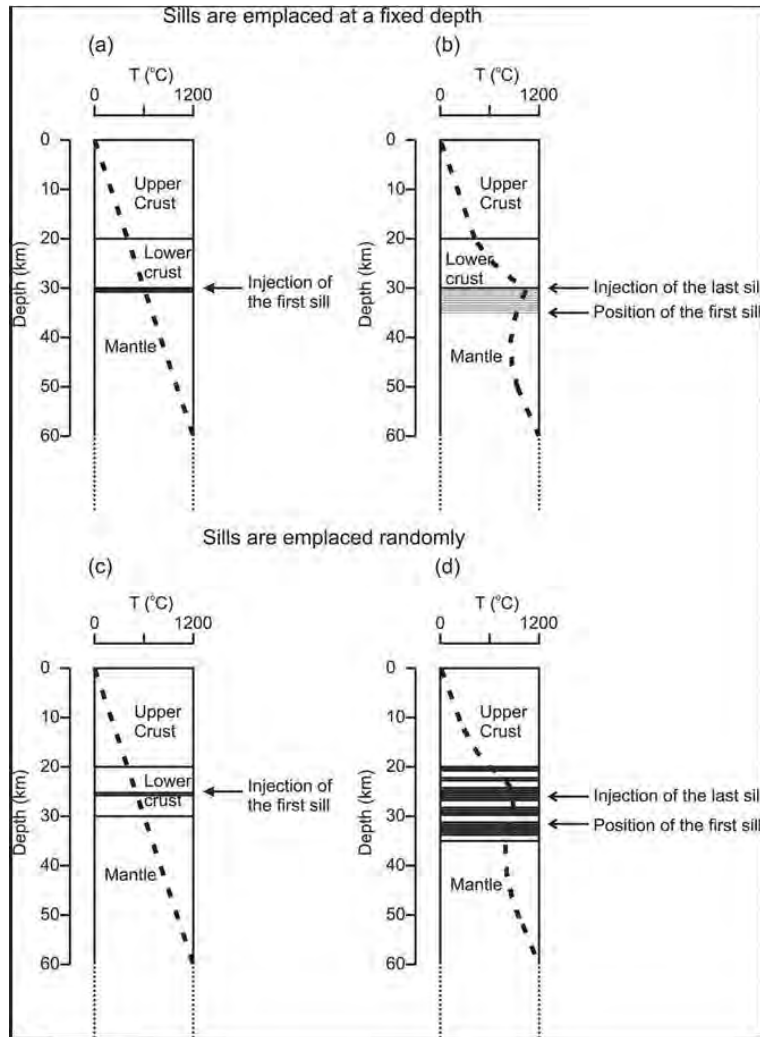


Figure 5.2 : Evolution schématique de la température de la croûte en réponse à l'injection de sills magmatiques à différentes profondeur d'après Annen et al. (2006).

Cependant, pour que les intrusions contrôlent la température de la croûte et que les conditions atteignent des températures supérieures à 600 °C dans la croûte moyenne, il faut une quantité de magmas injectés suffisante qui correspond à une abondance de roches plutoniques supérieure à 50 % (figure 5.3). Sinon, l'apport de chaleur externe par la mise en place de roches plutoniques dans la croûte ne permet pas à lui seul d'atteindre les conditions du métamorphisme *HT-BP*.

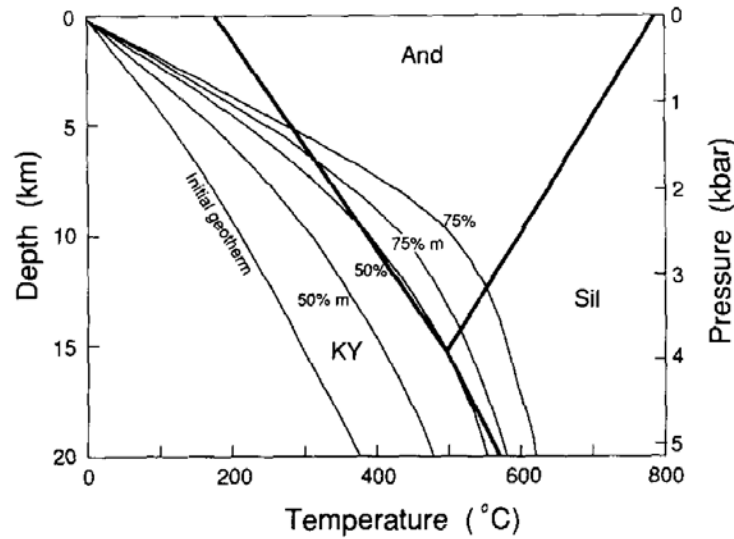


Figure 5.3 : Evolution moyenne et minimale (m) de la température en fonction de l'abondance de plutons mis en place à équidistance dans la croûte (50 et 75 %) d'après De Yoreo et al. (1991). La quantité de plutons nécessaire pour atteindre la même gamme de température est réduite de 20 % lorsque les intrusions se mettent en place simultanément.

La deuxième catégorie de modèle correspond à un environnement tectonique en extension. L'amincissement de la lithosphère entraîne une remontée des isothermes et donc une augmentation du gradient géothermique (figure 5.4). L'amincissement doit être suffisamment rapide pour obtenir de forts gradients dans la croûte avant le refroidissement de celle-ci par diffusion depuis son sommet.

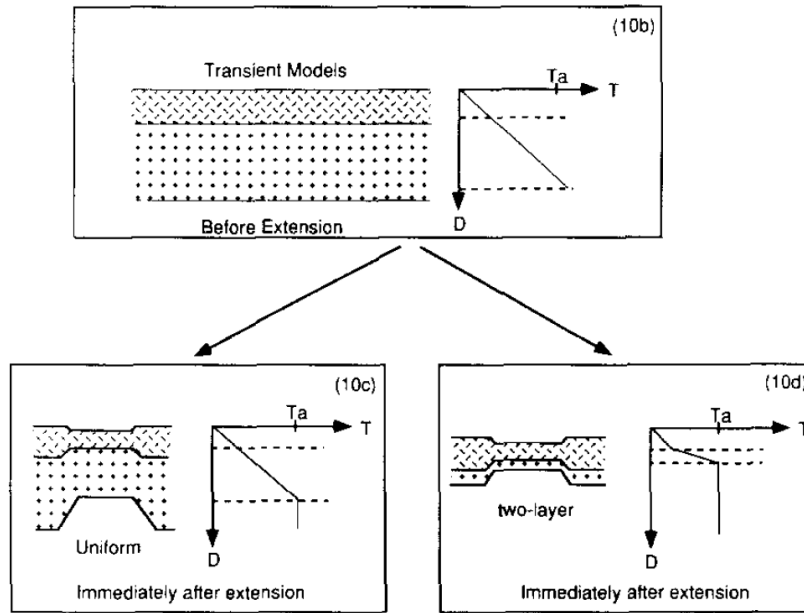


Figure 5.4 : Evolution de la température dans la croûte en réponse à un amincissement de la croûte d'après De Yoreo et al., 1991.

La dernière catégorie de modèle de *HT-BP* avec une source de chaleur externe correspond à un contexte avec un flux de chaleur du manteau à la base de la croûte élevé qui peut s'additionner à des flux de fluides chauds pervasifs dans la croûte. L'augmentation du flux mantellique à la base de la croûte a pour conséquence une augmentation des gradients résultant de la diffusion de la chaleur dans la croûte (De Yoreo et al., 1991). On observe des gradients qui varient peu en fonction de la profondeur dans le cas de ces modèles (figure 5.5).

La circulation de fluides chauds depuis le manteau jusque dans la croûte constitue une autre source de chaleur externe avec un apport de chaleur par advection. Le terme advectif fait varier plus fortement les gradients en fonction de la profondeur en fonction du paramètre B (figure 5.5) qui dépend de la vitesse, la capacité calorifique et la densité du fluide ainsi que de la porosité et la conductivité de la roche (De Yoreo et al., 1991).

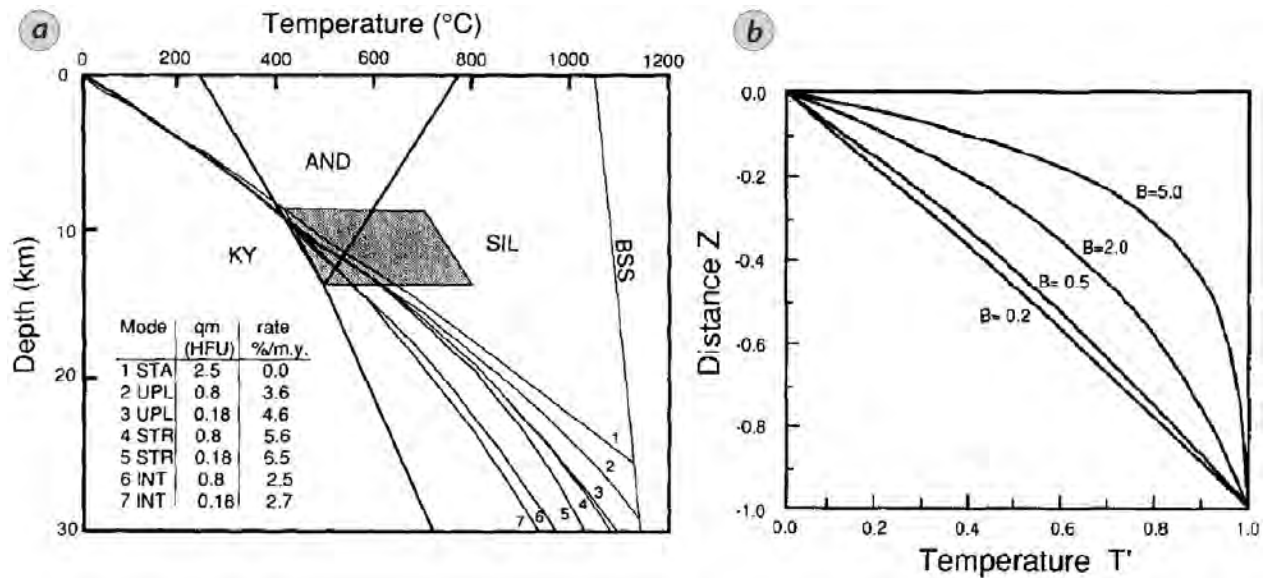


Figure 5.5 : Evolution de la température en fonction de (a) le flux à la base de la croûte et (b) l'advection de fluide dans la croûte modifiée d'après De Yoreo et al. (1991). Z et T' correspondent respectivement à une distance et une température sans dimension afin de comparer les variations en fonction du paramètre B (voir description de B dans le texte).

Des modèles plus récents tel que Depine et al. (2008) combinent plusieurs sources de chaleurs afin de reproduire certaines conditions d'évolution de la température en fonction de la profondeur. Les travaux de Depine et al. (2008) modélisent à la fois un flux de chaleur élevé en base de croûte et un transfert de chaleur par advection dans la croûte qui correspond à l'injection de magmas au niveau de la croûte supérieure en s'intéressant à l'effet des réactions de fusion partielle (figure 5.10).

5.1.2. Objectifs de la modélisation thermique

Dans la suite de ce chapitre, les résultats de travaux de modélisation numérique 1D de l'évolution thermique de la croûte varisque des Pyrénées sont présentés. L'objectif de ce travail de modélisation est de tester différentes hypothèses et de combiner les sources de chaleurs potentielles afin de préciser les conditions pouvant expliquer l'anomalie thermique tardi-varisque observée dans les Pyrénées et de déterminer le contexte géodynamique associé. Afin de comparer le modèle crustal d'évolution thermique avec les données obtenues au cours de l'épisode de *HT-BT* tardi-varisque dans les Pyrénées, l'exemple du Massif du Saint Barthélémy (SBA) est choisi. En effet, il constitue une section de la croûte depuis les granulites, représentant la croûte moyenne, jusqu'à la couverture sédimentaire paléozoïque, correspondant à la croûte supérieure. De plus, l'étude pétro-chronologique du SBA (Chapitre 3) a permis

de mieux contraindre l'évolution de la température dans ce massif, à travers la détermination de trajet Pression-Température-temps-déformation (P - T - t - d) et du géotherme caractéristique en 2 parties atteint lors du pic de température.

La première partie de ce chapitre présente la méthodologie utilisée pour la modélisation. La modélisation thermique 1D est basée sur un code numérique rédigé en collaboration avec Muriel Gerbault (GET, Toulouse) sous Matlab en intégrant les données issues des modèles thermodynamiques obtenus avec Perple_X. Dans un second temps, les principaux résultats obtenus sont présentés et discutés avec notamment la quantification de l'effet tampon de la réaction de fusion partielle par déstabilisation de la biotite dans la croûte moyenne granulitique et la nécessité du terme advectif ou convectif afin d'obtenir un géotherme en 2 parties avec de forts gradients dans la partie supérieure et des conditions isothermale dans la croûte moyenne à inférieure comparable aux résultats de l'étude pétrologique et chronologique du massif du SBA. Enfin, les effets de l'épaisseur de la croûte, constante dans les modèles, et de sa composition, considérée comme homogène dans les modèles, sont brièvement abordés en fin de chapitre.

5.2. Méthodologie

- Equation de la chaleur

L'objectif de ce travail est de résoudre l'équation de la chaleur (1) afin de déterminer l'évolution de la température dans la croûte du massif du Saint Barthélémy au cours de l'épisode tardi-varisque de HT - BP .

$$(1) \quad \frac{dT}{dt} = \frac{k}{\rho * Cp} * \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + u * \frac{dT}{dz} + \frac{S}{\rho * Cp} \quad (\text{Stüwe, 2002})$$

L'évolution de la température au cours du temps $\frac{dT}{dt}$ est la somme de la chaleur produite par (i) une source interne dans la croûte $\frac{S}{\rho * Cp}$ produite par la radioactivité et donc dépendante de l'épaisseur et de la composition de la croûte, avec S l'entropie en $W.m^{-3}$, ρ la densité en $kg.m^{-3}$ et Cp la capacité calorifique en $J.k^{-1}.m^{-3}$; (ii) une source externe $\frac{k}{\rho * Cp} * \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$ avec k la conductivité thermique en $W.m^{-1}.K^{-1}$ qui diffuse depuis la base du système au cours du temps; (iii) une source externe $u * \frac{dT}{dz}$ qui apporte de la chaleur par advection de matériel chaud dans la croûte avec une vitesse d'avection u ($m.s^{-1}$).

L'ensemble de ces termes est donc paramétré dans le modèle afin de qualifier et quantifier l'effet des 3 différentes sources de chaleur sur l'évolution du géotherme et comparer les résultats avec les données pétrologiques et géochronologiques obtenues.

- Calcul numérique

Le modèle numérique 1D est codé sous Matlab. Le code se base sur les travaux de Stüwe (2002) et Turcotte and Schubert (1982).

L'évolution du géotherme au cours du temps est calculée par itérations successives en utilisant la méthode des différences finies explicite (Stüwe, 2002 ; figure 5.6) : la température T_i^+ à l'instant t^+ et à la profondeur i est calculée à partir des températures à la profondeur $(i-1)$, (i) et $(i+1)$ au pas de temps précédent t^- tel que $t^+ - t^- = \Delta t$, en fonction de la diffusivité thermique κ ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) :

$$(2) \quad T_i^+ = T_i^- + \left(\frac{\kappa \Delta t}{\Delta x^2} \right) * (T_{i+1}^- - 2T_i^- + T_{i-1}^-) \quad (\text{Stüwe, 2002})$$

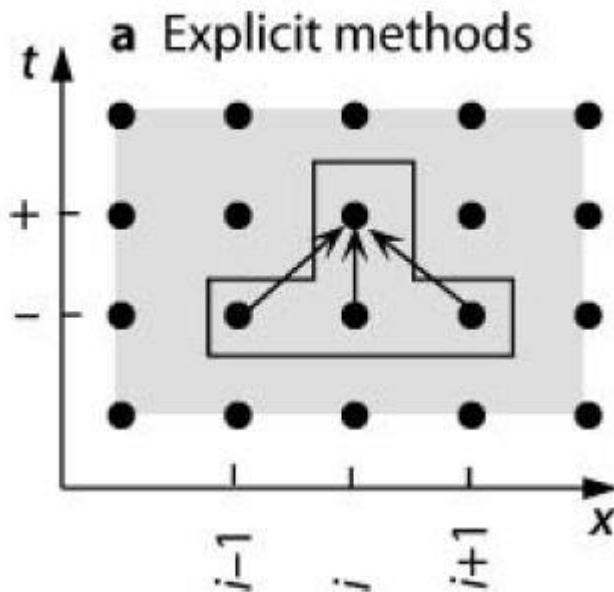


Figure 5.6 : Schéma illustrant la résolution de l'équation de la température à partir de la méthode explicite des différences finies.

- Définition du modèle de référence

Le modèle de référence représente le cas d'un apport de chaleur interne uniquement. Les conditions aux limites sont donc un flux de chaleur lithosphérique fixé à la base de la croûte qui correspond à la base du modèle et une température fixée à 15 °C au sommet du modèle et un état stationnaire.

Les variations d'épaisseur de croûte sont considérées dans les limites fixées par les études géologiques. D'après les résultats de l'étude métamorphique du massif du Saint Barthélémy (SBA), la pression maximale obtenue pour les granulites à la base du massif est de 6 kbar. En considérant la pression comme lithostatique et une densité de 2.8, on estime donc une profondeur d'une 20^{aine} de km, ce qui correspond à la croûte métasédimentaire moyenne à inférieure. Les précédentes études dans les Pyrénées varisques ont montré un épaissement crustal modéré avant l'épisode de *HT-BP* tardi varisque (Chapitre 2). En effet, le segment pyrénéen est considéré comme en position externe (*e.g.* Barnolas and Chiron, 1996; Cochelin, 2016 ; chapitre 3) lors des phases de collision et subduction varisque. L'épaisseur de la croûte continentale est donc fixée à 30 km comme première approximation dans le modèle de référence. Compte tenu des indices structuraux d'amincissement crustal, des épaisseurs plus faibles pourraient également être considérées. A contrario, le manque de connaissance sur la croûte inférieure peut impliquer des épaisseurs plus fortes de la croûte.

La composition initiale de la croûte est considérée comme homogène. Le modèle de référence considère 3 compositions de croûte possibles (table 5.1). La composition de la croûte est utilisée pour calculer i) la production de chaleur par radioactivité et ii) la température du solidus, la densité et la capacité calorifique qui sont estimées pour les compositions chimiques choisies à partir de modèles thermodynamiques calculés avec Perple-X.

- Paramètres testés par rapport au modèle de référence

Plusieurs études et résultats montrent l'importance de i) l'apport externe de chaleur, ii) l'effet de la fusion partielle et iii) la migration de magmas dans la croûte qui correspondent aux principaux paramètres testés dans ce travail de modélisation.

- (i) Différentes études (*e.g.* Cochelin, 2016; Cochelin et al., 2017; Denèle et al., 2014; Saint Blanquat et al., 1990) ainsi que les précédents résultats de cette thèse soulignent l'importance de l'apport externe de chaleur par des mécanismes tels que la délamination ou l'amincissement du manteau lithosphérique. On fait donc varier la condition à la base en imposant une température de 1300 °C

qui correspond à la température de l'asthénosphère afin de considérer, au premier ordre, une délamination de l'ensemble du manteau lithosphérique.

- (ii) Les résultats des chapitres 3 et 4 soulignent l'importance de la fusion partielle dans la croûte moyenne des Pyrénées varisques. On introduit donc l'effet tampon de la fusion partielle sur l'évolution de la température en faisant varier la capacité calorifique.
- (iii) La localisation des plutons dans la croûte supérieure met en avant le transfert de chaleur par advection de magmas au cours de l'anomalie thermique tardi-varisque. On ajoute donc un terme advectif afin de quantifier l'apport de chaleur par advection depuis la base de la croûte jusqu'à la croûte supérieure.

5.3. Résultats et discussion

5.3.1. Effet de la production interne de chaleur par radioactivité

La production de chaleur par radioactivité de la croûte varisque est calculée 1) pour la composition moyenne d'une granulite alumineuse obtenue à partir de la composition de plusieurs échantillons du massif du Saint Barthélémy, 2) pour la composition moyenne d'une migmatite obtenue de la même manière que précédemment et 3) pour une composition maximale considérant pour chaque élément radioactif la concentration maximale mesurée dans l'ensemble des échantillons du massif du SBA (table 5.1). Ces compositions permettent de comparer la production de chaleur par radioactivité des principales lithologies du massif. La dernière composition correspond à la teneur en éléments radioactifs recalculés pour un échantillon théorique produisant $1.10^{-5} \text{ W.m}^{-3}$ de chaleur par radioactivité.

		granulite alumineuse	migmatite	composition maximale	*** composition pour $1.10^{-5} \text{ W.m}^{-3}$
composition	K ₂ O (wt%)	3.18	4.64		
	U (ppm)	1.911	4.087	5	7.81
	Th (ppm)	22.81	15.87	25	93.25
	K (%)	2.42	3.25	4	9.89
abondance naturelle (%)	²³² Th			100	
	²³⁵ U			0.72	
	²³⁸ U			99.28	
	⁴⁰ K			0.0119	

concentration en isotope radioactif (kg.kg ⁻¹)	²³² Th	2.28E-05	1.59E-05	2.50E-05	9.33E-05
	²³⁵ U	1.38E-08	2.94E-08	3.60E-08	5.63E-08
	²³⁸ U	1.90E-06	4.06E-06	4.96E-06	7.76E-06
	⁴⁰ K	2.88E-06	3.87E-06	4.76E-06	1.18E-05
quantité de chaleur produite (W.kg ⁻¹ de 'X)	²³² Th			2.64E-05	
	²³⁵ U			5.69E-04	
	²³⁸ U			9.46E-05	
	⁴⁰ K			2.92E-05	
quantité de chaleur Q produite par élément (W.kg ⁻¹ de roche)	²³² Th	6.02E-10	4.19E-10	6.60E-10	2.46E-09
	²³⁵ U	7.83E-12	1.67E-11	2.05E-11	3.20E-11
	²³⁸ U	1.79E-10	3.84E-10	4.70E-10	7.34E-10
	⁴⁰ K	8.41E-11	1.13E-10	1.39E-10	3.44E-10
Q _{Th + U + K} (W.kg ⁻¹)		8.74E-10	9.32E-10	1.29E-09	3.57E-09
Q _{Th + U + K} (W/m ³)		2.45E-06	2.61E-06	3.61E-06	1.00E-05

Table 5.1 : Compositions de croûte continentale utilisées et calcul de la production de chaleur radioactive. Abondance naturelle d'après Turcotte and Schubert (2002) et quantité de chaleur pour 1 kg de chaque isotope d'après Stuwe (1992). (***) Le dernier échantillon correspond à la concentration en élément radioactif nécessaire pour avoir une production de chaleur par radioactivité de 1.10^{-5} W.m³ en gardant la même contribution de chaleur produite par chaque élément que dans le cas de la granulite alumineuse (respectivement 68 %, 1 %, 21 % et 10 % pour ²³²Th, ²³⁵U, ²³⁸U et ⁴⁰K).

Les géothermes calculés à l'équilibre pour les différentes compositions sont présentés dans la figure 5.7. Pour des valeurs de H ($2,45.10^{-6}$ W.m⁻³) correspondant à la composition des granulites alumineuses, les gradients dans la croûte ne varient pas avec la profondeur. On observe que plus la production de chaleur par radioactivité H est élevée, plus le géotherme montre une diminution des gradients avec la profondeur. Cependant, même avec une production interne de chaleur par radioactivité anormalement élevée ($H = 1.10^{-5}$ W.m⁻³), on n'obtient ni les conditions isothermes de croûte inférieure, ni des températures supérieures à la température de fusion partielle dans la croûte moyenne à inférieure indiquées par les études pétrologiques. On en déduit donc que, en l'absence d'épaississement crustal et lithosphérique important, la radioactivité ne suffit pas à expliquer la forme du géotherme lors de l'épisode de *HT-BP* tardi-varisque dans les Pyrénées dans la croûte supérieure et la croûte moyenne.

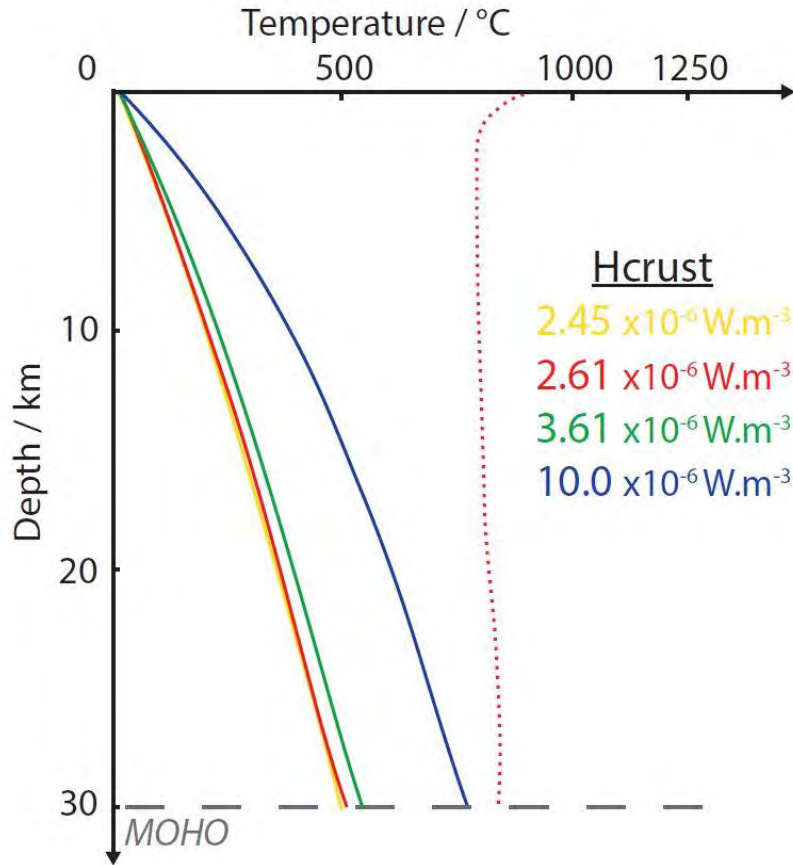


Figure 5.7 : Variation du géotherme pour une croûte d'épaisseur constante de 30 km en fonction de la production de chaleur interne par radioactivité.

Pour la suite, le modèle de référence utilisé correspond à la composition de la granulite alumineuse qui est la plus représentative de l'ensemble de la partie inférieure du massif du Saint Barthélémy. Le géotherme initial correspond donc à celui obtenu dans le cas d'une production de chaleur interne de la croûte de $2.45 \times 10^{-6} \text{ W.m}^{-3}$ (figure 5.7).

La composition choisie correspond à une faible teneur en eau et donc une température du solidus d'environ 800 °C qui correspond à la fusion partielle par déshydratation de la biotite. On fait donc l'hypothèse que la croûte métasédimentaire a préalablement été déshydratée avant le pic de température tardi-varisque. Cette hypothèse permet d'évaluer par la suite l'effet tampon de la réaction de fusion partielle par déshydratation de la biotite qui correspond aux températures maximales estimées dans les granulites du SBA.

5.3.2. Apport de chaleur externe par diffusion

La production de chaleur interne dans la croûte ne permettant pas de reproduire le géotherme mesuré dans le massif du SBA avec une épaisseur lithosphérique standard, on ajoute une source de chaleur externe qui consiste à imposer une température de 1300 °C à la base de la croûte pour modéliser une délamination totale du manteau lithosphérique (figure 5.8).

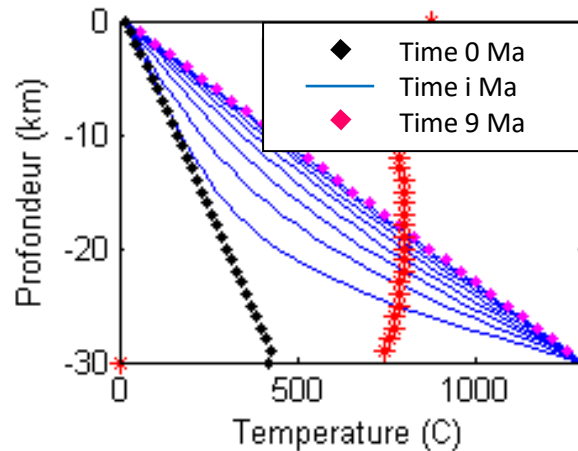


Figure 5.8 : Diagramme profondeur - température montrant l'évolution du géotherme par conduction. Les étoiles rouges représentent le solidus.

Après 9 Ma, on obtient un géotherme à l'équilibre par diffusion de la chaleur depuis la base. Ce géotherme dépasse les conditions d'anatexie à partir d'une profondeur d'environ 15-20 km et atteint en base de croûte des conditions de ultra-haute température. Cependant, contrairement au géotherme mesuré dans le massif du SBA, (i) on n'observe pas de fusion partielle à 10 km de profondeur ($T \approx 500$ °C dans le modèle) et (ii) on observe une évolution linéaire des températures avec la profondeur.

- (i) Les massifs nord-pyrénéens et les dômes de la zone axiale montrent un début de l'anatexie à une 10^{aine} de km de profondeur (environ 3-4 kbar, chapitres 2, 3 & 4). Afin d'obtenir des conditions de fusion partielle à 10 km dans les conditions de la délamination crustale, il faudrait soit amincir la croûte soit prendre en compte une production de chaleur interne par radioactivité supérieure à celle choisie pour le modèle, soit ajouter une source de chaleur externe à la croûte par advection de magmas. Cependant, au vue des contraintes géologiques, l'amincissement de la croûte est principalement post-pic de température. De même, comme démontré précédemment, en l'absence d'épaississement crustal important, la radioactivité a un effet relativement négligeable pour des valeurs de production de chaleur cohérentes avec la composition de la croûte métasédimentaire. Il

faut donc envisager un transport de chaleur par advection qui se traduit par la migration des produits de fusion partielle et l'injection de magmas dans la croûte.

- (ii) Les données pression-température dans l'ensemble des dômes métamorphiques montrent une diminution des gradients en fonction de la profondeur (Chapitres 2 & 3) avec un géotherme en 2 parties : un fort gradient dans la partie supérieure de la croûte jusqu'à 10-15 km puis une température plus ou moins constante entre 700-800 °C dans la partie inférieure des massifs nord-pyrénéens ou au cœur des dômes métamorphiques de la zone axiale. De même, afin d'obtenir un fléchissement du géotherme, il faut ajouter soit un terme advectif soit prendre en compte un potentiel effet tampon ou une combinaison de ces facteurs. Ces effets sont discutés ci-dessous.

5.3.3. Effet de la chaleur latente lors des réactions de fusion partielle

On remarque que la température maximale dans la croûte varisque au pic de température correspond à la température de fusion partielle par déshydratation de la biotite (800-850 °C). Certaines études (Bea, 2012; Clark et al., 2011; Depine et al., 2008a; Vielzeuf et al., 1990) discutent de l'effet tampon des différentes réactions de fusion partielle dans la croûte et suggèrent des effets plus ou moins significatifs sur la température. Clark et al. (2011) et Bea (2012) montrent une variation de l'ordre de quelques 10^{aine} de degrés entre un modèle avec capacité calorifique dépendante ou non de la valeur de la chaleur latente attribuée aux réactions de fusion (figure 5.9). Dans l'étude de Depine et al. (2008), la température en base de croûte (55 km) n'excède pas la température de fusion partielle par déstabilisation de minéraux hydratés (amphibole) malgré la présence d'une température correspondant au manteau asténosphérique (> 1200 °C à 60 km) comme condition à la base (figure 5.10). Pour modéliser l'effet tampon des réactions de fusion, Bea (2012) et Depine et al. (2008) utilisent une capacité calorifique effective $C_{p_{eff}}$ (3) qui diffère de la capacité calorifique C_p par la prise en compte d'un terme de chaleur latente L et de la variation du volume de melt V en fonction de la température.

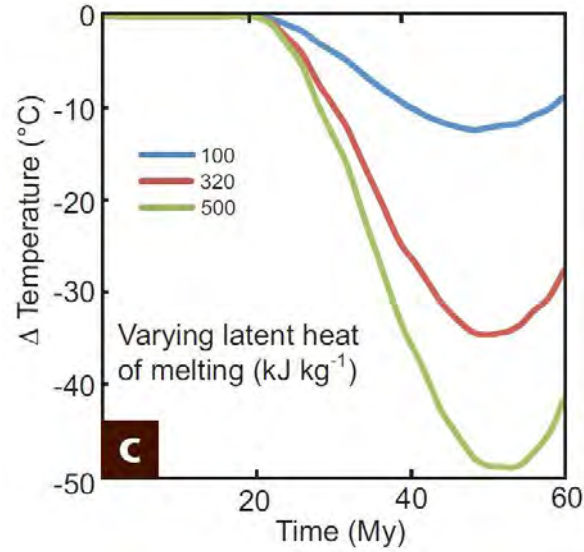


Figure 5.9 : Variation de température due à la fusion partielle en fonction de la chaleur latente de fusion (500 kJ.kg⁻¹ en vert, 320 kJ.kg⁻¹ en rouge et 100 kJ.kg⁻¹ en bleu) (Clark et al., 2011).

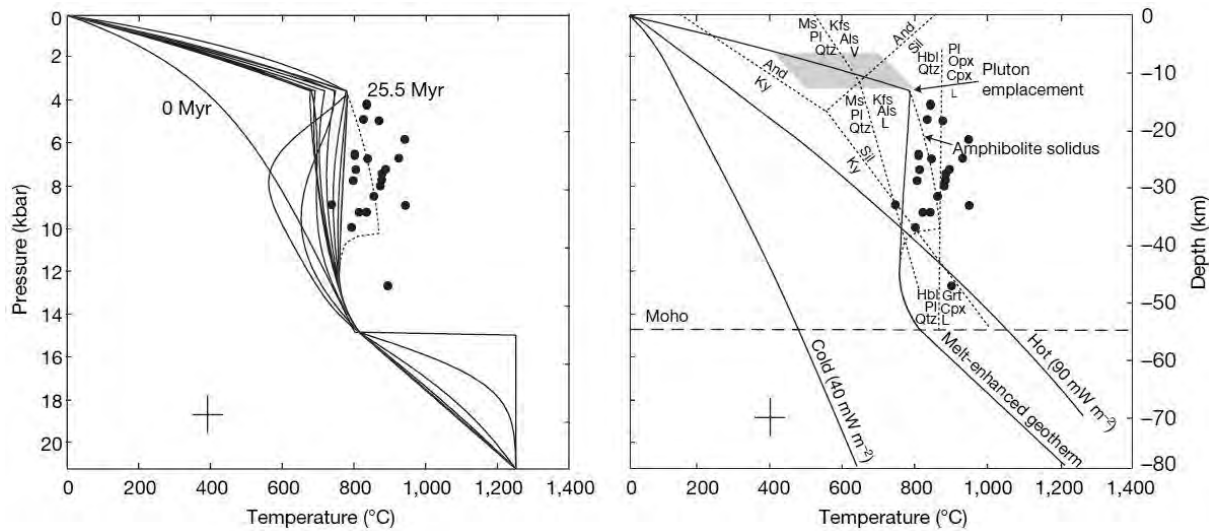


Figure 5.10 : Résultat du modèle numérique 1D de Depine et al. (2008) montrant l'évolution du géotherme au cours du temps pour un flux mantellique de 65 mW.m⁻² (à gauche). Comparaison entre ce géotherme à 25 Myr et les géothermes conductifs prédits à partir de la mesure d'un flux de chaleur en surface de 40 mW m⁻² (cold) et 90mW m⁻² (hot) avec une production de chaleur par radioactivité identique pour l'ensemble des géothermes (à droite).

$$(3) \quad C_{p_{eff}} = C_p - L \frac{\partial V}{\partial T}$$

Des études précédentes (Rey et al., 2009; Stüwe, 1992) définissent différentes lois (exponentielle, polynomiale ou linéaire) d'évolution du volume de liquide en fonction de la température (figure 5.11), avec T_s la température du solidus et T_l la température du liquidus :

$$(4) \quad V(T) = \frac{T - T_s}{T_l - T_s} \quad \text{loi linéaire}$$

$$(5) \quad V(T) = 0.5 + T_{ss} + (T_{ss}^2 - 0.25) * (0.4256 + 2.988 * T_{ss}) \quad \text{loi polynomiale (Rey et al., 2009)}$$

$$\text{avec } T_{ss} = \frac{T - \frac{T_s + T_l}{2}}{T_l - T_s} \quad \text{l'expression de la température supersolidus}$$

$$(6) \quad V(T) = \frac{e^{aT} - e^{aT_s}}{e^{aT_l} - e^{aT_s}} \quad \text{loi exponentielle d'après Stüwe (1992) où } a \text{ est une constante traduisant}$$

la température à laquelle la roche fond le plus : si $a > 0$, la roche fond à des températures proche du liquidus ; si $a < 0$, la roche fond à des températures proche du solidus ; si $a = 0$, la fusion est linéaire en fonction de la température.

Les résultats de l'évolution de la fraction de liquide en fonction de la température pour les différentes lois avec une température de solidus de 800 °C et une température de liquidus de 1300 °C sont présentés dans la figure 5.11.

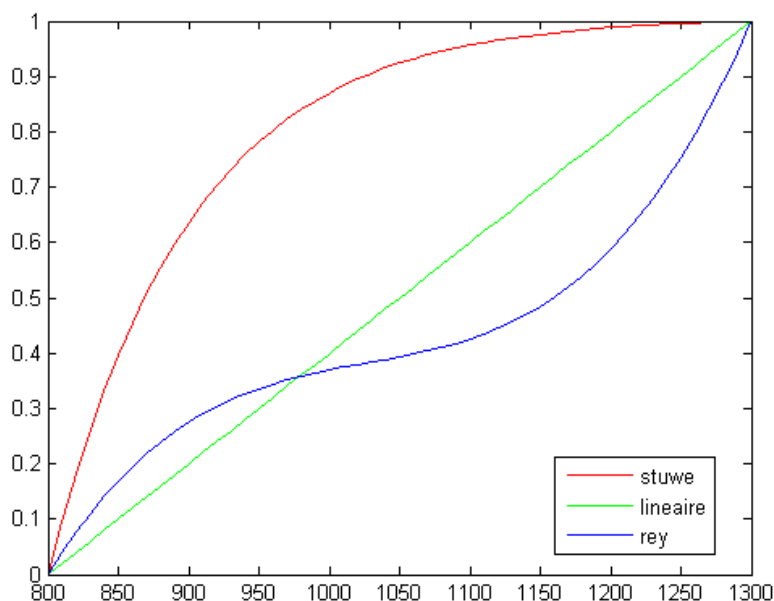


Figure 5.11 : Exemple de variation de la fraction de melt en fonction de la température pour des valeurs de $T_s = 800$ °C et $T_l = 1300$ °C et en utilisant la loi exponentielle de Stüwe (équation 6) pour $a = -0.02$, la loi linéaire (équation 4) et la loi polynomiale de Rey (équation 5).

Nous avons estimé l'évolution du volume de liquide avec la température en utilisant les modélisations thermodynamiques effectuées avec le logiciel Perple_X pour la composition des granulites du massif du Saint Barthélémy. Dans cet exemple, la réaction de fusion partielle est liée à la déstabilisation de la biotite qui s'initie à 800-850 °C dans ces lithologies faiblement hydratées (Chapitre 3). L'évolution de la fraction de liquide avec la profondeur est comparée aux trois courbes issues des lois présentées précédemment (figure 5.12). Pour les pressions de 5 et 8 kbar correspondant au massif du Saint Barthélémy, le profil d'évolution de la fraction de liquide issu de la fusion des granulites est globalement linéaire. Dans le détail, on observe cependant, à certaines températures, des augmentations rapides de la fraction de liquide qui traduisent un effet tampon des réactions. Par exemple, pour une pression de 5 kbar, les données montrent que la fraction liquide augmente entre 800°C (température solidus) et 950°C ($V=40\%$) avec une pente $dV/dT = 0.27 \text{ } \%.^{\circ}\text{C}^{-1}$, puis on observe une pente plus forte de $0.5 \text{ } \%.^{\circ}\text{C}^{-1}$ entre 950 et 990°C ($V=60\%$), puis la pente s'adoucit ($dV/dT = 0.21 \text{ } \%.^{\circ}\text{C}^{-1}$) jusqu'à la température liquidus de 1200°C.

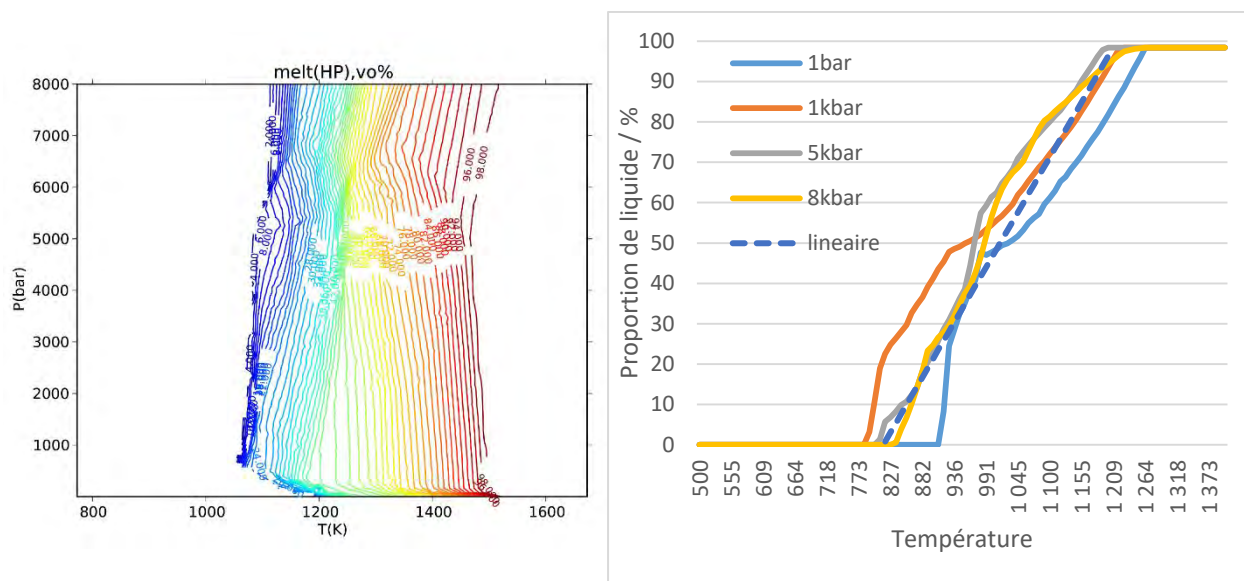


Figure 5.12 : Diagramme PT montrant le volume de liquide en % pour une granulite alumineuse (à gauche), diagramme représentant l'évolution de la proportion de liquide en fonction de la température à différentes pressions à partir des données issues de Perple_X (à droite).

On choisit donc d'introduire dans le modèle une capacité calorifique effective avec une loi linéaire (4) pour prendre en compte la chaleur latente des réactions de fusion si la température T à la profondeur i est supérieure ou égale à la température du solidus pour la composition de la croûte choisie. La valeur de la chaleur latente L est extraite du modèle thermodynamique Perple_X. On note que la température de solidus de la croûte dépend de la composition de la croûte. Dans le cas des granulites du MSB, la première réaction de fusion est la réaction liée à la déstabilisation de la biotite.

Les résultats obtenus après 1 Ma sont présentés dans la figure 5.13. On observe, à une profondeur donnée une baisse de la température de l'ordre de la 10^{aine} de $^{\circ}\text{C}$ (géotherme en pointillé, figure 5.13) par rapport au géotherme sans chaleur latente (géotherme en trait plein, figure 5.13). On reproduit donc un effet tampon faible, comparable à celui observé par Bea (2012) et Clark et al. (2011). L'effet tampon observé dans l'étude de Depine et al. (2008) n'est pas reproduit. En effet, la température en base de croûte dépasse la température de fusion partielle par déstabilisation de minéraux hydratés (amphibole ou biotite). L'effet significatif modélisé par Depine et al. (2008) est explicable par: (i) une erreur dans la formule de la capacité calorifique effective utilisée par Depine et al. (2008), (ii) un effet tampon local à une profondeur donnée.

- (i) Les auteurs soulignent le fait que leurs travaux montrent le rôle de tampon thermique de l'anatexie dans la croûte déjà modélisé par Stüwe (1992). Cependant, la définition de la capacité calorifique effective reportée dans Stüwe (1992) est : (7) $C_{p_{eff}} = C_p - L\rho \frac{\partial V}{\partial T}$

Cette équation ne respecte pas les unités et elle est corrigée dans Stüwe (1995) par la suppression de la densité ρ (équation 3). L'utilisation de l'expression erronée (7) dans les modèles permet de reproduire des résultats similaires à ceux proposés par Depine et al. (2008), c'est-à-dire une température tamponnée en base de croûte à la température de fusion partielle par déshydratation de la biotite (géotherme en tiret, figure 5.13).

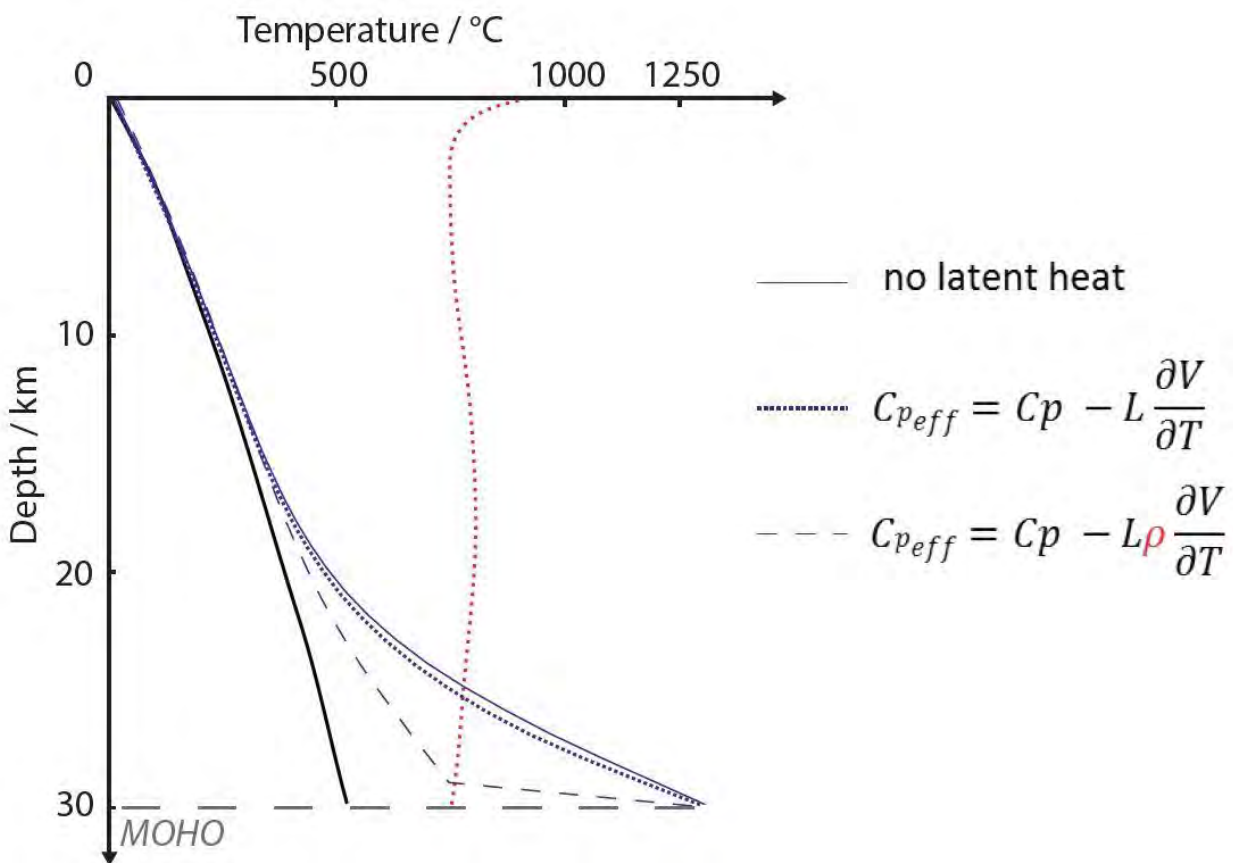


Figure 5.13 : Résultats des modèles d'évolution du géotherme après 1 Ma en imposant une température de 1250 °C à la base de la croûte : a- sans prendre en compte la chaleur latente (bleu continue), b- en prenant en compte la chaleur latente d'après Stüwe (1995) (équation 4 ; pointillé bleu) et c- en utilisant l'expression de la capacité calorifique effective de Stüwe (1992) (tiret bleu). Le géotherme initial est représenté en noir pour une croûte de 30 km d'épaisseur avec la composition d'une granulite alumineuse. Les pointillés rouges représentent le solidus d'après les données Perple_X.

- (ii) Autour de 5 kbar, la réaction de fusion partielle de la biotite est une réaction univariante. On observe sur la pseudosection (figure 5.14) qu'à partir de 5 kbar et $\approx 800^\circ\text{C}$ (1073 K), le volume de biotite diminue rapidement pour passer de 18 vol % à une absence totale de biotite à 850-900 $^\circ\text{C}$. Dans le détail, pour des pressions inférieures à 5 kbar, le volume de biotite diminue progressivement entre 500 $^\circ\text{C}$ et 800 $^\circ\text{C}$. Entre 5 kbar et 6.5 kbar, on observe un champ (en rouge sur la figure 5.14) où toute la biotite est consommée par la réaction de fusion partielle ($\text{Bt} + \text{Pl} + \text{Als} + \text{Qtz} = \text{Gt} + \text{Kfs} + \text{Melt}$) en moins de 50 $^\circ\text{C}$. Pour des pressions supérieures à 6.5 kbar, on passe de 18 vol % de biotite à 820 $^\circ\text{C}$ à 0 vol % de biotite à 870 $^\circ\text{C}$. Ces résultats peuvent mettre en évidence un effet tampon différent de la réaction de fusion partielle par déshydratation de la biotite dépendant de la profondeur.

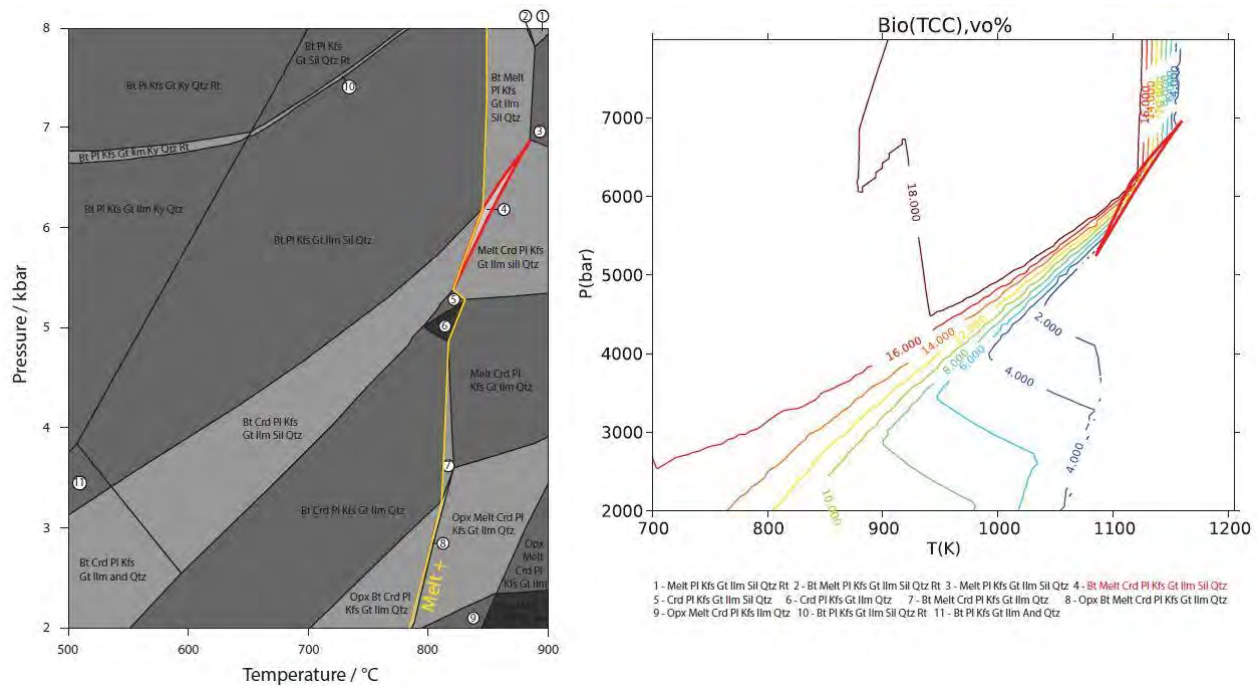


Figure 5.14 : Pseudosection et évolution du pourcentage volumique de biotite pour la granulite alumineuse (08SR30)

On souhaite donc tester cet effet tampon local dépendant de la pression. Pour cela, au lieu de prendre une capacité calorifique effective dépendante de la variation de liquide en fonction de la température, on peut calculer les capacités calorifiques à partir des enthalpies H (J) extraites des modélisations Perple_X sachant que :

$$(8) C_p = \frac{\Delta H}{\Delta T}$$

L'évolution de la température en fonction de l'enthalpie à des pressions de 4.5, 6.2 et 7 kbar est présentée dans la figure 5.15. On remarque que, lors de la réaction de fusion partielle de la biotite à 6.2 kbar, la température est quasiment constante alors que l'enthalpie augmente. Ceci signifie que la chaleur apportée au système est consommée par la réaction de fusion partielle. Cet effet n'est pas observé pour des pressions de 4.5 et 7 kbar car la réaction de fusion de la biotite est continue. Ces résultats sont similaires à ceux obtenus par Schorn et al. (2018) qui montrent que les réactions de fusion partielle dans une pélite consomment jusqu'à 3 kJ.mol⁻¹ d'enthalpie ce qui a pour conséquence, pour un apport de chaleur donné, de diminuer la température une fois la biotite entièrement consommée de la roche pélitique par rapport à une roche granitique jusqu'à 80 °C.

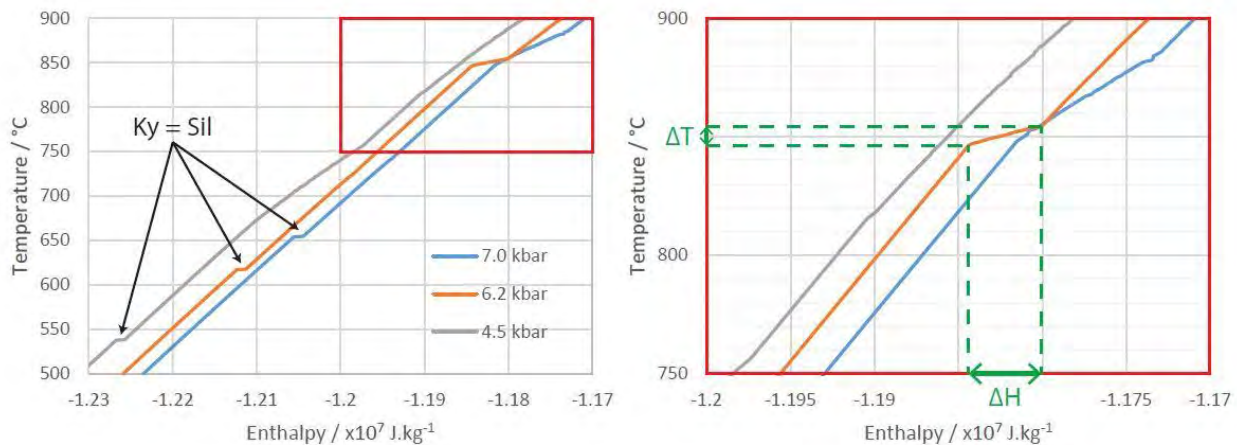


Figure 5.15 : Diagramme température vs. enthalpie montrant la variation de l'enthalpie au cours de la réaction métamorphique disthène = sillimanite et de la réaction de fusion partielle par déshydratation de la biotite à 4.5, 6.2 et 7.0 kbar. La variation d'enthalpie liée à une réaction métamorphique tel que disthène = sillimanite est nettement inférieure à celle liée à la fusion partielle à 6.2 kbar.

A partir de la variation de l'enthalpie H (figure 5.15), on peut donc calculer le C_p correspondant à une réaction métamorphique ou de fusion partielle.

On observe que l'effet de la réaction de fusion sur l'enthalpie est dépendant de la pression. L'effet tampon est maximal autour de 6.2 kbar, pression à laquelle la biotite disparaît en moins de 50 °C (figures 5.14 & 5.15). La capacité calorifique C_p correspondant à cette réaction à 6.2 kbar est de 6.10³ J.kg⁻¹.K⁻¹ (figure 5.15). On remarque que la pression et la température auxquelles la capacité calorifique est maximale

une profondeur qui correspond à peu près à la profondeur de fusion partielle. Cette profondeur de fusion est donc légèrement plus faible (environ 26 km au lieu de 27 km) si on tient compte de l'augmentation de C_p . Après avoir obtenu un équilibre ($t_\infty > 25$ Ma), on observe encore une baisse de température liée à l'effet tampon de la réaction de déstabilisation de la biotite. Cependant les résultats sont plutôt comparables à l'étude de Clark et al. (2011) et on n'observe pas l'effet tampon majeur proposé dans Depine et al. (2008).

On montre donc (i) un effet tampon de l'ordre de la 100^{aine} de degrés lié à la réaction de fusion partielle et (ii) une température qui dépasse les 800 °C en base de croûte dans ce modèle si l'apport de chaleur est suffisant pour consommer l'ensemble de la biotite et permettre à la température d'augmenter de nouveau. Ce second point est en désaccord avec les données pétrologiques.

Les résultats impliquent donc que (i) soit l'apport de chaleur est insuffisant pour consommer l'ensemble de la biotite présente dans l'échantillon et donc la température ne dépasse pas la température de fusion partielle lors de l'épisode de HT-BP tardi-varisque, (ii) soit la source de chaleur est localisée à une profondeur supérieure à 30 km

Ces deux hypothèses permettent d'expliquer une température maximale autour de 800-850 °C dans la croûte moyenne mais ne rendent pas compte de l'observation de la condition isotherme de l'ensemble de la croûte moyenne de 10 à 20 km dans le massif du SBA.

5.3.4. Transport de chaleur par advection

On observe, sur le terrain, que l'ensemble de la partie inférieure du massif du SBA est affectée par de la fusion partielle de manière continue avec des figures d'extraction de liquide (Chapitre 3). De plus, au sommet de la zone migmatitique, les corps magmatiques péralumineux sont plus abondants (figure 3.x). Ces observations traduisent un déplacement de matière depuis la base du massif jusque sous la couverture métasédimentaire. Les observations de terrain privilégient donc l'hypothèse de l'advection de chaleur par le transfert progressif des produits de la fusion partielle depuis la base jusqu'au sommet de la colonne plutôt que l'apport de chaleur par l'injection instantanée de magmas mantellique à une profondeur donnée comme dans les travaux de Annen et al. (2008). Afin de modéliser ce déplacement de liquide produit essentiellement par la fusion partielle des roches encaissantes, un terme advectif est ajouté dans le modèle numérique 1D (figure 5.17).

Les résultats de l'étude géochronologique et pétrologique sont utilisés afin de contraindre la vitesse d'advection. En effet, l'échantillon de granulite à la base du massif du SBA et l'échantillon de migmatite

localisé à proximité de la bande mylonitique donnent tous les deux un âge U-Pb sur zircon identique de 300 ± 2 Ma pour l'âge interprété comme l'âge du pic de température (Chapitre 3). Cela signifie que le pic de température est atteint de manière synchrone dans la partie inférieure et supérieure du massif avec une incertitude sur la durée de transfert de la chaleur de 4 My maximum qui correspond à la somme des incertitudes des âges concordia. Au moment du pic de température, les estimations de pression indiquent que les deux échantillons sont séparés d'une 10^{aine} de km. On obtient donc une vitesse minimale du déplacement de l'apport de chaleur, interprété comme la migration par advection du front de fusion partielle, de 2.5 km/My.

Afin de s'affranchir du problème de diffusion numérique, l'advection est modalisée comme le déplacement depuis la base jusqu'au sommet de la température correspondant à la température du liquide produit par fusion au cours du temps à la vitesse de 2.5 km/My avec les conditions suivantes :

- (i) Afin de s'affranchir du problème lié à l'effet tampon des réactions de fusion partielle et de la profondeur de la source évoqué précédemment, on impose une température à 30 km (qui correspond à la base du modèle) de 850 °C équivalente à la température à laquelle le volume de liquide est compris entre 5 et 10 % pour la composition de la croûte utilisée d'après le modèle thermodynamique Perple_X.
- (ii) On suppose que l'apport de chaleur par la migration de liquide à une profondeur donnée est suffisant pour contrôler la température à cette profondeur et faire fondre la croûte. L'apport de chaleur à la base doit donc être suffisant afin de respecter le bilan de chaleur dans le système entre la chaleur apportée à la base et la chaleur consommée pour augmenter la température de la croûte et produire le liquide par fusion partielle.
- (iii) L'advection de liquide et donc la remontée de la température du liquide de la profondeur n à la profondeur $n-1$ n'est effectuée que si le volume de liquide à la profondeur n est supérieur à 7 %. Cette condition correspond au volume nécessaire pour avoir une connectivité du liquide dans la roche et permettre le déplacement du liquide (figure 5.17).
- (iv) L'advection du liquide s'effectue si la poussée d'Archimède exercée par l'ensemble de la colonne de liquide résultant de la différence de pression entre le liquide et la roche est supérieure à la pression isostatique à la profondeur donnée. On calcule et compare donc, à chaque pas de temps, l'enveloppe des contraintes et la force correspondant à la poussée d'Archimède (figure 5.18)

Les résultats sont présentés dans les figures 5.17 et 5.18.

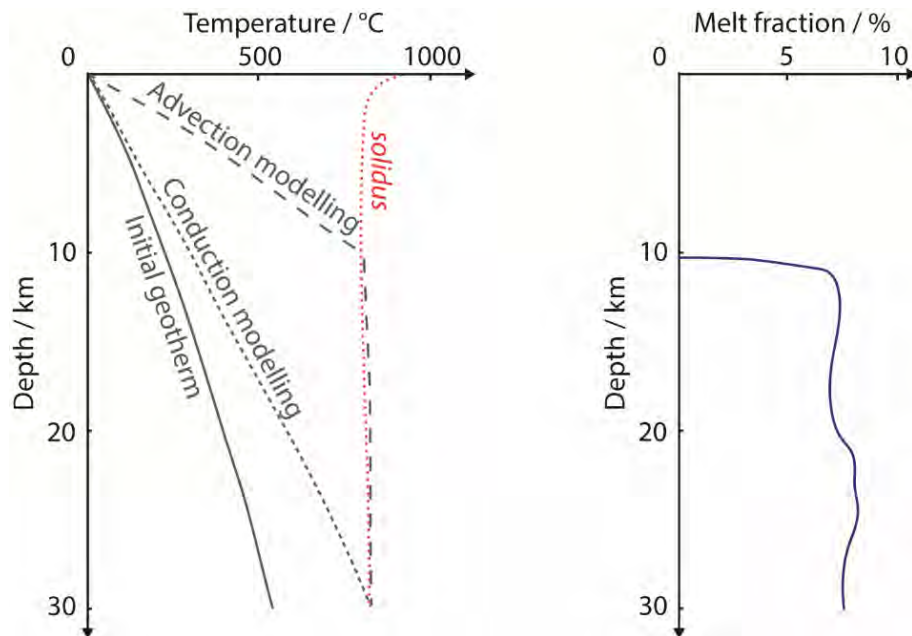


Figure 5.17 : Comparaison des géothermes après équilibre avec conduction et avec advection et fraction de liquide produit par la fusion partielle pour le géotherme avec advection.

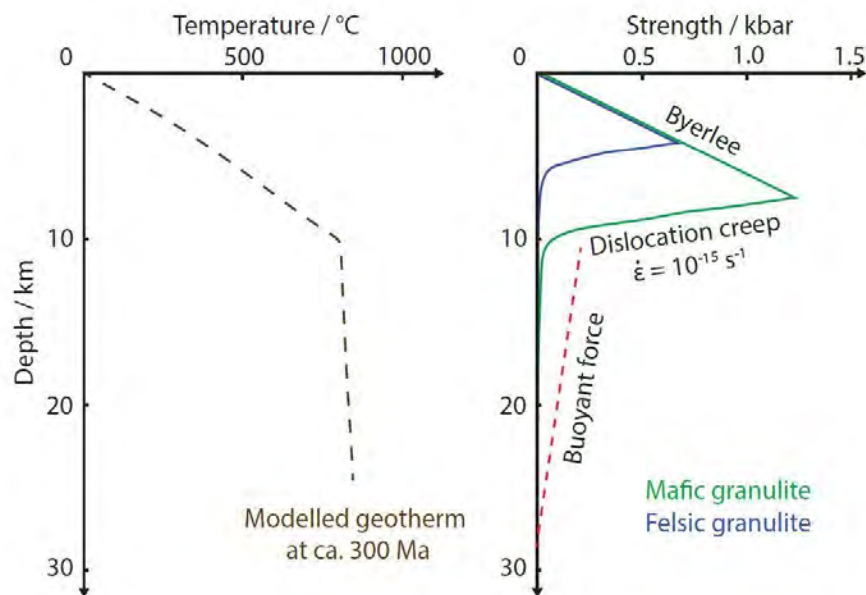


Figure 5.18 : Effet d'une croûte chaude sur l'enveloppe des contraintes. A droite : le géotherme modélisé avec advection (figure 5.17) ; à gauche : les enveloppes des contraintes pour une granulite mafique et une granulite felsique d'après Ranalli (1995) et force liée à la poussée d'Archimède exercée par la colonne de liquide.

Le géotherme obtenu par modélisation en prenant en compte l'advection du liquide produit par fusion partielle est en accord avec le géotherme issu des données pétrologiques avec un fort gradient jusqu'à 10 km de profondeur et des conditions isothermes de 10 à 20 km de profondeur. On note aussi la présence d'une fraction de liquide supérieure à 7 % du volume dans l'ensemble de la croûte moyenne à ces températures (figure 5.17). De plus, à partir de 10 km de profondeur, l'enveloppe des contraintes calculées, qui évolue avec la température atteint une force maximale, supérieure à la poussée d'Archimède qui bloque donc la remontée des liquides de fusion partielle jusqu'à la surface et stoppe le transfert de chaleur par advection. Ce résultat est en adéquation avec les observations de terrain. En effet, c'est à cette profondeur que l'on observe une plus forte concentration de petits corps plutoniques traduisant l'accumulation des magmas autour de 3 kbar.

On en conclut donc que le géotherme dans le massif du SBA au pic de température à *ca.* 300 Ma nécessite un apport de chaleur externe important tel qu'une remontée de l'asthénosphère jusqu'à la base de la croûte. Cette remontée d'asthénosphère entraîne une forte augmentation de la température à la base de la croûte. On impose en effet dans nos modèles une température correspondant au manteau asthénosphérique comme condition à la base. Cet apport de chaleur mantellique à la base de la croûte conduit à la production de liquide magmatique par fusion partielle de la croûte métasédimentaire et à l'advection du front d'anatexie jusqu'à une 10^{aine} de km de profondeur.

Cependant, les principales limites de ce modèle du premier ordre sont (i) l'hypothèse d'une croûte d'épaisseur constante et (ii) la composition de la croûte homogène indépendante de la profondeur et du temps.

5.3.5. Effet de l'épaisseur et de la composition de la croûte

- Discussion sur la variation de l'épaisseur de la croûte

La croûte pyrénéenne est supposée peu épaissie et d'épaisseur constante lors de l'épisode tectono-orogénique varisque et donc l'épaisseur de la croûte est fixée à 30 km dans les modèles précédents. En effet, les données suggèrent un épaississement précoce modéré avant le métamorphisme de HT-BP. Les effets de l'épaississement de la croûte et de la profondeur de la source de chaleur ont déjà été abordés dans les parties précédentes traitant de la production interne de chaleur et de l'effet de la fusion partielle. Cependant, le massif du SBA est marqué par une déformation majeure qui commence au cours du métamorphisme de HT-BP et est en partie rétrograde. Cette déformation conduit à un amincissement de

la croûte d'un facteur trois. Cet amincissement peut avoir un rôle non négligeable au cours du refroidissement de la croûte en faisant remonter du matériel plus chaud. De plus, on observe une localisation de la déformation le long de bande de cisaillement qui peut provoquer du « shear heating » dans la croûte. Ces deux mécanismes d'amincissement post pic thermique sont à prendre en compte dans les modèles afin d'étudier la vitesse de refroidissement de la croûte varisque moyenne chaude au cours du Permien auquel s'ajoute la chaleur relâchée par la cristallisation des magmas.

- Discussion sur la variation de la composition de la croûte

D'une part, le modèle est constitué d'une composition unique quelque soit la profondeur. Les résultats de Canty (2016) ainsi que des tests complémentaires ont été réalisés afin d'étudier le rôle de certains paramètres liés à la composition choisie telle que la densité des roches. Ces résultats montrent qu'au premier ordre, la composition a un rôle négligeable dans le cadre de notre étude qui s'intéresse à une croûte majoritairement constituée de roches sédimentaires. Le paramètre le plus important en lien avec la composition utilisée est la température du solidus de la roche à partir du moment où l'on introduit l'effet tampon lié aux réactions de fusion partielle et où l'on s'intéresse à l'advection de magmas.

Cependant, la composition de la granulite alumineuse choisie pour le modèle est anhydre et a une température de solidus autour de 800 °C. Alors que la partie supérieure du massif du Saint Barthélémy est composée principalement de roches métasédimentaires qui ont une température de solidus autour de 650-700 °C qui correspond à la réaction de fusion hydratée. Le choix de cette composition anhydre a été fait pour étudier l'effet de tampon associé à la réaction de déstabilisation de la biotite.

Un modèle constitué de plusieurs couches pourrait donc être plus adapté avec au moins une couche pour la partie inférieure du massif du SBA et une couche pour la partie supérieure.

5.4. Conclusion

Le travail de modélisation permet donc de confirmer certaines hypothèses sur le contexte géodynamique responsable de l'anomalie thermique observée dans le segment pyrénéen au cours de l'épisode tardi-orogénique varisque :

- (i) De par la position externe des Pyrénées et donc l'absence d'épaississement majeur de la croûte continentale, la relaxation thermique d'une croûte épaissie et réchauffée avec une source de chaleur interne, la radioactivité, ne peut expliquer les conditions PT observées dans les Pyrénées au cours de l'évènement *HT-BP* tardi-varisque.
- (ii) La fusion partielle par déstabilisation de minéraux hydratés a un effet sur l'évolution de la température en consommant une partie de la chaleur apportée au système qui peut provoquer une diminution de la température de l'ordre de la 100^{aine} de degrés. Cet effet tampon souligne l'importance de travailler avec l'enthalpie et donc en terme de quantité de chaleur plutôt que de se focaliser sur l'augmentation de la température. Les résultats permettent de contraindre la source de chaleur nécessaire afin d'obtenir des conditions de *HT-BP* dans la croûte moyenne sans atteindre des conditions de ultra-haute température. Afin que la température de la croûte moyenne à inférieure soit constante d'environ 800-850°C, la source de chaleur doit être soit plus faible que celle utilisée dans nos modèles soit plus profonde par rapport à l'hypothèse initiale de la température asthénosphérique en base d'une croûte de 30 km.
- (iii) L'advection de liquide d'anatexie (ou la convection de la croûte partiellement fondue) semble nécessaire afin de produire un géotherme en deux parties avec un fort gradient dans la croûte supérieure non fondue et des conditions sub-isothermes dans la croûte moyenne partiellement fondue. De plus, on observe une advection des magmas jusqu'à une profondeur d'environ 10 km qui correspond au pic de l'enveloppe des contraintes, ce qui est en accord avec l'observation d'une plus forte concentration de corps plutoniques à cette profondeur.
- (iv) Les résultats préliminaires suggèrent un refroidissement post pic de la croûte chaude jusqu'au Permien auquel s'additionne les effets de la cristallisation de magmas, de l'amincissement et du shear heating.

Chapitre 6 : Synthèse et discussion

6.1. Introduction

Ce chapitre présente dans un premier temps une synthèse et une comparaison des estimations pression-température (*PT*) entre les massifs nord-pyrénéens et la zone axiale. La seconde partie de ce chapitre présente une synthèse des données de géochronologie et une discussion à l'échelle de la chaîne des Pyrénées. Après avoir repris les principaux résultats dans la zone nord-pyrénéenne puis la zone axiale, les caractéristiques de ces deux zones sont comparées. La troisième partie de ce chapitre discute du modèle géodynamique dans les Pyrénées varisques et de l'origine de la source de chaleur responsable de du métamorphisme HT-BP tardi-orogénique et du magmatisme associé. La dernière partie se focalise sur la place des Pyrénées dans la chaîne varisque et l'apport de l'étude des Pyrénées sur la compréhension de l'évolution tardi-orogénique du segment ouest-européen de la chaîne.

6.2. Etude comparative des conditions *PT* dans la zone nord-pyrénéenne et la zone axiale

Une compilation des estimations des conditions *PT* tardi-varisque dans les Pyrénées est effectuée à partir des résultats de ce travail de thèse et d'une étude bibliographique. Le champ des estimations *PT* est représenté dans la figure 6.1 pour la zone axiale et les massifs nord-pyrénéens et permet de discuter (i) des conditions de pression maximales, (ii) des conditions de température maximales et (iii) de l'évolution des gradients dans la croûte continentale des Pyrénées au cours du métamorphisme tardi-varisque.

- (i) Les estimations de pressions maximales enregistrées dans les Pyrénées sont respectivement d'environ 6-6.5 kbar et 7-7.5 kbar dans les dômes de la zone axiale et les massifs nord-pyrénéens. Ces pressions sont équivalentes à des profondeurs d'une 20^{aine} de km qui correspondent à la croûte moyenne. On note que les roches enregistrant les plus fortes pressions sont localisées dans les massifs nord-pyrénéens à cœur granulitique. Ces granulites représentent donc les reliques les plus profondes de la croûte varisque affleurant dans les Pyrénées. Les massifs nord-pyrénéens montrent des sections continues de la croûte varisque plus importantes, depuis la couverture sédimentaire jusqu'à la croûte moyenne granulitique.
- (ii) Pour des pressions supérieures à 3-3.5 kbar, les estimations de température maximale atteinte sont respectivement de 800-850 °C et 700-750 °C dans les massifs nord-pyrénéens et les dômes de la zone axiale. Ces températures sont atteintes pour des profondeurs supérieures à 10 km, qui correspondent donc à la croûte moyenne. L'ensemble de la croûte moyenne des Pyrénées est donc

affectée par un métamorphisme *HT-BP* atteignant les conditions de fusion partielle de la croûte. Pour une même profondeur donnée, les massifs nord-pyrénéens sont affectés par un métamorphisme *HT-BP* de plus haut grade par rapport aux dômes de la zone axiale. Cette différence est à mettre en relation avec la position géographique des Pyrénées au sein de la chaîne varisque et la position relative entre la zone axiale et la zone nord-pyrénéenne. La position de la zone nord-pyrénéenne au Varisque en lien avec la quantité de mouvement décrochant attribuée à la faille nord-pyrénéenne au Méso-Cénozoïque est fortement débattue (Carreras and Druguet, 2014; Choukroune and Mattauer, 1978; Jammes et al., 2009; Le Pichon et al., 1970; Olivet, 1996; Sibuet et al., 2004; Tugend et al., 2015). Cependant, en dépit de cette incertitude sur la position relative entre la zone axiale et la zone nord-pyrénéenne, les Pyrénées sont interprétées comme un avant-pays localisé sur la marge sud de la chaîne affecté par la phase tardi-orogénique de haute température. Par conséquence, la position plus au sud de la zone axiale pourrait correspondre à une position plus externe au cours de l'orogénèse varisque ce qui expliquerait la différence de température maximale enregistrée dans les dômes de la zone axiale et les massifs nord-pyrénéens.

- (iii) Les estimations *PT* dans la zone nord-pyrénéenne et la zone axiale montre une même évolution des gradients en deux parties avec des forts gradients dans la partie supérieure de la croûte puis des conditions isothermes traduisant une baisse des gradients dans la croûte moyenne.

Les estimations thermobarométriques dans la croûte moyenne, correspondant aux dômes tectono-métamorphiques montrent une diminution des gradients en fonction de la profondeur à partir de 3-4 kbar. Cette évolution traduit des conditions isothermes dans la croûte moyenne où la température est contrôlée par la migration des magmas produit par la fusion partielle de la croûte. Elle traduit un transport de chaleur par advection dans la croûte moyenne jusqu'à la profondeur de mise en place des magmas à moins d'une 10^{aine} de km de profondeur.

Les quelques estimations thermobarométriques effectuées dans des micaschistes de la partie supérieure de la croûte au sommet des dômes mettent en évidence de fort gradient jusqu'à 80 °C/km. De la spectroscopie Raman sur matière carbonée dans les sédiments paléozoïques est couplée à une estimation relative de la profondeur à partir de l'épaisseur des séries paléozoïques avant de quantifier l'évolution de la température dans la partie supérieure de la croûte. Ces résultats confirme que la croûte supérieure est affectée par des gradients supérieurs à 50-60 °C/km y compris dans la couverture en dehors des dômes.

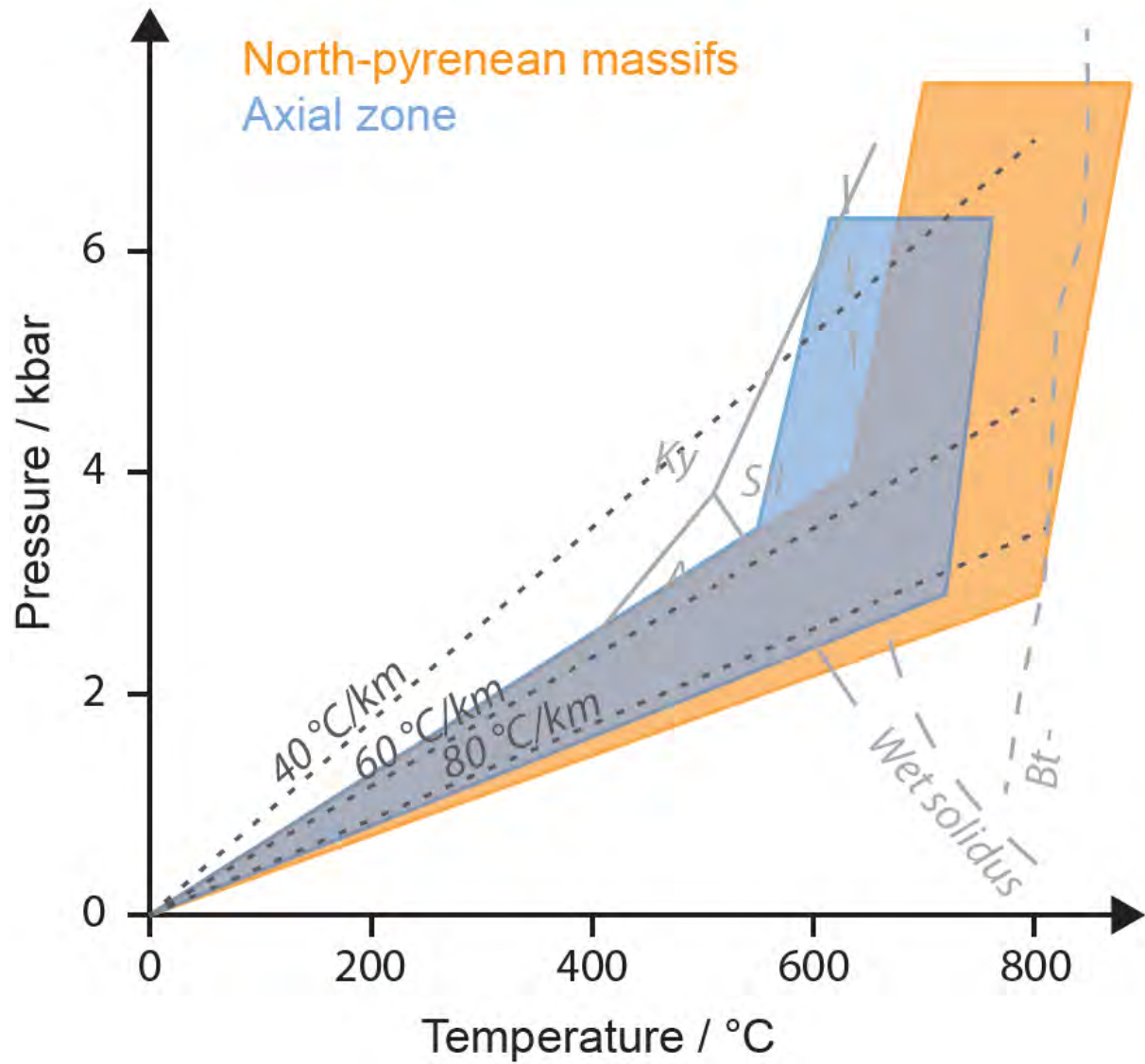


Figure 6.1 : Champ des estimations pression-température correspondant au métamorphisme HT-BP tardivarisque dans les massifs nord-pyrénéens et dans la zone axiale. L'ensemble des données utilisées correspondent aux résultats de cette thèse (chapitres 3 & 4) et à une synthèse bibliographique (références dans le chapitre 2).

6.3. Synthèse chronologique et comparaison des zones nord-pyrénéenne et axiale

6.3.1. Evolution temporelle de l'anomalie thermique dans les massifs nord-pyrénéens

L'ensemble des datations U-Pb sur zircon sur des roches magmatiques et métamorphiques dans les massifs nord-pyrénéens sont présentés dans les figures 6.2a et 6.3. On distingue 3 ensembles d'âges concordia distincts :

- (i) Un premier ensemble d'âge compris entre 320 et 325 Ma, correspond à l'âge de surcroissances métamorphiques dans les zircons de la migmatite du Castillon, d'un granite du Castillon (Kilzi, communication personnelle) et de la granulite de Bessède de Sault. On note de même dans les massifs du Saint Barthélémy et d'Urusya la présence d'analyses donnant des âges autour de 320 Ma mais avec un nombre de points insuffisants pour calculer des âges concordia (figure 6.3). Ces âges sont en nombre restreint et dispersés et ne correspondent pas à des événements clairement identifiés à l'échelle des Pyrénées. Ils peuvent néanmoins être comparés aux résultats obtenus par Poujol et al. (2017) dans la montagne noire qui montrent 2 épisodes distincts de fusion partielle de la croûte à 320 et 300 Ma. Une hypothèse pour expliquer ces âges est qu'ils correspondent à un début de fusion partielle localisé dans la partie inférieure de la croûte au cours d'une phase d'épaississement antérieur à l'épisode de haute température enregistré dans les Pyrénées.
- (ii) Un deuxième ensemble, comprenant une majorité des datations, correspond à des âges compris entre 295 et 305 Ma dans les massifs nord-pyrénéens, aussi bien pour des roches magmatiques que des gneiss granulitiques et des migmatites. Cet ensemble de datation est interprété comme correspondant au pic de température lors de l'épisode tardi-orogénique varisque. L'épisode de haute température débute par la mise en place de roches plutoniques dans la croûte moyenne à supérieure des massifs nord-pyrénéens, et se poursuit par la fusion partielle de l'ensemble de la croûte moyenne. On observe en effet un léger décalage entre l'âge obtenu dans les roches magmatiques à *ca.* 305 Ma et les âges obtenus dans les roches métamorphiques (granulites et migmatites) à *ca.* 300 Ma.
- (iii) Un troisième ensemble, enregistré dans la croûte moyenne à supérieure (granulite et migmatite) des massifs d'Urusya, du Saint Barthélémy et de Bessède de Sault, correspond à des âges d'environ 280 Ma. Une hypothèse pour l'interprétation de cet épisode de cristallisation de zircons et monazites est le refroidissement au Permien de l'ensemble de la croûte des massifs nord-pyrénéens qui reste partiellement fondu pendant 20 Ma et donc la cristallisation des dernières liquides.

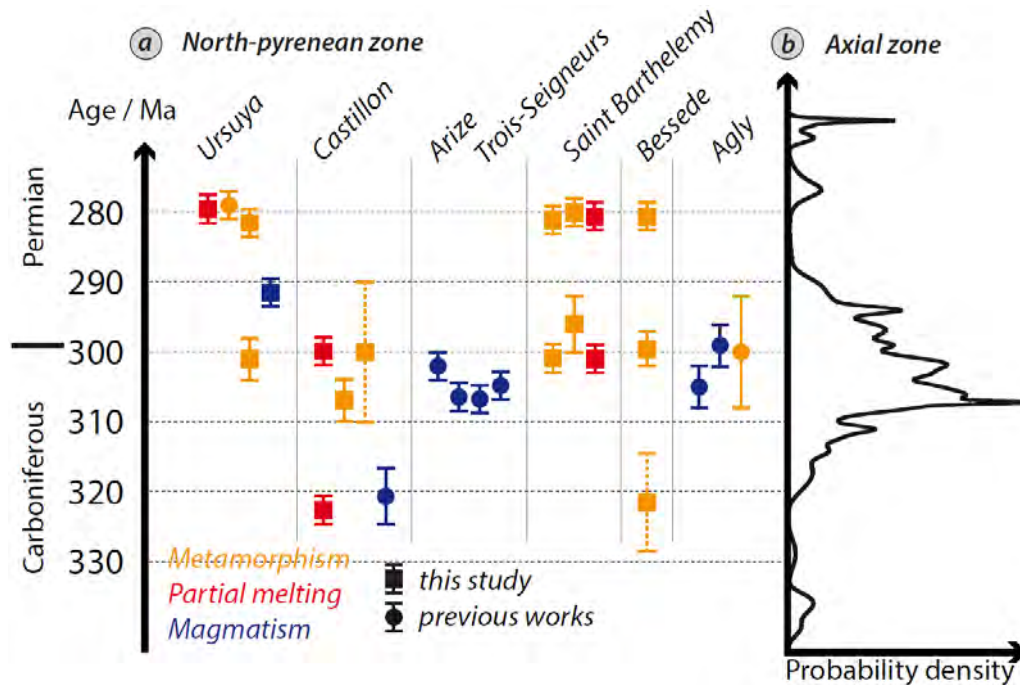


Figure 6.2 : Synthèse des datations U-Pb sur zircons et monazites. (a) Datations dans les massifs nord-pyrénéens. Les travaux antérieurs correspondent aux études de Hart et al. (2016) pour Ursuya ; Kilzi (comm. pers.) pour le Castillon ; Vacherat et al. (2017) pour l'Arize et Trois-Seigneurs ; Tournaire (2014) pour l'Agly. (b) Représentation de l'ensemble des âges obtenus dans la zone axiale sous forme de densité de probabilité à partir des datations effectuées dans cette thèse et de la synthèse bibliographique (chapitre 2).

On note dans l'ensemble des massifs des analyses U-Pb sur zircon donnant des âges pré-varisques (figure 6.3 ; ellipses grises dans les figures des chapitres 3 & 4). Excepté pour l'orthogneiss du massif du Saint Barthélemy qui correspond à un granitoïde mis en place à 521 ± 2 Ma, l'étalement des analyses souligne l'origine para-dérivée des protolithes des granulites et migmatites. Les âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ s'étalent de 360 Ma à plus de 700 Ma (figure 6.3). Or, plusieurs échantillons de migmatites et granulites sont interprétés comme étant des dépôts sédimentaires précambriens à cambriens d'après les cartes géologiques (e.g. Boissonnas et al., 1974; Peybernès and Souquet, 1972). Ces datations relatives se basent sur la position des migmatites et granulites sous les niveaux de schistes siluriens plus facilement identifiables et l'absence d'indices de redoublement de séries. Ces observations sont donc en désaccord avec les âges U-Pb du Paléozoïque supérieur. Cependant, on observe dans le détail que les analyses donnant des âges du Paléozoïque supérieur sont sub-concordantes à concordantes. Elles sont donc interprétées comme étant soit un mélange lors de l'analyse laser des grains de zircon entre un cœur pré-cambrien à cambrien hérité et une surcroissance varisque, soit comme un âge discordant correspondant à un cœur hérité avec une réouverture du système et une remise à zéro incomplète lors du métamorphisme HT-BP varisque. Un

travail statistique plus approfondi au niveau des cœurs est donc nécessaire afin de pouvoir effectuer une étude de provenance de ces paragneiss granulitiques et migmatite dont les protolithes sont d'âge précambrien à cambrien.

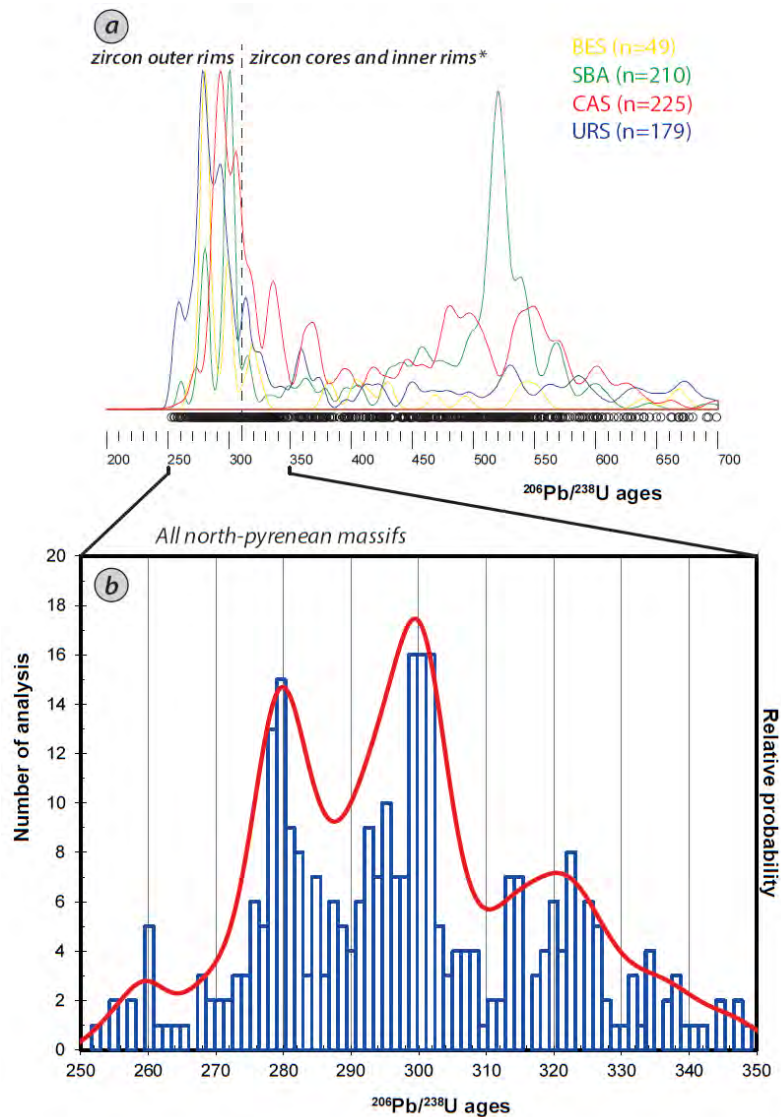


Figure 6.3 : Histogrammes des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ sur zircons et monazites dans les massifs nord-pyrénéens obtenus dans le cadre de cette thèse. (a) Histogrammes pour chaque massif nord-pyrénéen étudié. BES pour Bessède ; SBA pour Saint-Barthélémy ; CAS pour Castillon ; URS pour Ursuya. Le pic autour de 520 Ma correspond à la datation de l'orthogneiss du Saint Barthélémy. *La limite pointillée, correspondant à une date de 310 Ma, délimite les analyses correspondantes à des bordures clairement identifiées comme des surcroissances à gauche, des analyses dans les cœurs des zircons ou des surcroissances elles-mêmes entourées par un second épisode de surcroissance observée en cathodoluminescence à droite. (b) Zoom sur la période de 250 à 350 Ma pour les données de l'ensemble des massifs nord-pyrénéens.

6.3.2. Evolution temporelle de l'anomalie thermique dans la zone axiale

Une compilation de l'ensemble des datations dans la zone axiale issues d'une synthèse bibliographique et des résultats de cette thèse est présentée dans la figure 6.2b. Au vu du nombre important de datations réalisées dans les Pyrénées sur les roches magmatiques de la zone axiale, une représentation de la densité de probabilité des datations est choisie pour observer la dispersion des dates. Ces dates sont interprétées par les auteurs comme l'âge du magmatisme. On observe donc des âges de mise en place qui s'étalent principalement entre 310 Ma et 290 Ma entre les différents massifs. Cette dispersion peut être interprétée soit comme un biais méthodologique du fait que les âges sont issus de différentes études sur différents massifs et sur différents faciès, soit comme un épisode magmatique d'une durée de 10 à 20 Ma. Les nouvelles données acquises au cours de ce travail de thèse au sein d'un même massif (Lesponne, Chiroulet et Aston) confirme que l'épisode magmatique et la fusion partielle dans les Pyrénées dure plus d'une 10^{aine} de millions d'années entre la mise en place de plutons d'origine mantellique dans la croûte, synchrone du début de fusion partielle de la croûte moyenne avec un âge moyen autour de 305-300 Ma. Les derniers magmas, d'origine crustale, cristallisent dans la croûte à un âge moyen Permien de 290 Ma.

Dans le détail, l'ensemble des âges apparents $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtenus dans cette thèse sur des migmatites et des roches magmatiques de la zone axiale sont présentés dans la figure 6.4. On observe également un étalement de l'ensemble des données compris entre 310 Ma et 250 Ma avec un maximum du nombre d'analyses à 305 Ma. Ce maximum est cohérent avec l'âge moyen du magmatisme dans l'ensemble de la chaîne pyrénéenne (304 ± 2 Ma, chapitre 2). L'étalement des âges au Permien peut être interprété comme (i) une perte en plomb ou (ii) une durée de l'épisode de haute température supérieure à une 10^{aine} de Myr ou une combinaison des deux.

Les résultats de l'étude magmatique présentés dans le chapitre 4 montrent que l'épisode tardi-orogénique de haute température débute à *ca.* 303 Ma avec l'injection de magmas dans la croûte moyenne et supérieure et le début de la fusion partielle de la croûte moyenne. La croûte moyenne reste ensuite partiellement fondue au moins jusqu'à *ca.* 290 Ma avec la cristallisation des derniers magmas et le refroidissement de la croûte. On note une date de *ca.* 280 Ma enregistrée dans un granite péralumineux de l'Aston. Cette différence peut être interprétée en lien avec la température de cristallisation des magmas et la vitesse de refroidissement de la croûte. Localement, certains magmas très différenciés cristallisent à plus basse température et donc donne un âge plus jeune. Dans la zone axiale, l'étalement des âges apparents $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ après 280 Ma est plutôt interprété comme une perte en plomb des grains de zircon analysés.

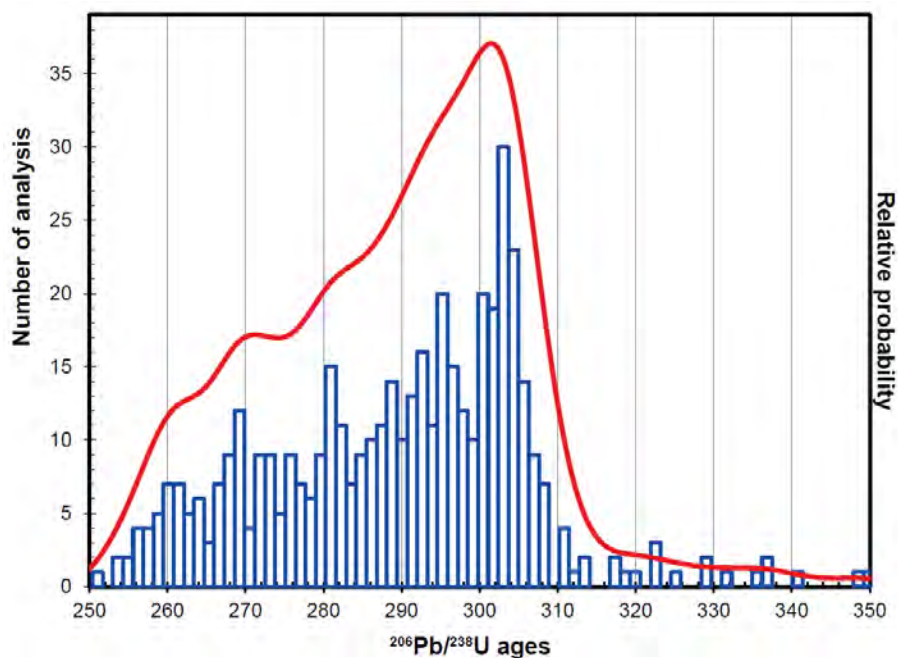


Figure 6.4 : Histogramme des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ sur zircons et monazites entre 250 et 350 Ma dans l'ensemble de la zone axiale obtenus dans le cadre de cette thèse.

On note que, de même que dans la zone nord-pyrénéenne, quelques études (Lopez-Sanchez et al., 2018; Mezger and Gerdes, 2014b) montrent des dates du Carbonifère inférieur dans la zone axiale. Lopez-Sanchez et al., 2018 interprètent ces dates comme une activité magmatique liée à de la fusion partielle en profondeur dans la croûte au Carbonifère inférieur.

6.3.3. Etude comparative de la zone nord-pyrénéenne et de la zone axiale

- Evolution temporelle de l'anomalie thermique dans l'ensemble des Pyrénées

La figure 6.5 représente l'ensemble des âges apparents $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ sur zircon obtenus dans le cadre de ce travail de thèse dans les dômes de la zone axiale et dans les massifs nord-pyrénéens à partir du Carbonifère.

La zone nord-pyrénéenne est caractérisée par un premier ensemble d'âges apparents entre 320 et 330 Ma. Les études de Mezger and Gerdes (2014) et Lopez-Sanchez et al. (2018) mettent en évidence des âges similaires autour de 330 Ma dans les massifs de l'Aston, Hospitalet et Lys Caillaouas. L'ensemble de ces données montrent donc que la croûte pyrénéenne est localement affectée par un épisode précoce en profondeur à différents endroits qui peut être interprété comme le résultat de l'épaississement modéré

anté-métamorphisme *HT-BP*. L'épaississement peut être associé à la première phase de déformation S1 ainsi qu'aux estimations correspondant au trajet prograde enregistré dans certains dômes (chapitre 3).

On observe un second pic d'âges apparents à *ca.* 300-305 Ma dans l'ensemble de la chaîne pyrénéenne. Ce pic traduit le début du magmatisme et du métamorphisme *HT-BP* synchrone dans la zone axiale et dans la zone nord-pyrénéenne. L'étalement du premier pic montre que la croûte moyenne des Pyrénées est partiellement fondue pendant au moins une 10^{aine} de My. Les datations de roches partiellement fondues (granulite et migmatite) dans la zone nord-pyrénéenne et de la zone axiale à différentes profondeurs montrent que le début de l'épisode de haute température est synchrone sur l'ensemble de la croûte moyenne. La propagation de l'anomalie thermique est donc rapide, ce qui se traduit par une augmentation rapide de la température dans la croûte à la fin du Carbonifère jusqu'à atteindre des températures supérieures à 800 °C dans les granulites nord-pyrénéennes et 750 °C dans les dômes de la zone axiale (figure 6.5b).

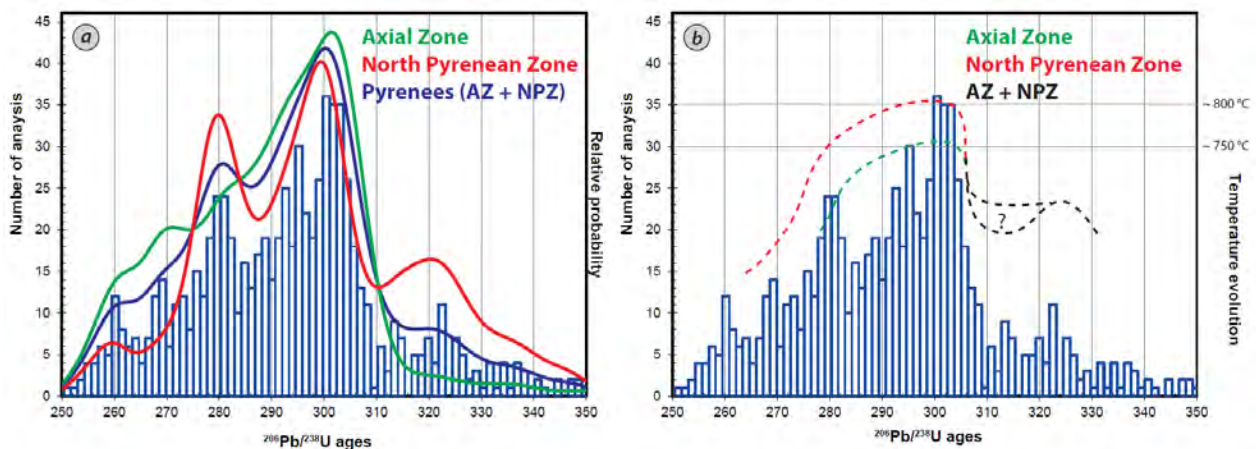


Figure 6.5 : Comparisons de l'évolution Température-temps des zones axiales et nord-pyrénéennes a) Comparaison des distributions d'âges U-Pb sur zircons et monazites des roches magmatiques et métamorphiques et b) proposition de chemin température-temps pendant l'épisode HT-BP tardi-varisque.

- Discussion sur la signification des âges permien et la durée de l'anomalie thermique

Alors que la zone nord-pyrénéenne est caractérisée par un pic distinct à *ca.* 280 Ma au Permien supérieur, la zone axiale ne présente pas de pic distinct au Permien mais un étalement des âges interprété comme résultant de la cristallisation de magmas au cours du refroidissement puis d'une perte en plomb pour les âges apparents inférieurs à 280 Ma (figure 6.5a). Cette principale différence entre la zone nord-pyrénéenne et la zone axiale peut s'expliquer par une position géographique différente de la zone nord-

pyrénéenne et de la zone axiale au moment de l'orogénèse varisque en lien avec différence d'intensité à une profondeur donnée du métamorphisme *HT-BP* tardi-orogénique.

Comme évoqué précédemment, la différence de température maximale enregistrée à une profondeur donnée au cours de l'anomalie thermique tardi-varisque dans la zone axiale et la zone nord-pyrénéenne peut être interprétée comme une position plus externe de la zone axiale par rapport à la zone nord-pyrénéenne. Dans cette hypothèse, pour une même vitesse de refroidissement, les liquides dans la croûte moyenne partiellement fondue au niveau de la zone axiale cristallisent plus tôt au cours du refroidissement (figure 6.5). Les derniers magmas cristallisent majoritairement autour de 290 Ma dans la zone axiale avec uniquement quelques liquides différenciés qui cristallisent à plus basse température autour de 280 Ma. Ces résultats suggèrent une croûte qui resterait chaude jusque 290 Ma suivi d'un refroidissement plus marqué entre 290 et 280 Ma pour atteindre des températures inférieures au solidus à partir de 280 Ma dans l'ensemble des Pyrénées (figure 6.5b). L'augmentation de la vitesse de refroidissement peut être mise en relation avec la localisation de la déformation tardive correspondant aux bandes de cisaillements tardi-varisques accompagnant l'exhumation des dômes.

De plus, la zone nord-pyrénéenne est potentiellement plus affectée par l'extension permienne enregistrée dans le Massif central (*e.g.* Faure, 1995) localisé plus au nord qui se surimpose au contexte de transpression tardi-varisque (Cochelin et al., 2017) lié à la fermeture de l'arc ibéro-armoricain. Ceci peut donc entraîner un réchauffement supplémentaire de la croûte moyenne dans les massifs nord-pyrénéens au Permien.

6.3.4. Etat final de l'orogénèse varisque au Permien

On observe dans l'ensemble des Pyrénées un refroidissement de la croûte continentale au Permien qui peut donc être diachrone entre la zone nord-pyrénéenne et la zone axiale en fonction de la température maximale atteinte. Le refroidissement est accompagné d'une localisation de la déformation au niveau de bandes de cisaillement comme la bande mylonitique du massif du Saint Barthélémy pour la zone nord-pyrénéenne ou les zones de cisaillements de Merens ou du nord Canigou dans la zone axiale. Cette phase de déformation amplifie la structure des dômes tectono-métamorphiques et participe à l'exhumation tardi-varisque de la croûte moyenne. Dans les massifs nord-pyrénéens, on peut quantifier cette exhumation post pic. On estime par exemple dans la partie inférieure du massif du Saint Barthélémy un amincissement de la croûte moyenne d'un facteur trois à la fin de l'épisode tardi-orogénique (Chapitre 3).

De même, les estimations P - T du trajet rétrograde montrent des pressions inférieures à 4 kbar associé à une baisse de la température d'environ 200 °C et à une déformation extensive (Chapitre 3 ; Saint Blanquat et al., 1990). Ces résultats traduisent l'exhumation des granulites jusqu'à une profondeur inférieure à 10 km à la fin de la phase tardi-orogénique au Permien. La croûte pyrénéenne post-varisque est donc une croûte déjà en partie amincie par rapport à son épaisseur au moment du paroxysme de l'épisode de haute température. Cet état final correspond à l'état initial de la croûte avant l'hyper-extension Crétacé. Ce point souligne l'importance de l'héritage tectonique et thermique varisque pour l'étude du cycle orogénique alpin déjà abordé dans le Chapitre 3.3.

6.4. Modèle géodynamique général des Pyrénées varisques

- Origine de la chaleur dans la croûte continentale Pyrénées varisques

L'anomalie thermique tardi-orogénique dans les Pyrénées varisques est caractérisée par un épisode métamorphique de *HT-BP* associé à un épisode magmatique abondant et synchrone d'une phase de déformation intense de la croûte. Les différentes sources potentielles de chaleur pouvant expliquer ce contexte particulier sont (i) une source de chaleur interne liée à la relaxation thermique par radioactivité suite à un épisode d'épaississement de la croûte ; (ii) une source de chaleur externe liée à l'emplacement de magmas dans la croûte ; (iii) une source de chaleur externe liée à un flux de chaleur mantellique intense en base de croûte.

- (i) La relaxation thermique tardi-orogénique est le résultat du réchauffement par radioactivité d'une croûte épaissie (England and Thompson, 1986, 1984). Il est communément admis, suite aux travaux d'England et Thompson, qu'après une période de maturation thermique supérieure à 30 My dans le cas d'un doublement de l'épaisseur de la croûte, les gradients dans la croûte augmentent jusqu'à atteindre des conditions de métamorphisme moyenne pression – moyenne température. Or dans les Pyrénées varisques, l'épaississement de la croûte antérieur au métamorphisme de *HT-BP* est modéré (Azambre and Guitard, 2001; de Hoym de Marien, 2016; Chapitre 3). De plus, le délai entre les phases précoces de l'orogénèse varisque dans les Pyrénées pouvant être interprété comme lié à l'épaississement (de Hoym de Marien, 2016; Mezger and Régner, 2015) et le début de l'anomalie thermique est inférieur à 30 My et correspond à des gradients plus fort (jusqu'à 80 °C/km). L'épaississement crustal et la radioactivité sont donc insuffisants pour reproduire les gradients mesurés dans la croûte moyenne avec une source de chaleur interne par radioactivité uniquement

(Chapitre 5). L'anomalie thermique dans les Pyrénées varisques nécessite donc une source de chaleur externe à la croûte.

- (ii) Une première source de chaleur externe à la croûte pouvant entraîner du métamorphisme *HT-BP* est l'injection de magmas mantellique dans la croûte (*e.g.* Annen et al., 2008; De Yoreo et al., 1991), ce qui représente un apport de chaleur externe par advection. Tournaire Guille (2017) propose que l'intrusion de plutons dans la croûte varisque du massif nord-pyrénéen de l'Agly peut être une source de chaleur suffisante pour le métamorphisme *HT-BP* tardi-orogénique. Ceci implique une part importante de magmas d'origine mantellique. Des études démontrent la présence de roches plutoniques d'origine mantellique (Chapitre 4 ; Roberts et al., 2000; Vilà et al., 2005). Cependant, le magmatisme dans la croûte moyenne, affectée par le métamorphisme *HT-BP* régional, est dominé par des roches magmatiques d'origine crustale tels que les granites pérallumineux (*e.g.* dôme du Chiroulet, de Bossost...). Dans la croûte supérieure, les études de terrains montrent un recoupement entre les isogrades du métamorphisme de contact et les isogrades du métamorphisme régional. L'apport de chaleur par l'advection de magmas mantelliques ne semble donc pas suffisant pour expliquer le métamorphisme de *HT-BP* régional dans les Pyrénées.
- (iii) Une seconde source de chaleur externe correspond à un flux de chaleur mantellique en base de croûte anormalement élevé (*e.g.* De Yoreo et al., 1991; Depine et al., 2008; Riel et al., 2016). Un flux anormal en base de croûte entraîne la fusion partielle de la croûte inférieure à laquelle s'ajoute la fusion partielle du manteau et l'injection de magmas mantelliques dans la croûte. Le segment pyrénéen tardi-varisque est caractérisé par une grande diversité de roches magmatiques d'origine mantellique et crustale notamment dans les dômes tectono-métamorphiques (Chapitres 3 & 4) mettant en évidence la contribution du manteau comme source de chaleur et de magmas. L'advection de chaleur par la migration rapide des liquides produits par la fusion partielle a pour conséquence un réchauffement rapide de l'ensemble de la colonne jusqu'à des profondeurs auxquelles se stockent les produits de l'anatexie dans la croûte supérieure (Depine et al., 2008 ; Chapitre 5). Dans les Pyrénées, la croûte moyenne partiellement fondue montrent des indices d'extraction de produits d'anatexie et la migration de ces liquides jusqu'à une profondeur d'environ 3-4 kbar qui correspond à la profondeur de l'isograde d'anatexie et à laquelle on observe une accumulation de roches plutoniques (Chapitre 3). Cette profondeur correspond au pic de l'enveloppe des contraintes calculé pour le géotherme mesuré au paroxysme de l'anomalie thermique (Chapitre 5). De même, en dehors des dômes tectono-métamorphiques, des plutons se mettent aussi en place dans la croûte supérieure à environ 3 kbar de profondeur (Roberts et al., 2000).

Un début de convection de la croûte partiellement fondue peut s'additionner à l'advection des liquides issus de la fusion partielle et contribuer au transport de chaleur depuis la croûte inférieure jusqu'à la croûte moyenne (Riel et al., 2016). Certaines études (Pouget, 1987; Pouget et al., 1989) suggèrent la mise en place de massifs tel que le massif du Lesponne sous forme de diapirisme, ce qui traduit donc une convection d'une partie de la croûte.

- Développement de l'anomalie thermique dans les Pyrénées

Les résultats de cette thèse permettent de proposer un modèle d'évolution de la croûte dans les Pyrénées au cours de l'orogénèse varisque (figure 6.6). Les premiers enregistrements chronologiques de l'orogénèse varisque dans les Pyrénées commence au Carbonifère autour de 330-320 Ma. Ces datations sont interprétées comme un premier épisode de fusion partielle localisée de la croûte inférieure à moyenne. On observe de plus un trajet prograde associé à une première phase de déformation antérieur au métamorphisme *HT-BP*. On interprète ces résultats comme l'enregistrement de l'épaississement crustale modéré anté métamorphisme *HT-BP* dans les Pyrénées qui est accompagné d'une sédimentation de flysch au Viséen.

Les datations de roches partiellement fondues à différentes profondeurs montre un début de fusion partielle synchrone depuis les granulites à 6-7 kbar de profondeur jusqu'aux migmatites à 3-4 kbar de profondeur. Ces résultats traduisent un rapide réchauffement de la croûte à la fin du Carbonifère lié à un apport de chaleur par érosion thermique du manteau lithosphérique et un transfert de chaleur par advection de magmas dans la croûte.

Le paroxysme du métamorphisme *HT-BP* est atteint à partir de 305-300 Ma avec la mise en place de l'ensemble des plutons calco-alcalins dans la croûte supérieure et le début de la fusion partielle généralisée de la croûte moyenne en réponse à un flux de chaleur anormalement élevé à la base de la croûte. Les dômes tectono-métamorphiques montres des conditions isothermes à partir de 3-4 kbar de profondeur jusqu'à plus de 7 kbar dans les massifs nord-pyrénéens. La température de la croûte moyenne est donc contrôlée par l'advection des magmas produits par fusion partielle. Au sommet des dômes, les estimations thermobarométriques enregistrent des gradients atteignant les 80 °C/km. La relation entre la déformation et les assemblages minéralogiques dans les dômes montre une première phase de déformation associée à la haute température qui débute avant le pic thermique (*e.g.* inclusion de biotite et sillimanite dans les grenats). Cependant, la déformation chaude principale dans la croûte moyenne, caractérisée par une foliation plate *S2*, est en partie post pic thermique pendant le trajet rétrograde. La croûte supérieure en

dehors de dômes (*e.g.* Pallaresa) enregistre des températures supérieures à 500 °C dans les sédiments paléozoïques traduisant de forts gradients dans l'ensemble de la croûte. L'étude pétrologique des sédiments paléozoïques suggère que cet épisode de haute température est synchrone de la déformation dans la partie supérieure de la croûte caractérisée par une schistosité est-ouest à fort pendage.

Les résultats de géochronologie montrent que la croûte moyenne reste chaude et partiellement fondue pendant 10 à 20 millions d'années avec une cristallisation des derniers magmas aux cours du refroidissement au Permien. Le refroidissement de la croûte moyenne au Permien est associé à une déformation haute température rétrograde dans les dômes tectono-métamorphiques. On observe une localisation de la déformation tardive le long de bande de cisaillement S3 dans les Pyrénées qui participe à l'exhumation des dômes.

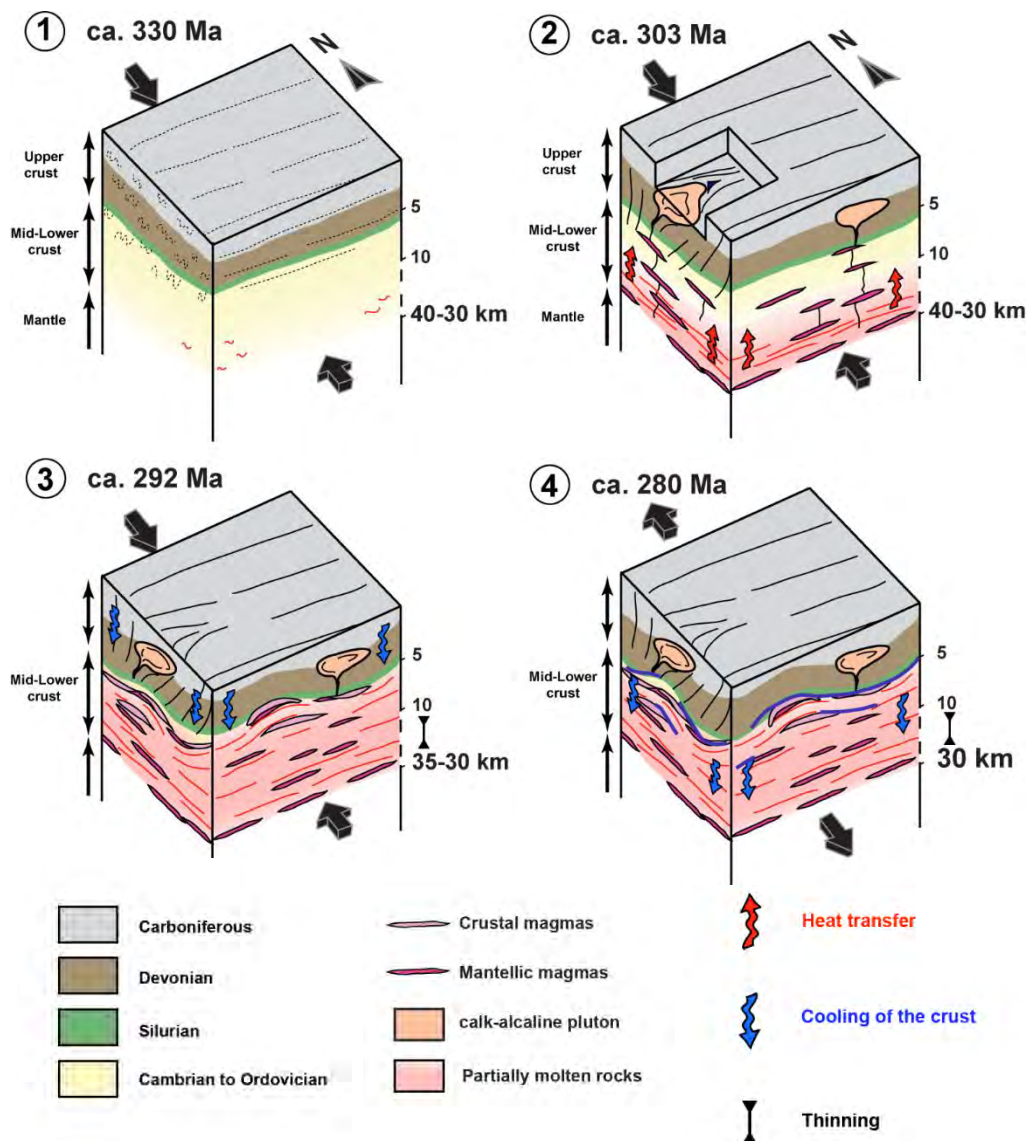


Figure 6.6 : Modèle d'évolution de la croûte varisque dans les Pyrénées.

Cochelin (2016) montre, à partir de l'étude du champ de déformation, que cet épisode de haute température tardi-varisque est associé à une déformation globale de la croûte en régime transpressif qui correspond à une dynamique d'orogène chaude et mature (Chardon et al., 2009). Les résultats obtenus dans le cadre de cette thèse permettent de (i) préciser la chronologie relative entre la déformation, le métamorphisme *HT-BP* et le magmatisme tardi-orogénique et (ii) discuter du découplage entre la déformation dans la croûte moyenne (infrastructure) et la croûte supérieure (suprastructure). En effet, on montre que la croûte moyenne partiellement fondue, affleurant aux niveaux des dômes est en partie structurées tardivement par rapport à la croûte supérieure au cours du refroidissement Permien.

6.5. Place des Pyrénées dans la chaîne varisque

L'orogénèse varisque débute par une phase d'épaississement de la partie interne de chaîne avec la succession de plusieurs zones de subduction (Matte, 2001). En position externe dans la chaîne varisque, les Pyrénées sont peu affectées par cette phase d'épaississement varisque pendant les subductions et collisions entre les différents continents et micro-continents qui aboutissent à la formation de la Pangée. Le cycle varisque se termine par un épisode de haute température généralisé sur l'ensemble de la chaîne jusque la partie externe représentée par les Pyrénées. Dans les Pyrénées, cette phase tardi-orogénique est caractérisée par un métamorphisme *HT-BP* avec une fusion partielle de la croûte moyenne et un magmatisme abondante. La maturation thermique atteint donc les zones externes de la chaîne à la fin du cycle varisque. L'étude du segment pyrénéen met en évidence un flux élevé de chaleur en base de croûte soulignant un mécanisme d'érosion thermique de la lithosphère à la fin de l'orogénèse varisque.

Les causes de cet apport de chaleur peuvent être la délamination du manteau lithosphérique, le retrait du slab dans une zone de subduction, une remontée de matériel asthénosphérique chaud (plume) ou l'amincissement de la lithosphère (Henk et al., 2000).

Dans le cas d'un épisode tardi-orogénique suivant une phase de subduction, une délamination du manteau lithosphérique ou un retrait de slab depuis le nord semblent appropriés pour expliquer le métamorphisme *HT-BP* régional à la fin de l'orogénèse varisque. Cette hypothèse soulève la question de la place des Pyrénées dans la chaîne varisque.

Dans le Massif Central français, Laurent et al. (2017) montrent une migration du nord au sud de la fusion partielle de la croûte à la transition Carbonifère Permien qu'ils interprètent comme le résultat d'un retrait du slab (figure 6.7). Deux hypothèses peuvent alors être envisagées : (a) un retrait progressif du manteau

lithosphérique suivant une subduction de pendage nord ou (b) une rétro-délamination du manteau lithosphérique associé à une subduction de pendage sud. Dans le premier cas (a), la direction du retrait de slab dans l'asthénosphère est alors en opposition avec la géométrie de la fermeture de l'arc ibéro-armoricain à la fin du Carbonifère. En effet, un retrait de slab à pendage nord au cours de la fermeture de l'arc entraînerait un retrait du slab vers le sud au nord et vers le nord au sud. L'hypothèse d'une rétro-délamination est donc privilégiée.

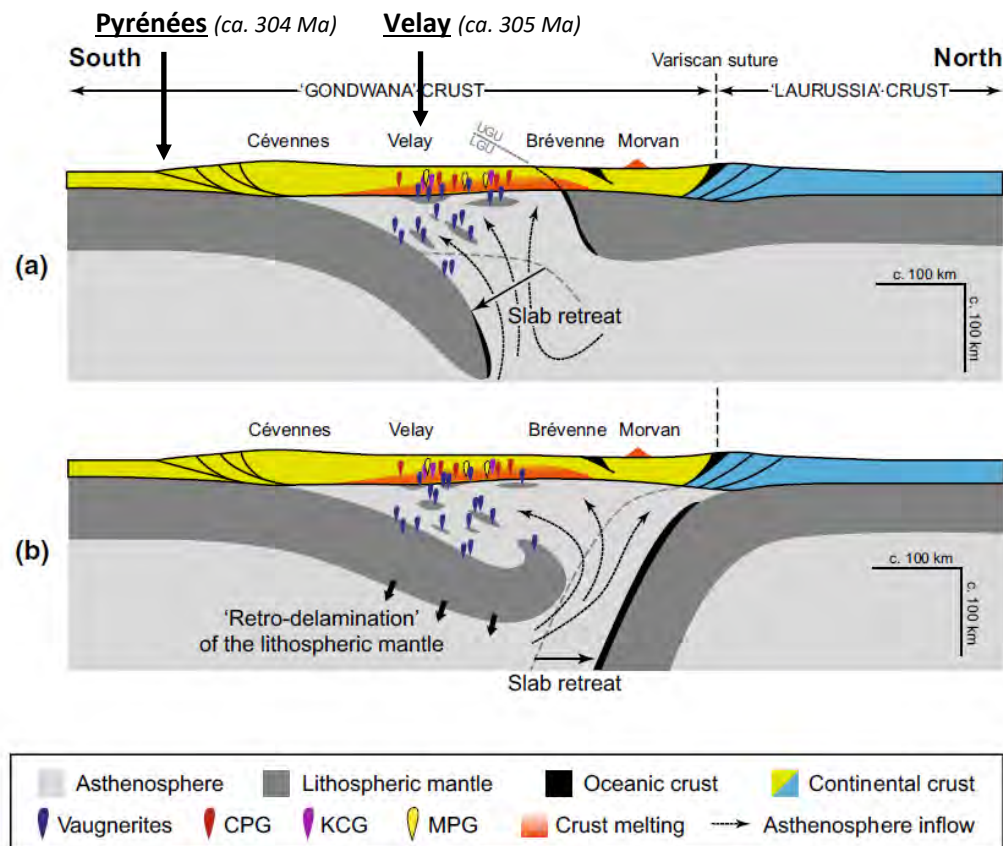


Figure 6.7 : Deux modèles géodynamiques schématisés pour l'origine de l'anomalie thermique tardi-varisque (Laurent et al., 2017). (a) retrait progressif du manteau lithosphérique suivant une subduction de pendage nord et (b) rétro-délamination du manteau lithosphérique associée à une subduction de pendage sud.

Cependant, les données de géochronologie dans les Pyrénées et le Velay donnent des âges moyens synchrones pour la fusion partielle à *ca.* 304 Ma et *ca.* 305 Ma respectivement. Ces résultats sont donc en contradiction avec l'hypothèse d'une rétro-délamination se propageant vers le sud. On peut considérer une troisième hypothèse avec une délamination synchrone de l'ensemble du manteau lithosphérique sous-jacent au niveau des zones internes et externes de la chaîne varisque.

Dans ce contexte géodynamique global, le segment pyrénéen correspond à un avant-pays localisé au sud de la partie interne de la chaîne et affecté par l'anomalie thermique tardi-orogénique. L'apport de chaleur depuis la partie interne peut donc être (i) vertical avec la propagation de la délamination du manteau lithosphérique jusque la partie externe sud qui induit une remontée de l'asthénosphère sous les Pyrénées ou (ii) horizontale avec la migration de la croûte inférieure partiellement fondue depuis la zone interne jusqu'à la zone externe de la chaîne varisque. Cependant, la direction de fluage latérale est-ouest enregistrée dans la zone axiale et la continuité observée sur le terrain entre la croûte moyenne partiellement fondue et la croûte supérieure sur une même verticale suggèrent plutôt un apport de chaleur verticale et rapide depuis la base de la croûte et donc une propagation de la délamination jusque dans les parties externes de l'orogène.

Chapitre 7 : Conclusion et perspectives

7.1. Conclusion

Un travail pluridisciplinaire comprenant étude de terrain, pétrologie métamorphique et magmatique, géochimie, géochronologie et modélisation thermique a été mené sur plusieurs massifs Pyrénéens afin d'avoir une vue d'ensemble de l'évolution pression-température-temps-déformation de la zone axiale et de la zone nord-pyrénéenne, de la croûte superficielle à la croûte profonde, et d'est en ouest. L'ensemble de ces résultats ont permis de décrire la phase tardi-orogénique haute température – basse pression du cycle varisque dans les Pyrénées dans l'espace et dans le temps et de discuter de l'origine et de l'évolution de la thermicité dans la croûte varisque des Pyrénées.

- Evolution spatiale de la température dans la croûte

L'étude du métamorphisme *HT-BP* tardi-varisque a permis de préciser l'évolution spatiale de la température dans la croûte pyrénéenne. La compilation des estimations *P-T* existantes couplée à l'acquisition de nouvelles données dans des massifs présentant des sections continues à travers la croûte montre une évolution des gradients en fonction de la profondeur. L'étude géochronologique a montré la contemporanéité du métamorphisme paroxysmal ce qui a rendu possible la construction de paléo-géothermes. Au moment du paroxysme de l'anomalie thermique, on met en évidence un géotherme en deux parties :

- (i) Les gradients dans la partie supérieure de la croûte atteignent des valeurs supérieures à 80 °C/km dans les dômes tectono-métamorphiques. La détermination des paléotempératures dans la couverture sédimentaire en dehors des dômes, associée à une estimation relative de la profondeur à partir de la position structurale des échantillons, confirme que le métamorphisme *HT-BP* est régional et affecte également les sédiments paléozoïques qui enregistrent des températures jusqu'à plus de 500 °C dans la partie supérieure de la croûte varisque.
- (ii) Les estimations *P-T* dans la croûte moyenne montrent des conditions isothermes au niveau des cœurs des dômes tectono-métamorphiques avec des températures atteignant les 800-850 °C dans les massifs nord-pyrénéens granulitiques et jusqu'à plus de 700-750 °C au cœur des dômes dans la zone axiale.

- Durée de l'anomalie thermique tardi-orogénique

L'étude géochronologique du métamorphisme et du magmatisme a permis de déterminer l'âge et la durée du métamorphisme *HT-BP* et de la fusion partielle associée ainsi que l'âge et la durée de l'épisode magmatique. Ces résultats ont été couplés à une étude de terrain afin dater de manière relative l'âge de la déformation. On montre donc que l'épisode varisque dans les Pyrénées dure plusieurs dizaines de millions d'années et il peut se décomposer en trois phases principales :

- (i) Une phase précoce. On distingue à la fois une phase de déformation et un épisode magmatique du Carbonifère moyen. Le magmatisme précoce est souligné par la présence occasionnelle de zircons dans des migmatites et des granites donnant quelques âges autour de 330-320 Ma. Ces données, qui s'ajoutent à celles d'autres études dans les Pyrénées et d'autres segments de la chaîne varisque, indiquent un épisode magmatique localisé affectant la croûte moyenne à inférieure. La déformation précoce est, quant à elle, caractérisée par une schistosité S1 dans les séries paléozoïques marqué par des reliques de staurotide dans la partie inférieure de la série. Dans les gneiss, des inclusions alignées définissent une foliation relique dans les porphyroblastes des assemblages associés au pic de température. La déformation D1 est donc contemporaine au métamorphisme prograde et est interprétée comme le marqueur de l'épaississement modéré anté épisode de haute température.
- (ii) Une phase correspondant au paroxysme de l'anomalie thermique à la fois au niveau du métamorphisme, du magmatisme et de la déformation. Cette phase débute autour de 305 Ma avec la mise en place dans la croûte moyenne et supérieure de nombreux plutons calco-alcalins et le début de la fusion partielle dans la croûte moyenne aux cœurs des dômes métamorphiques. L'épisode de haute température s'étend jusqu'au Permien avec une croûte partiellement fondue jusqu'à 280 Ma. La phase de déformation principale qui correspond à la foliation régionale S2 est avant le pic de température et continue après le pic en contexte rétrograde. Elle se traduit par un amincissement vertical de la série.
- (iii) La déformation se localise le long de bandes de cisaillement S3. La déformation localisée accentue l'amincissement de la croûte et exhument les dômes tectono-métamorphique. L'âge de cette déformation est discutée (*e.g.* Druguet et al., 1997; Vissers et al., 2016). À partir des études de terrain et des relations entre la déformation, le métamorphisme et le magmatisme, on associe cette dernière phase de déformation au refroidissement de la croûte et à la cristallisation des derniers magmas entre 290 Ma et 280 Ma.

- Origine de l'anomalie thermique tardi-varisque

La confrontation de la modélisation thermique 1D montre que les températures atteintes en base de croûte (800°C) et la forme du géotherme peuvent être reproduite aux conditions suivantes :

- (i) le flux de chaleur externe à la croûte cours de l'épisode de haute température tardi-varisque, *i.e* issu du manteau, est supérieur au flux normal de 30 mW.m^{-2} ;
- (ii) la fusion partielle contrôle la température dans la croûte moyenne via le transfert de chaleur par advection des produits de fusion partielle et l'effet tampon de la réaction de fusion partielle par déstabilisation de minéraux hydratés.

La contribution du manteau est soulignée par la présence de roches magmatiques d'origine mantellique mise en place à *ca.* 304 Ma au début de l'épisode de haute température. Le manteau est donc à la fois une source de chaleur et une source de magmas alors que la croûte peu épaissie agit principalement comme source de magmas et a un rôle dans le transfert de chaleur.

A partir de la comparaison des résultats obtenus dans les Pyrénées et des modèles proposés dans les autres segments de la chaîne varisque, on propose que cette anomalie thermique résulte d'une délamination du manteau lithosphérique qui s'étend de la partie interne de la chaîne jusqu'aux domaines externes peu ou pas épaissis. Elle entraîne donc un flux de chaleur vertical important avec la remontée du manteau asthénosphérique et un intense réchauffement à la base de la croûte dans un contexte général correspondant à la fermeture de l'arc ibéro-armoricain à la transition entre le Carbonifère et le Permien. Les Pyrénées constituent donc un exemple d'avant-pays chaud.

7.2. Perspectives

Les résultats de cette thèse ont contribué à apporter de nouvelles données dans les Pyrénées acquises dans le cadre du programme RGF mené par le BRGM et de discuter de l'origine et du développement de l'épisode de haute température tardi-varisque dans les Pyrénées avec des implications sur l'ensemble du segment ouest-européen de l'orogène. Ils mettent aussi en avant plusieurs perspectives qui pourraient être développées dans différents domaines.

- Durée du refroidissement et héritage thermique

L'état de la croûte à la fin du cycle varisque au Permien correspond à l'état initial de la croûte au début de l'extension Crétacé. L'article publié dans *Journal of the geological society* discute de l'évolution tectono-métamorphique de la zone axiale. Il aborde par conséquent la problématique de l'héritage structural entre le cycle varisque, l'extension crétacée et l'orogénèse alpine. Les résultats de cette thèse soulignent un épisode chaud qui s'étend jusqu'au Permien et met donc en avant la question d'un potentiel héritage thermique entre la fin de l'orogénèse varisque et le début du rifting crétacé.

L'état actuel du modèle numérique développé permet de calculer l'évolution de la température au cours du réchauffement de la croûte. Le modèle pourrait être complété pour expliquer la phase de refroidissement en prenant en compte i) un refroidissement par conduction ii) la chaleur de friction produite par la déformation cisailante localisée et tardive S3 de la croûte et iii) l'amincissement continu de la croûte.

- Différenciation de la croûte

Le travail de modélisation présenté dans ce manuscrit a permis de montrer qu'il existait un transfert significatif de chaleur lié à la remontée des magmas mantelliques et des produits de fusion partielle dans la croûte inférieure et médiane. Des travaux de modélisation complémentaires devraient permettre d'étudier l'évolution combinée de la température et de la composition de la croûte au cours de ces transferts de magma. La reconstitution de l'évolution de la composition de la croûte peut être prise en compte par un couplage entre le modèle numérique et le modèle thermodynamique *Perple_X* ou en appliquant le modèle *Styx* développé par Riel et al. (2018) au cas de la croûte pyrénéenne varisque. Les résultats sur l'évolution de la composition pourraient fournir des indications sur la nature de la croûte inférieure qui reste inconnue dans les Pyrénées au Varisque.

- Bilan de chaleur et flux mantellique

Les résultats du modèle ainsi que l'étude de Schorn et al. (2018) montrent l'importance de travailler avec l'enthalpie plutôt que la température afin de prendre en compte directement de l'effet tampon des réactions métamorphiques et de fusion partielle. Etant donné les contraintes précises sur la durée et l'évolution de la température au cours de l'épisode tardi-varisque dans le massif du Saint Barthélémy, un

bilan de chaleur permettrait de préciser le flux de chaleur à la base du système pour une profondeur de la source de chaleur fixée nécessaire afin d'obtenir le géotherme observé à *ca.* 300 Ma dans le massif du Saint Barthélémy.

Références bibliographiques

- Aguilar, C., Liesa, M., Štípská, P., Schulmann, K., Muñoz, J. a., Casas, J.M., 2014a. P - T - t - d evolution of orogenic middle crust of the Roc de Frausa Massif (Eastern Pyrenees): A result of horizontal crustal flow and Carboniferous doming? *J. Metamorph. Geol.* n/a--n/a. <https://doi.org/10.1111/jmg.12120>
- Aguilar, C., Montserrat, L., Castiñeiras, P., Navidad, M., 2014b. Late Variscan metamorphic and magmatic evolution in the eastern Pyrenees revealed by U-Pb age zircon dating. *J. Geol. Soc. London* 171, 181–192.
- Albarède, F., Fourcade, S., 1969. Sur la présence de gneiss à orthopyroxène dans le socle hercynien du massif nord-pyrénéen de Bessède-de-Sault (Aude). *Comptes Rendus l'Académie des Sci.* 269, 1823–1826.
- Albarède, F., Michard-Vitrac, A., 1978. Age and signifiante of the north pyrenean metamorphism. *Earth Planet. Sci. Lett.* 40, 327–332.
- Annen, C., Blundy, J.D., Sparks, R.S.J., 2006. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *J. Petrol.* 47, 505–539. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi084>
- Annen, C., Pichavant, M., Bachmann, O., Burgisser, A., 2008. Conditions for the growth of a long-lived shallow crustal magma chamber below Mount Pelee volcano (Martinique, Lesser Antilles Arc). *J. Geophys. Res. Solid Earth* 113, 1–16. <https://doi.org/10.1029/2007JB005049>
- Annen, C., Sparks, R.S.J., 2002. Effects of repetitive emplacement of basaltic intrusions on thermal evolution and melt generation in the crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 203, 937–955.
- Arthaud, F., Matte, P., 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géometrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics* 25, 139–171.
- Ashwal, L.D., Tucker, R.D., Zinner, E.K., 1999. Slow cooling of deep crustal granulites and Pb-loss in zircon. *Geochim. Cosmochim. Acta* 63, 2839–2851. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00166-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00166-0)
- Aubray, A., 2013. Les roches à sapphirine de Castillon et de Lers.
- Autran, A., Carreras, J., Durand-Delga, M., Laumonier, B., 1995. Le cycle hercynien dans les Pyrénées. *Réflexions géodynamiques finales. Synthèse Pyrénées du BRGM.*
- Autran, A., Fontelles, M., Guitard, G., 1970. Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional considérées principalement du point de vue du rôle de l'eau : cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées orientales. *Bull. la Soc. Geol. Fr.* XII, 673–731.
- Auzanneau, E., Schmidt, M.W., Vielzeuf, D., D Connolly, J.A., 2010. Titanium in phengite: A geobarometer for high temperature eclogites. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 159, 1–24. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0412-7>
- Averbuch, O., Piromallo, C., 2012. Is there a remnant Variscan subducted slab in the mantle beneath the Paris basin? Implications for the late Variscan lithospheric delamination process and the Paris basin formation. *Tectonophysics* 558–559, 70–83. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.06.032>
- Azambre, B., Guitard, G., 2001. Disthène et staurotide reliques dans les métapelites du Canigou (Pyrénées orientales). Relations avec les épisodes hercyniens de basse et moyenne pressions.

- Comptes Rendus l'Académie des Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci. 333, 601–609.
[https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(01\)01670-6](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(01)01670-6)
- 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. la Soc. Geol. Fr.* 7.
- 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. la Société Géologique Fr.* 6, 1725–1728.
- Azambre, B., Sagon, J., Debroas, E.J., 1991. Le métamorphisme crétacé du fossé des Baronnies (Hautes-Pyrénées, France), témoin des anomalies thermiques de la zone transformante nord-pyrénéenne. *Comptes Rendus l'Académie des Sci.* 1179–1185.
- Ballouard, C., Boulvais, P., Poujol, M., Gapais, D., Yamato, P., Tartèse, R., Cuney, M., 2015. Tectonic record, magmatic history and hydrothermal alteration in the Hercynian Guérande leucogranite, Armorican Massif, France. *Lithos* 220–223, 1–22. <https://doi.org/10.1016/J.LITHOS.2015.01.027>
- Ballouard, C., Poujol, M., Boulvais, P., Branquet, Y., Tartèse, R., Vignerresse, J.L., 2016. Nb-Ta fractionation in peraluminous granites: A marker of the magmatic-hydrothermal transition. *Geology* 44, 231–234. <https://doi.org/10.1130/G37475.1>
- Barnolas, A., Chiron, J.C., 1996. Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées - volume 1, BRGM-ITGE. ed.
- Bea, F., 2012. The sources of energy for crustal melting and the geochemistry of heat-producing elements. *Lithos* 153, 278–291. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.01.017>
- Beaumont, C., Muñoz, J. a., Hamilton, P.J., Fullsack, P., 2000. Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. *J. Geophys. Res.* 105, 8121–8145.
- Ben Othman, D., Fourcade, S., Allègre, C.J., 1984. Recycling processes in granite-granodiorite complex genesis: the Querigut case studied by NdSr isotope systematics. *Earth Planet. Sci. Lett.* 69, 290–300. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(84\)90188-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90188-2)
- Benisek, A., Dachs, E., Kroll, H., 2010. Excess heat capacity and entropy of mixing in ternary series of high-structural-state feldspars. *Eur. J. Mineral.* 22, 403–410. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2010/0022-2028>
- Beyssac, O., Goffé, B., Chopin, C., Rouzaud, J.N., 2002. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: A new geothermometer. *J. Metamorph. Geol.* 20, 859–871. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00408.x>
- Beziat, D., Joron, J., Monchoux, P., 1991. Geodynamic implications of geochemical data for the Pyrenean ophiolites (Spain-France). *Chem. Geol.* 89, 243–262.
- Bodinier, J.L., Dupuy, C., Dostal, J., 1988. Geochemistry and petrogenesis of Eastern Pyrenean peridotites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 52, 2893–2907.
- Böhlke, J., De Laeter, J., De Bièvre, P., Hidaka, H., Peiser, H., Rosman, K., Taylor, P., 2005. Isotopic compositions of the elements, 2001. *J. Phys. Chem. Ref. Data* 34, 57–67.
- Boissonnas, J., Le Pochat, G., Thibault, C., Bernatzky, M., 1974. Notice explicative, carte géologique. In:

- France (1/50000), feuille Iholdy (1027). BRGM, Orléans 37.
- Bonin, B., 2004. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos* 78, 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.042>
- Bosse, V., Feraud, G., Ruffet, G., Ballèvre, M., Peucat, J.-J., De Jong, K., 2000. Late Devonian subduction and early-orogenic exhumation of eclogite-facies rocks from the Champtoceaux Complex (Variscan belt, France). *Geol. J.* 35, 297–325.
- Bouchez, J.-L., Gleizes, G., Djouadi, M.T., Rochette, P., 1990. Microstructures and magnetic susceptibility applied to emplacement kinematics of granites: the example of the Fois pluton (French Pyrenees). *Tectonophysics* 184, 155–171.
- Bouhallier, H., Choukroune, P., Ballèvre, M., 1991. Evolution structurale de la croûte profonde hercynienne : exemple du massif de l'Agly (Pyrénées orientales, France). *Comptes Rendus l'Académie des Sci.* 312, 647–654.
- Boulvais, P., de Parseval, P., D'Hulst, A., Paris, P., 2006. Carbonate alteration associated with talc-chlorite mineralization in the eastern Pyrenees, with emphasis on the St. Barthelemy Massif. *Mineral. Petrol.* 88, 499–526.
- Boutin, A., de Saint Blanquat, M., Poujol, M., Boulvais, P., de Parseval, P., Rouleau, C., Robert, J.-F., 2015. Succession of Permian and Mesozoic metasomatic events in the eastern Pyrenees with emphasis on the Trimouns talc-chlorite deposit. *Int. J. Earth Sci.* <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1223-x>
- Bouvier, A., Vervoort, J.D., Patchett, P.J., 2008. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth Planet. Sci. Lett.* 273, 48–57. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.010>
- Boynton, W. V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *Dev. geochemistry* 63–114.
- Bresser, J.H.P., Major, F.J.M., Ploegsma, M., 1986. New insights in the structural and metamorphic history of the western Lys-Caillaouas massif (Central Pyrenees, France). *Geol. En Mijnb.* 65, 177–187.
- BRGM, Elf-Re, Esso-Rep, SNPA, 1974. *Géologie du bassin d'Aquitaine*, BRGM édit. ed.
- Brown, M., Johnson, T., 2018. Secular change in metamorphism and the onset of global plate tectonics. *Am. Mineral.* 103, 181–196. <https://doi.org/10.2138/am-2018-6166>
- Brunet, M.-F., 1991. Subsidence et géodynamique du Bassin d'Aquitaine. Relations avec l'ouverture de l'Atlantique.
- Burg, J.-P., Van den Driessche, J., Brun, J.-P., 1994. Syn-to post-thickening extension in the Variscan Belt of Western Europe: Modes and structural consequences. *Géologie la Fr.*
- Burg, J.P., Gerya, T. V., 2005. The role of viscous heating in Barrovian metamorphism of collisional orogens: Thermomechanical models and application to the Lepontine Dome in the Central Alps. *J. Metamorph. Geol.* 23, 75–95. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2005.00563.x>
- Burg, J.P., Leyreloup, A., 1976. Mise en évidence d'un socle précambrien granulitique de haute pression à noyaux écolitiques dans un massif nord-pyrénéen à structure de dôme thermique : Bessède de

- Sault (Aude). Comptes Rendus l'Académie des Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci. 283, 307–310.
- Canty, A., 2016. Evolution dynamique d'une croûte orogénique partiellement fondue : enregistrement structurale et thermique du Rogaland (Norvège).
- Carignan, J., Hild, P., Mevelle, G., Morel, J., Yeghicheyan, D., 2001. Routine Analyses of trace Elements in Geological Samples using Flow injection and Low Pressure On-Line liquid Chromatography Coupled to ICP-MS : A study of Geochemical Reference Materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. *Geostand. Newsl.* 25, 187–198. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2001.tb00595.x>
- Carreras, J., Debat, P., 1996. Tectonique hercynienne, in: *Synthèse Géologique et Géophysique Des Pyrénées*. pp. 585–677.
- Carreras, J., Druguet, E., 2014. Framing the tectonic regime of the NE Iberian Variscan segment. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 405, 249–264. <https://doi.org/10.1144/SP405.7>
- Carreras, J., Julivert, M., Santanach, P., 1980. Hercynian mylonite belts in the eastern Pyrénées : an exemple of shear zones associated with late folding. *J. Struct. Geol.* 2, 5–9.
- Casas, J.M., Navidad, M., Castiñeiras, P., Liesa, M., Aguilar, C., Carreras, J., Hofmann, M., Gärtner, a., Linnemann, U., 2014. The Late Neoproterozoic magmatism in the Ediacaran series of the Eastern Pyrenees: new ages and isotope geochemistry. *Int. J. Earth Sci.* <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1127-1>
- Chardon, D., Gapais, D., Cagnard, F., 2009. Flow of ultra-hot orogens: a view from the Precambrian, clues for the Phanerozoic. *Tectonophysics* 477, 105–118.
- Choukroune, P., 1992. Tectonic evolution of the Pyrenees. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 20, 143–58.
- Choukroune, P., 1989. The Eors Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics* 8, 23–39.
- Choukroune, P., 1976. Structure et évolution tectonique de la zone Nord-Pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité subverticale. *Mém. Soc. géol. Fr.* 127, 176.
- Choukroune, P., Mattauer, M., 1978. Tectonique des plaques et Pyrenees; sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyreneenne; comparaisons avec des modèles actuels. *Bull. la Société Géologique Fr.* 689–700.
- Choukroune, P., Séguret, M., Galdeano, A., 1973. Caractéristiques et évolution structurale des Pyrénées: un modèle de relations entre zone orogénique et mouvement des plaques. *Bull. la Société Géologique Fr.* 7, 600–611.
- Clark, C., Fitzsimons, I.C.W., Healy, D., Harley, S.L., 2011. How does the continental crust get really hot? *Elements* 7, 235–240. <https://doi.org/10.2113/gselements.7.4.235>
- Clerc, C., Lagabrielle, Y., 2014. Thermal control on the modes of crustal thinning leading to mantle exhumation: Insights from the Cretaceous Pyrenean hot paleomargins. *Tectonics* 33, 1340–1359. <https://doi.org/10.1002/2013TC003471>.Received
- Cochelin, B., 2016. Champ de déformation du socle paléozoïque des Pyrénées.
- Cochelin, B., Chardon, D., Denèle, Y., Gumiaux, C., Le Bayon, B., 2017. Vertical strain partitioning in hot Variscan crust: Syn-convergence escape of the Pyrenees in the Iberian-Armorican syntax. *Bull. la*

- Société géologique Fr. 188, 39. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2017206>
- Cochelin, B., Lemirre, B., Denèle, Y., De Saint Blanquat, M., Lahfid, A., Duchêne, S., 2018. Structural inheritance in the Central Pyrenees : the Variscan to Alpine tectonometamorphic evolution of the Axial Zone. *J. Geol. Soc. London*. 175, 336–351. <https://doi.org/10.1144/jgs2017-066>
- Coggon, R., Holland, T.J.B., 2002. Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. *J. Metamorph. Geol.* 20, 683–696. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00395.x>
- Collins, W.J., 2002. Hot orogens, tectonic switching, and creation of continental crust. *Geology* 30, 535–538. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0535:HOTSAC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0535:HOTSAC>2.0.CO;2)
- Connolly, J. a D., 2009. The geodynamic equation of state: What and how. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 10. <https://doi.org/10.1029/2009GC002540>
- Costa, S., Maluski, H., 1988. Use of the ⁴⁰Ar-³⁹Ar stepwise heating method for dating mylonite zones: an example from the St. Barthélémy massif (Northern Pyrenees, France). *Chem. Geol.* 72, 127–144.
- Couzinié, S., Laurent, O., Moyen, J.-F., Zeh, A., Bouilhol, P., Villaros, A., 2016. Post-collisional magmatism: Crustal growth not identified by zircon Hf–O isotopes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 456, 182–195. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.09.033>
- Couzinié, S., Moyen, J.-F., Villaros, A., Paquette, J.-L., Scarrow, J.H., Marignac, C., 2014. Temporal relationships between Mg-K mafic magmatism and catastrophic melting of the Variscan crust in the southern part of Velay Complex (Massif Central, France). *J. Geosci.* 59, 69–86. <https://doi.org/10.3190/jgeosci.155>
- Cox, K.G., Bel, J.D., Pankhurst, R.J., 1979. The interpretation of Igneous Rocks.
- Dash, E.J., Hedge, C.E., Dymond, J., 1973. Effect of sea water interaction on strontium isotope composition of deep-sea basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 19, 177–183.
- de Hoym de Marien, L., 2016. Le métamorphisme barrovien des Pyrénées orientales : Réalité ou voeu pieux ?
- De Yoreo, J.J., Lux, D.R., Guidotti, C. V, 1991. Thermal modelling in low-pressure/high-temperature metamorphic belts. *Tectonophysics* 188, 209–238.
- Debon, F., Enrique, P., Autran, A., 1996. Magmatisme hercynien, in: *Synthèse Géologique et Géophysique Des Pyrénées*. pp. 361–499.
- Debroas, E.J., 1990. Le flysch noir albo-cénomanién témoin de la structuration albienne à sénonienne de la Zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France). *Bull. la Société Géologique Fr.* 8, 273–286.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 2013. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Third edition.
- Delaperrière, E., Saint Blanquat, M., Brunel, M., Lancelot, J., 1994. Géochronologie U-Pb sur zircons et monazites dans le massif du Saint Barthélémy (Pyrénées, France) : discussion des âges des événements varisques et pré-varisques. *Bull. la Société géologique Fr.* 165, 101–112.
- Delchini, S., Lahfid, A., Plunder, A., Michard, A., 2016. Applicability of the RSCM geothermometry approach in a complex tectono-metamorphic context: The Jebilet massif case study (Variscan Belt,

- Morocco). *Lithos* 256–257, 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.04.007>
- Delvolvé, J.J., 1996. Carbonifère à faciès Culm, in: *Synthèse Géologique et Géophysique Des Pyrénées*. pp. 303–338.
- Denèle, Y., 2007. Formation des dômes gneissiques hercyniens dans les Pyrénées : exemple du massif de l'Aston-Hospitalet. Université Toulouse III - Paul Sabatier.
- Denèle, Y., Laumonier, B., Paquette, J.-L., Olivier, P., Gleizes, G., Barbey, P., 2014. Timing of granite emplacement, crustal flow and gneiss dome formation in the Variscan segment of the Pyrenees. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 405, 265–287. <https://doi.org/10.1144/SP405.5>
- Denèle, Y., Olivier, P., Gleizes, G., Barbey, P., 2009. Decoupling between the middle and upper crust during transpression-related lateral flow: Variscan evolution of the Aston gneiss dome (Pyrenees, France). *Tectonophysics* 477, 244–261. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.04.033>
- Denèle, Y., Paquette, J.-L., Olivier, P., Barbey, P., 2012. Permian granites in the Pyrenees: the Aya pluton (Basque Country). *Terra Nov.* 24, 105–113.
- Depine, G. V, Andronicos, C.L., Phipps-Morgan, J., 2008. Near-isothermal conditions in the middle and lower crust induced by melt migration. *Nature* 452, 80–83. <https://doi.org/10.1038/nature06689>
- Deramond, J., Baby, P., Specht, M., Crouzet, G., 1990. Géométrie des chevauchements dans la zone nord-pyrénéenne ariégeoise précisée par le profil ECORS. *Bull. la Société Géologique Fr.* 8, 287–294.
- Devolvé, J.-J., 1996. Carbonifère à faciès Culm, in: *Synthèse Géologique et Géophysique Des Pyrénées*. pp. 303–338.
- Driouch, Y., Dahmani, A., Debat, P., Lelubre, M., Roux, L., 1997. L'association cordiérite gédrite de Gèdre (Pyrénées, France). *Géomatériaux* 325, 493–498.
- Druguet, E., 2001. Development of high thermal gradients by coeval transpression and magmatism during the Variscan orogeny: insights from the Cap de Creus (Eastern Pyrenees). *Tectonophysics* 332, 275–293. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00261-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00261-4)
- Druguet, E., Castro, A., Chichorro, M., Pereira, M.F., Fernández, C., 2014. Zircon geochronology of intrusive rocks from Cap de Creus, Eastern Pyrenees. *Geol. Mag.* 00, 1–20. <https://doi.org/10.1017/S0016756814000041>
- Druguet, E., Passchier, C.W., Carreras, J., Victor, P., den Brok, S., 1997. Analysis of a complex high-strain zone at Cap de Creus, Spain. *Tectonophysics* 280, 31–45. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00137-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00137-6)
- Dubois, P., Seguin, J.-C., 1978. Les flyschs Crétacé et Eocène de la zone commingeoise et leur environnement. *Bull. la Société Géologique Fr.* 657–671.
- Duchene, S., Fornelli, A., Micheletti, A.M., Piccarreta, G., 2013. Sm-Nd chronology of porphyroblastic garnets from granulite facies metabasic rocks in Calabria (Southern Italy): inferences for preserved isotopic memory and resetting. *Mineral. Petrol.* 107, 539–551.
- England, P.C., Thompson, A., 1986. Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 83–94.
- England, P.C., Thompson, A.B., 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism I.

- Heat transfer during the evolution of thickened continental crust. *J. Petrol.* 25, 894–928.
- Esteban, J.J., Aranguren, A., Cuevas, J., Hilario, A., Tubía, J.M., Larionov, A., Sergeev, S., 2015. Is there a time lag between the metamorphism and emplacement of plutons in the Axial Zone of the Pyrenees? *Geol. Mag.* 152, 935–941. <https://doi.org/10.1017/S001675681500014X>
- Expert, M., 2014. Le massif des Albères : étude structurale, pétrologique et géochronologique.
- Fabriès, J., Lorand, J.P., Bodinier, J.L., 1998. Petrogenetic evolution of orogenic lherzolite massifs in the central and western Pyrenees. *Tectonophysics* 292, 145–167. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00055-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00055-9)
- Faure, M., 1995. Late orogenic carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central. *Tectonics* 14, 132–153.
- Faure, M., Mézème, E.B., Duguet, M., Cartier, C., Talbot, J.Y., 2005. Paleozoic tectonic evolution of medio-Europa from the example of the French Massif Central and Massif Armoricain. *J. Virtual Explor.* 19, 1–25.
- François, J.M., 1983. Etude géologique et métallogénique de la région du Pic du Midi de Bigorre (Hautes-Pyrénées). Thèse de 3ème cycle, Nancy.
- Franke, W., 2014. Topography of the Variscan orogen in Europe: Failed-not collapsed. *Int. J. Earth Sci.* 103, 1471–1499. <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1014-9>
- Franke, W., Cocks, L.R.M., Torsvik, T.H., 2017. The Palaeozoic Variscan oceans revisited. *Gondwana Res.* 48, 257–284.
- Franke, W., Doublier, M.P., Klama, K., Potel, S., Wemmer, K., 2011. Hot metamorphic core complex in a cold foreland. *Int. J. Earth Sci.* 100, 753–785. <https://doi.org/10.1007/s00531-010-0512-7>
- Fuhrman, M., Frost, R., Lindsley, D.H., 1988. Crystallization conditions of the Sybille monzosyenite, Laramie anorthosite complex, Wyoming. *J. Petrol.* 29, 699–729.
- Fuhrman, M., Lindsley, D.H., 1988. Ternary-feldspar modeling and thermometry. *Am. Mineral.* 73, 201–215.
- Ganguly, J., Cheng, W., Chakraborty, S., 1998a. Cation diffusion in aluminosilicate garnets: experimental determination in pyrope-almandine diffusion couples. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 131, 171–180.
- Ganguly, J., Tirone, M., Hervig, R., 1998b. Diffusion kinetics of Samarium and Neodymium in garnet, and a method for determining cooling rates of rocks. *Science* (80-.). 281, 805–807.
- Gapais, D., 1989. Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indicators. *Geology* 17, 1144–1147. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<1144:SSWDGM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<1144:SSWDGM>2.3.CO;2)
- Gapais, D., Brun, J.-P., Gumiaux, C., Cagnard, F., Ruffet, G., Le Carlier De Veslud, C., 2015. Extensional tectonics in the Hercynian Armorican belt (France). An overview. *Bull. la Société Géologique Fr.* 186, 117–129. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.186.2-3.117>
- Ghiorso, M.S., Hirschmann, M.M., Reiners, P.W., Kress, V.C., 2002. The pMELTS: A revision of MELTS for improved calculation of phase relations and major element partitioning related to partial melting of the mantle to 3 GPa. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 3, 1–35. <https://doi.org/10.1029/2001GC000217>

- Giacomini, F., Bomparola, R.M., Ghezzi, C., Gulbransen, H., 2006. The geodynamic evolution of the Southern European Variscides: constraints from the U/Pb geochronology and geochemistry of the lower Palaeozoic magmatic-sedimentary sequences of Sardinia (Italy). *Contrib. to Mineral. Petrol.* 152, 19.
- Gleizes, G., Bouchez, J.-L., 1989. Le granite de Mont-Louis (Zone axiale des Pyrénées) : anisotropie magnétique, structures et microstructures. *Comptes Rendus l'Académie des Sci.* 309, 1075–1082.
- Gleizes, G., Crevon, G., Asrat, A., Barbey, P., 2006. Structure, age and mode of emplacement of the Hercynian Bordères-Louron pluton (Central Pyrenees, France). *Int. J. Earth Sci.* 95, 1039–1052. <https://doi.org/10.1007/s00531-006-0088-4>
- Gleizes, G., Leblanc, D., Bouchez, J.-L., 1991. Le pluton granitique de Bassiès (Pyrénées ariégeoises) : zonation, structure et mise en place. *Comptes Rendus l'Académie des Sci.* 755–762.
- Golberg, J.M., Leyreloup, a. F., 1990. High temperature-low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France). *Contrib. to Mineral. Petrol.* 104, 194–207. <https://doi.org/10.1007/BF00306443>
- Golberg, J.M., Maluski, H., 1988. Données nouvelles et mise au point sur l'âge du métamorphisme pyrénéen. *Comptes Rendus l'Académie des Sci.* 306, 429–435.
- Guchereau, J.-Y., 1975. Le Saint Barthélémy métamorphique (Pyrénées ariégeoises). *Pétrographie et structure*. Université de Toulouse.
- Guillong, M., Meier, D., Allan, M., Heinrich, C., Yardley, B., 2008. Appendix A6: SILLS: A MATLAB-based program for the reduction of laser ablation ICP-MS data of homogeneous materials and inclusions. *Mineral. Assoc. Canada Short Course* 40, 328–333.
- Guitard, G., Vielzeuf, D., Martinez, F., 1996. Métamorphisme hercynien, in: *Synthèse Géologique et Géophysique Des Pyrénées*. pp. 501–584.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Jeffries, T.E., Johnston, S.T., Pastor-Galán, D., Murphy, J.B., Franco, M.P., Gonzalo, J.C., 2011. Diachronous post-orogenic magmatism within a developing orocline in Iberia, European Variscides. *Tectonics* 30, 1–17. <https://doi.org/10.1029/2010TC002845>
- Hamilton, D.L., Burnham, C.W., Osborn, E.F., 1964. The Solubility of Water and Effects of Oxygen Fugacity and Water Content on Crystallization. *J. Petrol.* 5, 21–39. <https://doi.org/10.1093/petrology/5.1.21>
- Hansmann, W., Oberli, F., 1991. Zircon inheritance in an igneous rock suite of the Southern Adamello batholith (Italian Alps): Implication for petrogenesis. *Cmp* 107, 501–518.
- Harley, S., 1989. The origins of granulites-a metamorphic perspective. *Geol. Mag.* 126, 215–247.
- Harley, S.L., Kelly, N.M., Möller, A., 2007. Zircon behaviour and the thermal history of mountain belts. *Elements* 3, 25–30. <https://doi.org/10.2113/gselements.3.1.25>
- Hart, N.R., Stockli, D.F., Hayman, N.W., 2016. Provenance evolution during progressive rifting and hyper-extension using bedrock and detrital zircon U-Pb geochronology, Mauléon Basin, western Pyrenees. *Geosphere*.
- Henk, A., von Blanckenburg, F., Finger, F., Schaltegger, U., Zulauf, G., 2000. Syn-convergent high-temperature metamorphism and magmatism in the Variscides : a discussion of potential heat sources. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 179, 387–399.

- Holland, T.J.B., Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *J. Metamorph. Geol.* 16, 309–343. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1998.00140.x>
- Jammes, S., 2009. Processus d’amincissement crustal en contexte transtensif : l’exemple du golfe de Gascogne et des Pyrénées basques.
- Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., Masini, E., 2009. Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees. *Tectonics* 28, 1–24. <https://doi.org/10.1029/2008TC002406>
- Janoušek, V., Farrow, C., Erban, V., 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *J. Petrol.* 47, 1255–1259.
- Kilzi, M., 2014. Roches ultramafiques de Gavarnie et de Castillon. Phd thesis, Université de Toulouse. <https://doi.org/10.1163/187122099X00065>
- Kilzi, M.A., Grégoire, M., Bosse, V., Benoît, M., Driouch, Y., de Saint Blanquat, M., Debat, P., 2016. Geochemistry and zircon U–Pb geochronology of the ultramafic and mafic rocks emplaced within the anatexitic series of the Variscan Pyrenees: The example of the Gavarnie–Heas dome (France). *Comptes Rendus Geosci.* 348, 107–115. <https://doi.org/10.1016/J.CRTE.2015.06.014>
- Kornprobst, J., Vielzeuf, D., 1984. Transcurrent crustal thinning: a mechanism for the uplift of deep continental crust / upper mantle associations, in: *Kimberlites*. pp. 347–359.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.* 68, 277–279. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(83\)90220-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(83)90220-X)
- Labaume, P., Séguret, M., Seyve, C., 1985. Evolution of a turbiditic foreland basin and analogy with an accretionary prism : example of the Eocène south-pyrenean basin. *Tectonics* 4, 661–685.
- Lagabriele, Y., Bodinier, J.L., 2008. Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. *Terra Nov.* 20, 11–21.
- Lagabriele, Y., Labaume, P., Saint Blanquat, M., 2010. Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the Iherzolite bodies. *Tectonics* 29.
- Lahfid, A., Beyssac, O., Deville, E., Negro, F., Chopin, C., Goffe, B., 2010. Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus Alps (Switzerland). <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2010.00956.x>
- Lardeaux, J.M., 2014. Deciphering orogeny: A metamorphic perspective examples from european alpine and variscan belts Part II: Variscan metamorphism in the french massif central - A review. *Bull. la Soc. Geol. Fr.* 185, 281–310. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.185.2.93>
- Laumonier, B., 2000. Chevauchements hercyniens précoces et évolution des bassins syn-orogéniques (Culm) des Pyrénées.
- Laumonier, B., Marignac, C., Kister, P., 2010. Polymétamorphisme et évolution crustale dans les Pyrénées orientales pendant l’orogénèse varisque au Carbonifère supérieur. *Bull. la Société géologique Fr.* 181, 411–428.
- Laurent, A.T., Bingen, B., Duchene, S., Whitehouse, M.J., Seydoux-Guillaume, A., Bosse, V., 2018.

- Decoding a protracted zircon geochronological record in ultrahigh temperature granulite, and persistence of partial melting in the crust, Rogaland, Norway. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 173, 29.
- Laurent, O., Couzinié, S., Zeh, A., Vanderhaeghe, O., Moyen, J.-F., Villaros, A., Gardien, V., 2017. Protracted, coeval crust and mantle melting during Variscan late-orogenic evolution: U–Pb dating in the eastern French Massif Central. *Int. J. Earth Sci.* 106, 421–451.
- Le Pichon, X., Bonnin, J., Sibuet, J.-C., 1970. La faille nord-pyrénéenne : faille transformante liée à l’ouverture du golfe de gascogne. *Comptes Rendus l’Académie des Sci.* 271, 1941–1944.
- Le Roux, V., Bodinier, J.L., Alard, O., 2009. Isotopic decoupling during porous melt flow: A case-study in the Lherz peridotite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 279, 76–85.
- Liesa, M., Carreras, J., Castiñeiras, P., Casas, J.M., Navidad, M., Vilà, M., 2011. U-Pb zircon age of Ordovician magmatism in the Albera massif (Eastern Pyrenees). *Geol. Acta* 9, 93–101. <https://doi.org/10.1344/105.000001651>
- Lopez-Sanchez, M.A., García-Sansegundo, J., Martínez, F.J., 2018. The significance of early Permian and early Carboniferous U-Pb zircon ages in the Bossòst and Lys-Caillaouas granitoids (Pyrenean Axial Zone). *Geol. J.* 1–16. <https://doi.org/10.1002/gj.3283>
- Lotout, C., Pitra, P., Poujol, M., Anczkiewicz, R., Van Den Driessche, J., 2018. Timing and duration of Variscan high-pressure metamorphism in the French Massif Central: A multimethod geochronological study from the Najac Massif. *Lithos* 308–309, 381–394. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.03.022>
- Loubet, M., Allègre, C.J., 1982. Trace elements in orogenic lherzolites reveal the complex history of the upper mantle. *Nature* 298, 809–814.
- Ludwig, K., 2012. User’s manual for Isoplot version 3.75–4.15: a geochronological toolkit for Microsoft. Excel Berkley Geochronological Cent. Spec. Publ.
- Ludwig, K.R., 1998. On the treatment of concordant uranium-lead ages. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62, 665–676. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00059-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00059-3)
- Majesté-Menjoulas, C., Debon, F., Driouch, Y., Flachère, H., Moreau, H., Valero, J., Ternet, Y., 1999. Carte Géologique de la France (1/50 000), Feuille Gavarnie (1082). BRGM, Orléans.
- Mangin, A., 1967. Etude géologique de la partie septentrionale du massif du Saint Barthélémy. Université de Toulouse.
- Martínez Catalán, J.R., 2011. Are the oroclines of the Variscan belt related to late Variscan strike-slip tectonics? *Terra Nov.* 23, 241–247. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.01005.x>
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F., González Cuadra, P., Gómez-Barreiro, J., Abati, J., Castiñeiras, P., Fernández-Suárez, J., Martínez Sánchez, S., Andonaegui, P., 2007. Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif : Implications for the Variscan belt. *Geol. Soc. Am. Memoir* 200, 403–423. [https://doi.org/10.1130/2007.1200\(21\)](https://doi.org/10.1130/2007.1200(21)).
- Martínez, F.J., Iriondo, a., Dietsch, C., Aleinikoff, J.N., Peucat, J.J., Cirès, J., Reche, J., Capdevila, R., 2011. U-Pb SHRIMP-RG zircon ages and Nd signature of lower Paleozoic rifting-related magmatism in the Variscan basement of the Eastern Pyrenees. *Lithos* 127, 10–23. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.08.004>

- Mattauer, M., 1968. Les traits structuraux essentiels de la chaîne de pyrénéenne. *Rev. Géologie Dyn. Géographie Phys.* 3–12.
- Matte, P., 2002. Les plis hercyniens kilométriques couchés vers l'ouest-sud-ouest dans la région du pic du Midi d'Ossau–col du Somport (zone axiale des Pyrénées occidentales). *Comptes Rendus Geosci.* 334, 773–779. [https://doi.org/10.1016/S1631-0713\(02\)01808-4](https://doi.org/10.1016/S1631-0713(02)01808-4)
- Matte, P., 2001. The Variscan collage and orogeny (480 ± 290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate : a review. *Terra Nov.* 13, 122–128.
- Matte, P., 1991. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics* 196, 309–337. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90328-P](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90328-P)
- Maurel, O., Respaut, J.-P., Monié, P., Arnaud, N., Brunel, M., 2004. U-Pb emplacement and $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ cooling ages of the eastern Mont-Louis granite massif (Eastern Pyrenees, France). *Comptes Rendus Geosci.* 336, 1091–1098. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2004.04.005>
- McDonough, W.F., Sun, S. -s., 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120, 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Mezger, J.E., Gerdes, A., 2014a. Early Variscan (Visean) granites in the core of central Pyrenean gneiss domes: Implications from laser ablation U-Pb and Th-Pb studies. *Gondwana Res.* <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.11.010>
- Mezger, J.E., Passchier, C.W., Régnier, J.-L., 2004. Metastable staurolite–cordierite assemblage of the Bossòst dome: Late Variscan decompression and polyphase metamorphism in the Axial Zone of the central Pyrenees. *Comptes Rendus Geosci.* 336, 827–837. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2003.12.024>
- Mezger, J.E., Régnier, J.-L., 2015. Stable staurolite-cordierite assemblages in K-poor metapelitic schists in Aston and Hospitalet gneiss domes of the central Pyrenees (France, Andorra). *J. Metamorph. Geol.* n/a–n/a. <https://doi.org/10.1111/jmg.12177>
- Mezger, J.E., Wissenschaften, G., 2005. Comparison of the western Aston-Hospitalet and the Bossòst domes : Evidence for polymetamorphism and its implications for the Variscan tectonic evolution of the Axial Zone of the Pyrenees. *J. Virtual Explor.* 19, 1–19.
- Middlemost, E., 1985. *Magmas and magmatic rocks: an introduction to igneous petrology.* Longman London.
- Mirouse, R., 1962. *Recherches Géologiques dans la partie occidentale de la Zone primaire axiale des Pyrénées.* Université de Toulouse.
- Miyashiro, A., 1961. Evolution of metamorphic belts. *J. Petrol.* 2, 277–311.
- Monchoux, P., 1970. Les lherzolites pyrénéennes. Contribution à l'étude de leur minéralogie, de leur genèse et de leurs transformations.
- Mouthereau, F., Filleaudeau, P.Y., Vacherat, A., Pik, R., Lacombe, O., Fellin, M.G., Castelltort, S., Christophoul, F., Masini, E., 2014. Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: Role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence. *Tectonics* 33, 2283–2314. <https://doi.org/10.1002/2014TC003663>
- Müller, J., Roger, P., 1977. L'Evolution structurale des Pyrénées (Domaine central et occidental). Le

- segment hercynien, la chaîne de fond alpine, in: *Géologie Alpine*, Vol. 2, p. 191, Univ. de Grenoble.
- Muñoz, J.A., 1992. Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section, in: *Thrust Tectonics*. pp. 235–246.
- Newton, R.C., Charlu, T. V., Kleppa, O.J., 1980. Thermochemistry of the high structural state plagioclases. *Geochim. Cosmochim. Acta* 44, 933–941. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(80\)90283-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(80)90283-5)
- O'Brien, P.J., 2000. The fundamental Variscan problem: high-temperature metamorphism at different depths and high-pressure metamorphism at different temperatures. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 179, 369–386.
- Olivet, J.-L., 1996. La cinématique de la plaque ibérique. *Bull. des Centres Rech. Explor. Elf-Aquitaine* 20, 131–195.
- Olivier, P., 2015. Comment on “Thermal control on the modes of crustal thinning leading to mantle exhumation: Insights from the Cretaceous Pyrenean hot paleomargins” by Clerc and Lagabrielle. *Tectonics* 34, 2271–2274. <https://doi.org/10.1002/2014TC003755>
- Olivier, P., Gleizes, G., Paquette, J.-L., 2004. Gneiss domes and granite emplacement in an obliquely convergent regime: New interpretation of the Variscan Agly Massif (Eastern Pyrenees, France). *Geol. Soc. Am.* 380, 229–242.
- Olivier, P., Gleizes, G., Paquette, J.-L., Muñoz Sàez, C., 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. *J. Geol. Soc. London* 165, 141–152.
- Padel, M., Álvaro, J.J., Casas, J.M., Clausen, S., Poujol, M., Sánchez-García, T., 2018. Cadomian volcanosedimentary complexes across the Ediacaran–Cambrian transition of the Eastern Pyrenees, southwestern Europe. *Int. J. Earth Sci.* 107, 1579–1601. <https://doi.org/10.1007/s00531-017-1559-5>
- Paquet, J., Delay, F., 1989. Analyse en microscopie électronique des textures et des phases des mylonites nord-pyrénéennes des massifs de Saint Barthélémy et de l'Agly et discussion des âges. *Bull. la Soc. Geol. Fr.* 8, 1111–1112.
- Paquette, J.-L., Ballèvre, M., Peucat, J.-J., Cornen, G., 2017. From opening to subduction of an oceanic domain constrained by LA-ICP-MS U-Pb zircon dating (Variscan belt, Southern Armorican Massif, France). *Lithos* 294–295, 418–437. <https://doi.org/10.1016/J.LITHOS.2017.10.005>
- Paquette, J.-L., Gleizes, G., Bouchez, J.-L., 1997. Le granite de Bassiès (Pyrénées) : un pluton syntectonique d'âge Westphalien. *Géochronologie U-Pb sur zircons. Comptes Rendus l'Académie des Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci.* 324, 387–3952.
- Paquette, J., de Saint Blanquat, M., Delpech, G., Horsman, E., Morgan, S., 2010. LA-ICPMS U-Pb zircon dating of Mount Hiller laccolite and satellite intrusions: shortlength emplacement and large Proterozoic inheritance. *Laccoliths Sills Int. 4 Conf. Abstr. Henry Mt. Utah*.
- Passchier, C.W., 1984. Mylonite dominated footwall geometry in shear zone, central Pyrénées. *Geol. Mag.* 121, 429–436.
- Passchier, C.W., 1982. Mylonitic deformation in the St-Barthélémy Massif, French Pyrénées, with emphasis on the generation relationship between ultramylonite and pseudotachylite. *Pap. Geol.* 1, 1–173.

- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976a. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 58, 63–81.
- Pereira, M.F., Castro, a., Chichorro, M., Fernández, C., Díaz-Alvarado, J., Martí, J., Rodríguez, C., 2014. Chronological link between deep-seated processes in magma chambers and eruptions: Permo-Carboniferous magmatism in the core of Pangaea (Southern Pyrenees). *Gondwana Res.* 25, 290–308. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.03.009>
- Peybernès, B., Souquet, P., 1972. Géologie de la région de Saint-Girons à l'articulation de l'Arize, du Plantach, des Trois-Seigneurs et de Castillon (Ariège). *Bull. B.R.G.M.* 1, 13.
- Pin, C., 1989. Essai sur la chronologie et l'évolution géodynamique de la chaîne Hercynienne d'Europe. Thèse de doctorat, Université Blaise Pascal, Clermont-ferrand.
- Pin, C., Vielzeuf, D., 1983. Granulites and related rocks in variscan median Europe: a dualistic interpretation. *Tectonophysics* 93, 47–74.
- Poitrenaud, T., 2018. Le gisement périgranitique à tungstène et or de Salau (Pyrénées, France), histoire polyphasée d'un système minéralisé tardi-varisque. Université d'Orléans.
- Pouget, P., 1987. Le Massif Granatique de Lesponne (High Pyrenees): en exemple de Massif Plutonique Hercynien a mise en place diapirique Syncinématique. *Granites - Geol. Rundsch.* 76, 187–201.
- Pouget, P., 1984. Géologie de la région de Lesponne (Hautes-Pyrénées), Thèse de 3ème cycle, Université Paul Sabatier, Toulouse, France.
- Pouget, P., Lamouroux, C., Dahmani, A., Debat, P., Driouch, Y., Mercier, A., Soula, J.-C., Vezat, R., 1989. Typologie et mode de mise en place des roches magmatiques dans les Pyrenees hercyniennes. *Geol. Rundschau* 78, 537–554.
- Poujol, M., Pitra, P., van Den Driessche, J., Tartèse, R., Ruffet, G., Paquette, J.L., Poilvet, J.C., 2017. Two-stage partial melting during the Variscan extensional tectonics (Montagne Noire, France). *Int. J. Earth Sci.* 106, 477–500. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1369-1>
- Putnis, A., Austrheim, H., 2010. Fluid-Induced Processes: Metasomatism and Metamorphism. *Front. Geofluids* 10, 254–269. <https://doi.org/10.1002/9781444394900.ch18>
- Ranalli, G., 1995. Rheology of the Earth. Springer Science.
- Respaut, J.-P., 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 Jb. Abh.* 147, 21–34.
- Rey, P.F., Teyssier, C., Whitney, D.L., 2009. The role of partial melting and extensional strain rates in the development of metamorphic core complexes. *Tectonophysics* 477, 135–144. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.03.010>
- Riel, N., Bouilhol, P., Hunen, J.V.A.N., Cornet, J., Magni, V., Grigorova, V., Velic, M., 2018. Interaction between mantle-derived magma and lower arc crust : quantitative reactive melt flow modelling using STyx. <https://doi.org/10.1144/SP478.6>
- Riel, N., Mercier, J., Weinberg, R., 2016. Convection in a partially molten metasedimentary crust? Insights from the El Oro complex (Ecuador). *Geology* 44, 31–34. <https://doi.org/10.1130/G37208.1>

- Roberts, M.P., Pin, C., Clemens, J.D., Paquette, J., 2000. Petrogenesis of Mafic to Felsic Plutonic Rock Associations : the Calc-alkaline Querigut Complex , French Pyrenees. *J. Petrol.* 41, 809–844.
- Rocher, M., Lacombe, O., Angelier, J., 2000. Cenozoic folding and faulting in the south Aquitaine Basin (France): insights from combined structural and paleostress analyses. *J. Struct. Geol.* 22, 627–645.
- Rodriguez-Méndez, L., Cuevas, J., Tubia, J.M., 2014. Post-Variscan basin evolution in the central Pyrenees: Insights from the Anayet basin.
- Roger, F., Matte, P., 2005. Early Variscan HP metamorphism in the western Iberian Allochthon—A 390 Ma U–Pb age for the Bragança eclogite (NW Portugal). *Int. J. Earth Sci.* 94, 173–179.
- Roux, L., 1977. L'évolution des roches du faciès granulite et le problème des ultramafitites dans le massif de Castillon (Ariège). Université de Toulouse.
- Saint Blanquat, M., 1993a. 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. *Geodin. Acta* 6, 59–77.
- Saint Blanquat, M., 1993b. Late Variscan crustal thickening, thinning and rifting in the Pyrenees, in: Séranne M. & Malavieille J., "Late Orogenic Extension in Mountain Belts." p. n°219, p169.
- Saint Blanquat, M., 1989. La faille normale ductile du massif du Saint Barthélémy (age et signification de l'extension crustale dans la Zone Nord Pyrénéenne).
- Saint Blanquat, M., Brunel, M., Mattauer, M., 1986. Les zones de cisaillements du massif Nord Pyrénéen du Saint Barthélémy, témoins probables de l'extension crustale d'âge crétacé. *Comptes Rendus l'Académie des Sci.* 303, 1339–1344.
- Saint Blanquat, M., Lardeaux, J.M., Brunel, M., 1990. Petrological arguments for high temperature extensional deformation in the Pyrenean Variscan crust (Saint Barthélémy Massif, Ariège, France). *Tectonophysics* 177, 245–262.
- Schorn, S., Diener, J.F.A., Powell, R., Stüwe, K., 2018. Thermal buffering in the orogenic crust. *Geology* 46, 643–646. <https://doi.org/10.1130/G40246.1>
- Schulmann, K., Oliot, E., Košuličová, M., Montigny, R., Štípská, P., 2014. Variscan thermal overprints exemplified by U-Th-Pb monazite and K-Ar muscovite and biotite dating at the eastern margin of the Bohemian Massif (East Sudetes, Czech Republic). *J. Geosci. (Czech Republic)* 59, 389–413. <https://doi.org/10.3190/jgeosci.180>
- Séguret, M., 1972. Etude tectonique des nappes et des séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées.
- Shand, S.J., 1943a. Eruptive Rocks. Their genesis, composition, classification, and their relation to Ore-deposits with a chapter on meteorite, New York: ed.
- Sibuet, J.-C., Srivastava, S.P., Spakman, W., 2004. Pyrenean orogeny and plate kinematics. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 109.
- Siron, G., 2012. Le métamorphisme BP-HT du massif de l'Agly.
- Smyth, H.R., Hamilton, P.J., Hall, R., Kinny, P.D., 2007. The deep crust beneath island arcs: Inherited zircons reveal a Gondwana continental fragment beneath East Java, Indonesia. *Earth Planet. Sci.*

- Lett. 258, 269–282. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.03.044>
- Soula, J.-C., 1982. Characteristics and mode of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in central-eastern Pyrénées. *J. Struct. Geol.* 4, 313–342.
- Soula, J.-C., Debat, P., Déramond, J., Guchereau, J.-Y., Lamouroux, C., Pouget, P., Roux, L., 1986. Evolution structurale des ensembles métamorphiques, des gneiss et des granitoïdes dans les Pyrénées centrales. *Bull. la Soc. Geol. Fr.* 8, 79–93.
- Souquet, P., Debroas, E.J., 1980. Tectonogénèse et évolution des bassins de sédimentation dans le cycle alpin des Pyrénées. *Mém. BRGM* 107, 213–233.
- Souquet, P., Peybernès, B., 1987. Allochtonie des massifs primaires nord - pyrénéens des pyrénées centrales. *Comptes Rendus l'Académie des Sci.* 305, 733–739.
- Spear, F.S., 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths.
- Steiger, R., Jäger, E., 1977. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36, 359–362.
- Stüwe, K., 2002. *Geodynamics of the Lithosphere.*
- Stüwe, K., 1995. Thermal buffering effects at the solidus. Implications for the equilibration of partially melted metamorphic rocks. *Tectonophysics* 248, 39–51. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)00282-E](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)00282-E)
- Stüwe, K., 1992. *Geodynamics of the Lithosphere.*
- Tajčmanová, L., Connolly, J.A.D., Cesare, B., 2009. A thermodynamic model for titanium and ferric iron solution in biotite. *J. Metamorph. Geol.* 27, 153–165. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2009.00812.x>
- Teixell, A., 1996. The Anso transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries. *J. Geol. Soc. London.* 153, 301–310.
- Teixell, A., 1990. Alpine thrusts at the western termination of the Pyrenean axial zone. *Bull. la Soc. Geol. Fr.* 8, 241–250.
- Ternet, Y., Barrère, P., Dallas, S., Debon, F., Debroas, E.J., François, J.M., Pouget, P., 1996. Carte géologique de France (1/50 000), feuille Campan (1071). BRGM.
- Ternet, Y., Barrère, P., Debroas, E.J., 1995. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50 000), feuille Campan (1071). BRGM.
- Tournaire, B., 2014. Évolution de la croûte continentale des Pyrénées-Orientales au Paléozoïque, à travers 9 datations de granitoïdes du massif de l'Agly.
- Tournaire Guille, B., 2017. Relation entre magmatisme et métamorphisme Haute-Température Basse-Pression. Université Pierre et Marie Curie.
- Triboulet, C., Guitard, G., Katona, I., Navidad, M., 2005. Évolution pression-température des amphibolites de la zone axiale au cours du métamorphisme hercynien des Pyrénées orientales. *Comptes Rendus Geosci.* 337, 1244–1249. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.06.011>
- Tugend, J., Manatschal, G., Kuszniir, N.J., 2015. Spatial and temporal evolution of hyperextended rift

- systems: Implication for the nature, kinematics, and timing of the Iberian-European plate boundary. *Geology* 43, 15–18.
- Turcotte, D., Schubert, G., 1982. *Geodynamics: Applications of continuum mechanics to geological problems*.
- Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Huyghe, D., Paquette, J.-L., Christophoul, F., Loget, N., Tibari, B., 2017. Rift-to-collision sediment routing in the Pyrenees: A synthesis from sedimentological, geochronological and kinematic constraints. *Earth-Science Rev.* 172, 43–74. <https://doi.org/10.1016/J.EARSCIREV.2017.07.004>
- Valero, J., 1974. *Géologie Structurale du Paléozoïque de la région de Panticosa - Province de Huesca (Espagne)*. Université de Bordeaux.
- Van Lichtervelde, M., Grand'Homme, A., Saint Blanquat, M., Olivier, P., Gerdes, A., Paquette, J.-L., Melgarejo, J.C., Druguet, E., Alfonso, P., 2017. U-Pb geochronology on zircon and columbite-group minerals of the Cap de Creus pegmatites, NE Spain. *Mineral. Petrol.* 111, 1–21.
- Vanderhaeghe, O., 2012. The thermal-mechanical evolution of crustal orogenic belts at convergent plate boundaries: A reappraisal of the orogenic cycle. *J. Geodyn.* 56–57, 124–145. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2011.10.004>
- Vanderhaeghe, O., 2009. Migmatites, granites and orogeny: Flow modes of partially-molten rocks and magmas associated with melt/solid segregation in orogenic belts. *Tectonophysics* 477, 119–134. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.06.021>
- Vergés, J., Muñoz, J. a., 1990. Thrust sequences in the southern central Pyrenees. *Bull. la Soc. Geol. Fr.* 9, 265–272.
- Vielzeuf, D., 1984. Relations de phases dans le facies granulite et implications géodynamiques. L'exemple des granulites des Pyrénées.
- Vielzeuf, D., Clemens, J.D., Pin, C., Moinet, E., 1990. Granites, granulites, and crustal differentiation, in: *Granulites and Crustal Evolution*. Springer, pp. 59–85.
- Vielzeuf, D., Pin, C., 1989. Geodynamic implications of granulitic rocks in the Hercynian belt. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 43, 343–348.
- Viennot, P., Yang Kieh, Y., 1928. Observations pétrographiques dans le massif cristallin du Labourd (Basses Pyrénées). *Bull. la Soc. Geol. Fr.* 4, 369–379.
- Viete, D.R., 2018. Granulites, geodynamics and “accessory terranes,” in: *Granulites and Granulites Conference*.
- 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, 97–127. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.01.002>
- Vilà, M., Pin, C., Liesa, M., Enrique, P., 2007. LPHT metamorphism in a late orogenic transpressional setting, Albera Massif, NE Iberia: implications for the geodynamic evolution of the Variscan Pyrenees. *J. Metamorph. Geol.* 25, 321–347. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00698.x>
- Vissers, R.L.M., van Hinsbergen, D.J.J., Wilkinson, C.M., Ganerød, M., 2016. Middle Jurassic shear zones at Cap de Creus (eastern Pyrenees, Spain): a record of pre-drift extension of the Piemonte–Ligurian

- Ocean? J. Geol. Soc. London. jgs2016--014. <https://doi.org/10.1144/jgs2016-014>
- Waldbaum, D., Thompson, J., 1968a. Mixing properties of sanidine crystalline solutions: II. Calculations based on volume data. J. Earth Planet. Mater. 53, 2000–2017.
- Wallace, P., Anderson, A.T., 1999. Volatiles in magmas, in: Encyclopedia of Volcanoes. pp. 149–170.
- Workman, R.K., Hart, S.R., 2005. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). Earth Planet. Sci. Lett. 231, 53–72. <https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2004.12.005>
- Yokoyama, T., Makishima, A., Nakamura, E., 1999. Evaluation of the coprecipitation of incompatible trace elements with fluoride during silicate rock dissolution by acid digestion.
- Zwart, H.J., 1979. The geology of the Central Pyrenees. Leidse Geol Meded. 50, 1–74.
- Zwart, H.J., 1954. La géologie du massif du Saint Barthélémy. Leidse Geol Meded. 18, 1–229.

Table des figures

Chapitre 1

Figure 1 : Diagramme pression – température montrant les principaux facies métamorphiques.....	14
Figure 2 : Trajets PT de granulites	15
Figure 3 : Schéma représentant la tectonique des plaques à l'échelle lithosphérique et les déplacements des continents de 465 Ma à 340 Ma	16
Figure 4 : Principaux affleurements du socle varisque d'Europe et occurrences de granulites varisques de HT et HP	17
Figure 5 : Exemple de reconstitution des principales unités varisques	18

Chapitre 2

Figure 1 : Carte du socle paléozoïque des Pyrénées	25
Figure 2 : Coupes restaurées des Pyrénées centrales	26
Figure 3 : Diagramme pression - température représentant l'ensemble des estimations au moment du pic de température dans les massifs nord-pyrénéens.....	30
Figure 4 : Diagramme représentant l'ensemble des estimations de pression et de température au cours de l'orogénèse Varisque dans les dômes métamorphique de la zone axiale des Pyrénées.	32
Figure 5 : Synthèse des datations U-PB des roches métamorphiques d'âge varisque dans les Pyrénées..	34
Figure 6 : (a) Diagramme SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ des roches magmatiques tardi-varisques des Pyrénées. (b) Diagramme SiO_2 vs. K_2O	36
Figure 7 : Diagramme A/CNK vs. A/NK de l'ensemble des roches magmatiques varisques des Pyrénées.	37
Figure 8 : Diagrammes de Harker des éléments majeurs de Al_2O_3 , MgO , CaO et TiO_2 vs. SiO_2 en wt%.	39
Figure 9 : Diagrammes des éléments traces Ba, Rb, Zr et Y en ppm vs SiO_2 en wt%.	41
Figure 10 : Spectres des terres rares et des éléments traces étendus	42
Figure 11 : Diagramme ϵNd versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ corrigé	43
Figure 12 : Synthèse des datations U-Pb sur zircon des roches magmatiques varisques dans les Pyrénées	44
Figure 13 : Diagramme des âges concordia du magmatisme varisque pyrénéen.....	45
Figure 14 : Evolution schématique des séries basiques des massifs de Gavarnie Héas	48
Figure 15 : Modèle pétrogénétique pour l'évolution du massif du Quérigut	49

Figure 16 : Bloc diagramme 3D représentant la déformation tardi-varisque D2 dans la croûte pyrénéenne de la zone axiale	51
Figure 17 : Bloc diagramme 3D représentant la déformation tardi-varisque D3 dans la croûte pyrénéenne de la zone axiale	51

Chapitre 3

Figure 1 : (a) Geological sketch of the Variscan crust of the Pyrenees (b) Location of the pyrenean segment in Western Europe.....	57
Figure 2 : (a) Geological map of the Saint Barthelemy massif (b) North-south cross section of the Saint Barthelemy	60
Figure 3 : Field photographs from the Saint Barthelemy massif.....	67
Figure 4: Microphotographs illustrating mineralogy and deformation	68
Figure 5: Pseudosections of samples from the Saint Barthelemy massif	70
Figure 6 : Cathodoluminescence images of zircon grains from the Saint Barthelemy	72
Figure 7: Diagrams showing results of U-Pb dating on zircon and monazite.....	74
Figure 8: Sm-Nd isochron diagram.....	87
Figure 9: SiO ₂ (wt%) and La ₂ O ₃ (wt%) vs. ThO ₂ (wt%) in monazite	89
Figure 10: REE diagrams for zircon and garnet grains from the Saint Barthelemy	90
Figure 11: Pressure-temperature diagrams	93
Figure 12 : Carte géologique du massif de Bessède de Sault.....	95
Figure 13 : (a) Microphotographie de la granulite 14BL28 ; (b) Pseudosection de l'échantillon 14BL28...	97
Figure 14 : Images en cathodoluminescence de zircons du paragneiss granulitique 14BL20	98
Figure 15 : (a) diagramme concordia du paragneiss 14BL20 (b) rapport Th/U.....	99
Figure 16 : Carte géologique schématique du massif de Castillon.....	102
Figure 17: Microphotographies d'échantillons du massif de Castillon	104
Figure 18 : Pseudosection et isoplèthes du grenat almandin des granulites du Castion.....	105
Figure 19 : Images en cathodoluminescence de zircons du Castillon.....	106
Figure 20 : Diagramme Tera-Wasserburg des échantillons du massif de Castillon	108
Figure 21 : Carte géologique simplifié du massif de l'Ursuya.....	118
Figure 22 : Microphotographies de la leptynite 15BL21 et du gneiss granulitique 15BL08.	121
Figure 23 : Pseudosection pour l'échantillon de leptynite 15BL21 du massif de l'Ursuya.....	121
Figure 24 : Images en cathodoluminescence de zircons du massif d'Ursuya	124

Figure 25 : Diagramme Tera-Wasserburg des échantillons du massif de l'Ursuya	125
Figure 26 : Photographies d'affleurements dans le massif de Trois-Seigneurs	156
Figure 27 : Coupe nord-sud de la zone nord-pyrénéenne et évolution des paléotempératures	157

Chapitre 4

Figure 1 : Carte géologique des dômes de l'Aston et de l'Hospitalet	189
Figure 2 : Photographies d'affleurements de l'Aston	191
Figure 3 : Images en cathodoluminescence de zircons de l'Aston.....	194
Figure 4 : Diagrammes concordia de roches magmatiques et d'une migmatite de l'Aston.	195

Chapitre 5

Figure 1 : Evolution schématique de la température dans la croûte suite à un épisode d'épaississement	208
Figure 2 : Evolution schématique de la température de la croûte en réponse à l'injection de sills magmatiques à différentes profondeurs	209
Figure 3 : Evolution de la température en fonction de l'abondance de plutons	210
Figure 4 : Evolution de la température dans la croûte en réponse à un amincissement de la croûte	211
Figure 5 : Evolution de la température en fonction de (a) le flux à la base de la croûte et (b) l'advection de fluide dans la croûte	212
Figure 6 : Schéma illustrant la résolution de l'équation de la température à partir de la méthode explicite des différences finies.....	214
Figure 7 : Variation du géotherme pour une croûte d'épaisseur constante de 30 km en fonction de la production de chaleur interne par radioactivité.....	218
Figure 8 : Diagramme profondeur - température montrant l'évolution du géotherme par conduction .	219
Figure 9 : Variation de température due à la fusion partielle en fonction de la chaleur latente de fusion	221
Figure 10 : Résultat du modèle numérique 1D de Depine et al. (2008).....	221
Figure 11 : Exemple de variation de la fraction de melt en fonction de la température.....	223
Figure 12 : Diagramme PT montrant le volume de liquide en % pour une granulite alumineuse (à gauche) ; diagramme représentant l'évolution de la proportion de liquide en fonction de la température à différentes pressions (à droite)	224
Figure 13 : Résultats des modèles d'évolution du géotherme après 1 Ma.....	225

Figure 14 : Pseudosection et évolution du pourcentage volumique de biotite.....	226
Figure 15 : Diagramme température vs. enthalpie	227
Figure 16 : Variation des géothermes en fonction de la capacité calorifique.....	228
Figure 17 : Comparaison des géothermes après équilibre avec conduction et avec advection et fraction de liquide produit par la fusion partielle pour le géotherme avec advection	231
Figure 18 : Effet d'une croûte chaude sur l'enveloppe des contraintes	231

Chapitre 6

Figure 1 : Champ des estimations pression-température.....	238
Figure 2 : Synthèse des datations U-Pb sur zircons et monazites.....	240
Figure 3 : Histogrammes des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dans les massifs nord-pyrénéens	241
Figure 4 : Histogramme des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dans l'ensemble de la zone axiale.....	243
Figure 5 : Comparaisons de l'évolution Température-temps des zones axiales et nord-pyrénéennes....	244
Figure 6 : Modèle d'évolution de la croûte varisque dans les Pyrénées.	249
Figure 7 : Deux modèles géodynamiques schématiques pour l'origine de l'anomalie thermique tardi-varisque	251

Annexe

A. Liste des datations U-Pb dans les Pyrénées et références

Table 1 : Liste des datations varisques et pré-varisques dans les Pyrénées

massif	reference	age	err.
Agly	Olivier et al., 2004	307.2	0.4
Agly	Olivier et al., 2004	317	3
Agly	Tournaire, 2014	297	3.2
Agly	Tournaire, 2014	298.6	3
Agly	Tournaire, 2014	300.2	8.4
Agly	Tournaire, 2014	305.7	2.8
Agly	Tournaire, 2014	306.4	3
Agly	Tournaire, 2014	308.1	3.4
Agly	Tournaire, 2014	312.3	3.6
Agly	Tournaire, 2014	518.9	5.3
Agly	Tournaire, 2014	534.3	8
Agly	Tournaire, 2014	537.3	7.7
Agly	Tournaire, 2014	539.8	3.7
Agly	Tournaire, 2014	542	3.9
Agly	Olivier et al., 2008	303.6	4.7
Agly	Olivier et al., 2008	308.3	1.2
Agly	Respaut and Lancelot, 1983	295	3
Albères	Expert, 2014	306.4	2.1
Albères	Liesa et al., 2011	465	4.3
Albères	Liesa et al., 2011	470.4	3.1
Albères	Liesa et al., 2011	472	3
Andora	Pereira et al., 2014	301.5	1.9
Aston	Mezger and Gerdes, 2014	339.4	2.5
Aston	Mezger and Gerdes, 2014	325	1.9
Aston	Mezger and Gerdes, 2014	466.7	1.5
Aston	Mezger and Gerdes, 2014	544.8	2.9
Aston	Mezger and Gerdes, 2014	607.6	3.2
Ax	Denèle et al., 2014	306.2	2.3
Aya	Denèle et al., 2012	266.8	0.4
Aya	Denèle et al., 2012	267.2	1.2
Aya	Denèle et al., 2012	269.3	1.3
Bassies	Paquette et al., 1997	312	2
Bielsa	Vacherat et al., 2017	304.9	1.8
Bordères	Gleizes et al., 2006	309	4
Bossost	Mezger and Gerdes, 2014	335.3	1.9
Bossost	Mezger and Gerdes, 2014	336.8	2
Bossost	Mezger and Gerdes, 2014	328.9	4.1
Bossost	Mezger and Gerdes, 2014	636.9	5.3
Cadi	Pereira et al., 2014	300.4	1.4
Canigou	Casas et al., 2014	567.8	5.8
Canigou	Casas et al., 2014	569.7	4.8

Canigou	Casas et al., 2014	575.1	3.6
Canigou	Denèle et al., 2014	304.7	1.1
Cap de Creus	Druguet et al., 2014	290.8	2.9
Cap de Creus	Druguet et al., 2014	298.8	3.8
Cap de Creus	Van Lichtervelde et al., 2017	296.2	2.5
Cap de Creus	Van Lichtervelde et al., 2017	296.9	2.7
Cap de Creus	Van Lichtervelde et al., 2017	297.1	1.9
Cap de Creus	Van Lichtervelde et al., 2017	301.9	3.8
Cap de Creus	Van Lichtervelde et al., 2017	290.5	2.5
Cap de Creus	Van Lichtervelde et al., 2017	292.9	2.9
Cap de Creus	Casas et al., 2014	557.9	3
Cap de Creus	Casas et al., 2014	563.2	4.5
Cap de Creus	Casas et al., 2014	576.6	2.7
Cardet	Pereira et al., 2014	265.6	3.3
Castellar de n'Hug	Pereira et al., 2014	281.5	2.3
Castellar de n'Hug	Pereira et al., 2014	283.4	1.9
Castillon	Kilzi, 2014	276	5
Castillon	Kilzi, 2014	258	9
Castillon	Kilzi, 2014	269	5
Cauterets	Majesté-Menjoulas et al., 1999	301	7
Cauterets	Denèle et al., 2014	305.8	1.2
Cauterets	Denèle, 2007	310	2
Cauterets	Debon et al., 1996	272	3
Cauterets	Debon et al., 1995	278	5
Cauterets	Debon et al., 1995	268	7
Cauterets	Debon et al., 1995	300	300
Coll de Vanses	Pereira et al., 2014	304	1.5
Crêtes Blanches	Denèle et al., 2014	314.2	1.7
Eaux-Chaudes	Aguilar et al., 2014	301.2	8.7
Ercé	Vacherat et al., 2017	306.6	1.9
Foix	Vacherat et al., 2017	304.8	2.4
Gavarnie	Kilzi, 2014	294	1
Gavarnie	Kilzi, 2014	294	1
Gavarnie	Kilzi, 2014	296	2
La Jonquera	Denèle et al., 2014	299	6
La Jonquera	Denèle et al., 2014	301.7	3.2
Lacourt	Vacherat et al., 2017	302.2	2
Lis-Caillaouas	Debon et al., 1996	290	12
Lis-Caillaouas	Debon et al., 1996	300	30
Lys	Esteban et al., 2015	299	1
Lys	Esteban et al., 2015	300	2
Lys	Esteban et al., 2015	307	2
Lys	Esteban et al., 2015	307	2
Maladeta	Denèle et al., 2014	298	2.4
Maladeta-Aneto	Pereira et al., 2014	276.3	3.5
Maladeta-Boi	Pereira et al., 2014	299.3	3.5
Mont Louis	Maurel et al., 2004	305	6.3
Mont Louis	Maurel et al., 2004	305.8	8.4

Mont Louis	Maurel et al., 2004	305	3
Mont Louis	Denèle et al., 2014	302	2
Mont-Louis	Denèle et al., 2014	301	1.7
Mont-Louis	Denèle et al., 2014	302.4	2.9
Mont-Louis	Denèle et al., 2014	303.3	1.1
Port de Saleix	Debon et al., 1996	310	10
Quérigut	Roberts et al., 2000	307	2
Roc de Frausa	Aguilar et al., 2014	307	3.5
Roc de Frausa	Aguilar et al., 2014	307.6	1.5
Roc de Frausa	Aguilar et al., 2014	312	1.6
Roc de Frausa	Aguilar et al., 2014	315	4
Roc de Frausa	Aguilar et al., 2014	320	13
Saint Barthélémy	Delaperrière et al., 1994	310	25
Saint Barthélémy	Delaperrière et al., 1994	295	5
Saint Barthélémy	Delaperrière et al., 1994	300	7
Saint Laurent-La Jonquera	Aguilar et al., 2014	311	0.9
Saint Laurent-La Jonquera	Aguilar et al., 2014	314.2	1.5
Sallent	Rodriguez-Méndez et al., 2014	259.2	3.2
Treilles	Debon et al., 1996	293	14
Trois Seigneurs	Vacherat et al., 2017	306.7	1.6
Ursuya	Vacherat et al., 2017	276.8	1.9
Ursuya	Vacherat et al., 2017	308	6

Références :

- Casas, J.M., Navidad, M., Castiñeiras, P., Liesa, M., Aguilar, C., Carreras, J., Hofmann, M., Gärtner, a., Linnemann, U., 2014. The Late Neoproterozoic magmatism in the Ediacaran series of the Eastern Pyrenees: new ages and isotope geochemistry. *Int. J. Earth Sci.* <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1127-1>
- Debon, F., Enrique, P., Autran, A., 1996. Magmatisme hercynien, in: *Synthèse Géologique et Géophysique Des Pyrénées*. pp. 361–499.
- Delaperrière, E., Saint Blanquat, M., Brunel, M., Lancelot, J., 1994. Géochronology U-Pb sur zircons et monazites dans le massif du Saint Barthélémy (Pyrénées, France) : discussion des âges des événements varisques et pré-varisques. *Bull. la Société géologique Fr.* 165, 101–112.
- Denèle, Y., 2007. Formation des dômes gneissiques hercyniens dans les Pyrénées : exemple du massif de l'Aston-Hospitalet. Université Toulouse III - Paul Sabatier.
- Denèle, Y., Laumonier, B., Paquette, J.-L., Olivier, P., Gleizes, G., Barbey, P., 2014. Timing of granite emplacement, crustal flow and gneiss dome formation in the Variscan segment of the Pyrenees. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 405, 265–287. <https://doi.org/10.1144/SP405.5>
- Denèle, Y., Paquette, J.-L., Olivier, P., Barbey, P., 2012. Permian granites in the Pyrenees: the Aya pluton (Basque Country). *Terra Nov.* 24, 105–113. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.01043.x>
- Druguët, E., Castro, A., Chichorro, M., Pereira, M.F., Fernández, C., 2014. Zircon geochronology of intrusive rocks from Cap de Creus, Eastern Pyrenees. *Geol. Mag.* 00, 1–20. <https://doi.org/10.1017/S0016756814000041>
- Esteban, J.J., Aranguren, A., Cuevas, J., Hilario, A., Tubía, J.M., Larionov, A., Sergeev, S., 2015. Is there a time lag between the metamorphism and emplacement of plutons in the Axial Zone of the Pyrenees? *Geol. Mag.* 152, 935–941. <https://doi.org/10.1017/S001675681500014X>
- Expert, M., 2014. Le massif des Albères : étude structurale, pétrologique et géochronologique.
- Gleizes, G., Crevon, G., Asrat, A., Barbey, P., 2006. Structure, age and mode of emplacement of the Hercynian Bordères-Louron pluton (Central Pyrenees, France). *Int. J. Earth Sci.* 95, 1039–1052. <https://doi.org/10.1007/s00531-006-0088-4>
- Kilzi, M., 2014. Roches ultramafiques de Gavarnie et de Castillon. Phd thesis, Université de Toulouse. <https://doi.org/10.1163/187122099X00065>
- Liesa, M., Carreras, J., Castiñeiras, P., Casas, J.M., Navidad, M., Vilà, M., 2011. U-Pb zircon age of Ordovician magmatism in the Albera massif (Eastern Pyrenees). *Geol. Acta* 9, 93–101. <https://doi.org/10.1344/105.000001651>
- Majesté-Menjoulas, C., Debon, F., Driouch, Y., Flachère, H., Moreau, H., Valero, J., Ternet, Y., 1999. Carte Géologique de la France (1/50 000), Feuille Gavarnie (1082). BRGM, Orléans.
- Maurel, O., Respaut, J.-P., Monié, P., Arnaud, N., Brunel, M., 2004. U-Pb emplacement and ⁴⁰Ar/³⁹Ar cooling ages of the eastern Mont-Louis granite massif (Eastern Pyrenees, France). *Comptes Rendus Geosci.* 336, 1091–1098. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2004.04.005>
- Mezger, J.E., Gerdes, A., 2014. Early Variscan (Visean) granites in the core of central Pyrenean gneiss domes: Implications from laser ablation U-Pb and Th-Pb studies. *Gondwana Res.* <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.11.010>
- Olivier, P., Gleizes, G., Paquette, J.-L., 2004. Gneiss domes and granite emplacement in an obliquely convergent regime: New interpretation of the Variscan Agly Massif (Eastern Pyrenees, France).

- Geol. Soc. Am. 380, 229–242.
- Olivier, P., Gleizes, G., Paquette, J.-L., Muñoz Sàez, C., 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. *J. Geol. Soc. London* 165, 141–152.
- Paquette, J.-L., Gleizes, G., Bouchez, J.-L., 1997. Le granite de Bassiès (Pyrénées) : un pluton syntectonique d'âge Westphalien. *Géochronologie U-Pb sur zircons. Comptes Rendus l'Académie des Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci.* 324, 387–3952.
- Pereira, M.F., Castro, a., Chichorro, M., Fernández, C., Díaz-Alvarado, J., Martí, J., Rodríguez, C., 2014. Chronological link between deep-seated processes in magma chambers and eruptions: Permo-Carboniferous magmatism in the core of Pangaea (Southern Pyrenees). *Gondwana Res.* 25, 290–308. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.03.009>
- Respaut, J.-P., 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 Jb. Abh.* 147, 21–34.
- Roberts, M.P., Pin, C., Clemens, J.D., Paquette, J., 2000. Petrogenesis of Mafic to Felsic Plutonic Rock Associations : the Calc-alkaline Querigut Complex , French Pyrenees. *J. Petrol.* 41, 809–844.
- Rodriguez-Méndez, L., Cuevas, J., Tubia, J.M., 2014. Post-Variscan basin evolution in the central Pyrenees: Insights from the Anayet basin.
- Tournaire, B., 2014. Évolution de la croûte continentale des Pyrénées-Orientales au Paléozoïque, à travers 9 datations de granitoïdes du massif de l'Agly.
- Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Huyghe, D., Paquette, J.-L., Christophoul, F., Loget, N., Tibari, B., 2017. Rift-to-collision sediment routing in the Pyrenees: A synthesis from sedimentological, geochronological and kinematic constraints. *Earth-Science Rev.* 172, 43–74. <https://doi.org/10.1016/J.EARSCIREV.2017.07.004>
- Van Lichtervelde, M., Grand'Homme, A., Saint Blanquat, M., Olivier, P., Gerdes, A., Paquette, J.-L., Melgarejo, J.C., Druguet, E., Alfonso, P., 2017. U-Pb geochronology on zircon and columbite-group minerals of the Cap de Creus pegmatites, NE Spain. *Mineral. Petrol.* 111, 1–21.

B. Procédure de séparation du samarium, néodyme, lutécium et hafnium pour la datation du métamorphisme à partir des grenats

Table 2 : Protocole d'attaque des échantillons afin de dissoudre les fractions de grenats et biotites et les poudres de roches totales. ** indique des acides bidistillés et conc signifie concentré. L'étape de nettoyage à l'acide nitrique est utilisée afin de dissoudre les phosphates tels que les monazites.

<i>étape</i>	<i>température</i>	<i>temps</i>
Nettoyage des fractions de grenats		
4 cc de 2.5 M HCl**	50 °C	1h
rinçage H ₂ O		
séchage	50 °C	
broyage		
1 cc de HNO ₃ **conc	120 °C	3h
Dissolution des échantillons		
3 cc HF**conc	100 °C	2 à 3j
1 cc HNO ₃ **conc		
0.1 cc HClO ₄ **conc		
passages de 30min aux ultrasons pendant les 3j		
évaporation	80 °C	12h
évaporation	160 °C	12h
évaporation	180 °C	1 à 2h
Reprise des échantillons		
1.2 cc HClO ₄ ** 70%	100 °C	1j
15 µL HF** 2N		
ultrason		30min
évaporation	100 °C	12h
évaporation	120 °C	12h
évaporation	160 °C	12h
évaporation	180 °C	1 à 2h
5 cc HCl** 6N	80 °C	12h
trace HF (<0.006M)		
ultrason		30min
évaporation	80 °C	12h

Table 3 : Protocole de séparation chromatographique des terres rares (REE), du lutécium (Lu) et de l'hafnium (Hf). Les échantillons dissouts et séchés à la fin de la phase d'attaque (table 1) sont repris dans le volume correspondant au « chargement ». La fraction contenant les terres rares légères (LREE) est récupérée afin de séparer par la suite le samarium et le néodyme (table 3).

Protocole de séparation REE + Lu-Hf <i>grandes colonnes LN-SPEC</i>	
Conditionnement	5 mL HCl 3N
Chargement	2 mL HCl 3N
récupération LREE	10 mL HCl 3N
poubelle (Yb)	20 mL HCl 3N
récupération HREE (Lu)	10 mL HCl 6N
Poubelle	4 mL H ₂ O
poubelle (Ti) jusqu'à décoloration de la résine	50 mL (0.09 N Hcit + 0.414 N HNO ₃ + 1 wt% H ₂ O ₂)
Poubelle	5 mL H ₂ O
récupération Hf	10 mL HF 2N
lavage (3 fois)	10 mL HCl 6N
	10 mL HF 2N
	10 mL HCl 0.2N

Table 4 : Protocole de séparation chromatographique du samarium (Sm) et du néodyme (Nd) à partir de la fraction de terres rares (REE) séparée par chromatographie ultérieurement (table 2). La fraction LREE récupérée est évaporée puis reprise dans 1 mL d'acide nitrique 2 N afin d'être chargée dans la colonne. La procédure s'effectue en deux temps : le reste de matrice est séparée avec une colonne TRU-SPEC et la fraction contenant les terres rares est récupérée dans une colonne LN-SPEC pour séparer le Sm et le Nd.

Protocole de séparation Sm et Nd		
	Colonne TRU-SPEC	Colonne LN-SPEC
dépôt résine	300 µL	
lavage X 2	2 mL H2O MQ	1.5 mL H2O
conditionnement X 2	0.5 mL HNO3 1N	1 mL H2O
Chargement	1 mL HNO3 2N	
	0.2 mL HNO3 2N	
	0.2 mL HNO3 2N	
rinçage X 2	0.5 mL HNO3 1N	
empiler TRU-SPEC sur LN-SPEC		
récupération X 5	0.2 mL H2O MQ	
découplage des colonnes		
poubelle X 4	0.25 mL HCl 0.25 N	
poubelle	2.25 mL HCl 0.25 N	
récupération Nd	2 mL HCl 0.25 N	
récupération Sm	2 mL HCl 0.75 N	
lavage / poubelle	4 mL HCl 6N	
lavage / poubelle	3 mL HCl 0.2N	