



HAL
open science

L'orogénèse varisque dans les massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux (Alpes occidentales françaises) : rôle de la fusion partielle et du plutonisme dans la structuration de la croûte continentale

Kévin Fréville

► To cite this version:

Kévin Fréville. L'orogénèse varisque dans les massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux (Alpes occidentales françaises) : rôle de la fusion partielle et du plutonisme dans la structuration de la croûte continentale. Sciences de la Terre. Université d'Orléans, 2016. Français. NNT : 2016ORLE2059 . tel-01968058

HAL Id: tel-01968058

<https://theses.hal.science/tel-01968058v1>

Submitted on 2 Jan 2019

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

ÉCOLE DOCTORALE
ENERGIE, MATERIAUX, SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

ISTO, BRGM, Equipe Géodynamique

THÈSE présentée par :
Kévin Fréville

soutenue le : **12 décembre 2016**

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'université d'Orléans**

Discipline/ Spécialité : Sciences de la Terre

**L'orogénèse Varisque dans les massifs cristallins
externes de Belledonne et du Pelvoux (Alpes
occidentales françaises).**

Rôle de la fusion partielle et du plutonisme dans la
structuration de la croûte continentale.

THÈSE dirigée par :

Michel Faure

Professeur, ISTO, Orléans

Pierre Trap

Maitre de conférences, Chronoenvironnement, Besançon

Jérémie Melleton

Ingénieur, BRGM, ISTO, Orléans

RAPPORTEURS :

Stéphane Guillot

Dr CNRS, ISTerre, Grenoble

Olivier Vanderhaeghe

Professeur, GET, Toulouse

JURY:

Stéphane Guillot

Dr CNRS, ISTerre, Grenoble

Olivier Vanderhaeghe

Professeur, GET, Toulouse

Yann Rolland

Maitre de conférences, Univ. Nice / Sophia-Antipolis

Florence Cagnard

ingénieure, BRGM, ISTO, Orléans

Michel Faure

Professeur, ISTO, Orléans

Pierre Trap

Maitre de conférences, Chronoenvironnement, Besançon

Jérémie Melleton

ingénieure, BRGM, ISTO, Orléans

Table des matières

Introduction :	11
Chapitre A.....	13
A.Impact de la fusion partielle sur la structuration des orogènes	15
A.1.Rhéologie de la croûte continentale partiellement fondue	15
A.2.Fusion partielle et litage compositionnel de la croûte continentale	17
A.3.La fusion partielle à l'origine du fluage de la croûte.....	18
Le fluage vertical (Formation du prisme orogénique).....	23
Le fluage latéral (Développement du plateau continental)	23
Le fluage Horizontal (Collapse gravitaire de la chaîne)	24
Fluage de croûte et partitionnement de la déformation en Montagne Noire, un exemple dans la chaîne Varisque.	24
Chapitre B.....	33
B.La chaîne Varisque en Europe	35
B.1. Formation de la chaîne Varisque	35
B.2.Structure de la chaîne Varisque en Europe.....	37
Le domaine Rhenohercynien.....	39
Le domaine Saxothuringien.....	40
Le domaine Armoricaïn	40
Le domaine Moldanubien	40
B.3.La branche Sud-Est de la chaîne Varisque.....	52
Le bloc Corso-Sarde	52
Le massif des Maures-Tanneron	56
Les massifs Cristallins Externes des Alpes	59
B.4.Les massifs de Belledonne-Grandes Rousses-Pelvoux.....	66
Le massif de Belledonne.....	67
Le massif des Grandes-Rousses.....	74
Le massif du Pelvoux	76
B.5.Evolution géodynamique anté-permienne de la Branche sud-est varisque.....	79
La zone de cisaillement est Varisque	79
Les MCEs, un assemblage de microcontinents dérivés de Gondwana	83
Géodynamique tardi-carbonifère dans la branche sud-est varisque.....	85
B.6.Evolution géodynamique post-permienne de la branche sud-est varisque	86
Le rifting Mésozoïque.....	87
La convergence Cénozoïque.....	88

Chapitre C.....	105
C.New structural, metamorphic and geochronological insights on the Variscan evolution in the Alpine basement in the Belledonne massif (France).....	107
Abstract:	108
C.1.Introduction:	109
C.2.Geological setting.....	112
The External Crystalline Massifs.....	112
The main litho-tectonic units in the Belledonne Massif	112
Overall geometry of the SW part of Belledonne massif.....	116
C.3.Structural analysis	116
D1 deformation: Nappe stacking	116
NW-SE D2 shortening.....	121
C.4.Petrological analysis.....	126
Sample petrography and mineral chemistry.....	126
P-T metamorphic conditions	130
C.5.Geochronological constraints	133
C.6.Discussion.....	141
Tectono-Metamorphic evolution	141
Timing of the tectonic and metamorphic events	144
Comparison with some Variscan neighboring domains.....	146
C.7.Conclusion	148
C.8.Données complémentaires	156
Chapitre D.....	158
D.Tectono-thermal evolution of the partially molten Variscan crust in the Belledonne-Pelvoux area (French Alps).....	160
D.1.Introduction	160
D.2.Geological setting.	162
The Variscan Belt.....	162
The External Crystalline Massifs.....	162
The Belledonne-Pelvoux Area	165
D.3.Structural analysis.....	170
Deformation of the Belledonne-Pelvoux area	170
The D2 and D3 deformations in the Pelvoux massif	170
D.4.Metamorphism in the Pelvoux massif.	179
D.5 Geochronological constrain	190
D.6.Discussion	195

Structuration of the Belledonne-Pelvoux area.....	195
The P-T-d-t evolution of the Belledonne-Pelvoux area.....	196
Implication on the evolution of the sub-meridional Variscan branch	199
D.7.Conclusion.....	200
Chapitre E	210
E.Timing of magmatism and partial melting during orogeny: clues from the Variscan Alpine External Massifs (Belledonne-Pelvoux area, French Alps)	212
E.1.Introduction.....	212
E.2.Geological setting.....	213
The Variscan belt and the External Crystalline Massifs.....	213
Tectono-metamorphic evolution.	216
Granitoids emplacement within the ECMs	216
E.3.Sampled granites.....	220
E.4.Analytical methods.....	221
E.5.U-Pb zircon analyses.....	242
Belledonne NE area	242
Grandes Rousses massif area	243
Pelvoux massif area.....	248
E.6.Discussion	266
Visean magmatism	266
Stephanian magmatism.....	268
Permian magmatism	269
Ordovician inheritance	271
Relation between partial melting and tectono-metamorphic evolution.....	272
Magmatism in the ECMs	273
The place of the ECMs within the Variscan.....	274
E.7.Conclusion	275
E.8.Données complémentaires	283
Chapitre F	286
F. New geochemical and isotopic insights from the External Crystalline Massifs of the Alps (Belledonne, Grandes Rousses, Pelvoux massif).	288
F.1.Petrology	288
F.2.Whole-rock geochemistry	296
Major elements	296
Trace elements	298
Isotopic compositions.....	302

F.2.Discussion	306
Magma source	306
F.3.Interprétations préliminaires :	310
Chapitre G.....	314
G.Discussion	316
G.1.Position anté-Cénozoïque des MCEs	316
G.2.Evolution tectono-métamorphique des massifs de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux	318
G.3.L'âge de l'événement Dx.....	320
G.4.Le magmatisme bimodal de l'unité de Rioupéroux-Livet	321
G.4.Le cas de l'unité du Taillefer	322
G.5.Discussion autour de l'ophiolite de Chamrousse	323
G.6.Quelques points de comparaison avec les différents massifs de la zone moldanubienne	326
G.7.A propos du fluage de la croûte.....	330
Le cas des massifs de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux.....	331
Conclusion générale et perspectives.....	342
Annexe.....	344

Remerciements :

Trois ans, trois ans d'une aventure passionnante durant laquelle j'aurais vu des choses magnifiques, passé des moments mémorables et rencontré des gens fabuleux.

Je ne saurais classer toutes ces personnes alors je me contenterais de les remercier simplement en les citant. Alors merci à Typhaine, Adoum, Chacha, Maxou, Hugo, Rabi, Yann, Alex, Vincent, Arnel, Benoit, Chlochlo (et ces coups spéciaux), Zizi (Glossy-Glossy), Vivi les pleins phares, Eloïse, Anaëlle, Julie, Niko, Juju, Léonard, Marie Paule, Cheval, Fredo, Le Voleur de dard, Mohamed, DiGio et son sourire moqueur matinal, à tous les gars de Vi va si t'escalade, à tous les Sirowteurs, et même Klement pour avoir soigné mon foie pendant tout ce temps... et évidemment toute ma famille et tant d'autres que j'oublie mais qui ne m'en tiendront pas rigueur. Merci à vous tous vous avez fait de ces trois ans un instant mémorable de ma vie. Un grand merci aussi à Pascal, Anne, Enna et Sam qui m'ont accueilli durant ces long mois de terrain me permettant de faire de ces missions un succès.

Special thanks to Anja for your psychological support during these difficult writing months.

Merci également à tous les membres de l'ISTO et du BRGM.

Enfin merci à Michel pour m'avoir fait partager une partie de son savoir.

Finalement, merci à Jé et Pierrot pour leur encadrement et surtout pour les super moments passés sur le terrain, on aura bien rigolé et un peu bossé aussi.... On remet ça quand vous voulez les gars.

Et puisqu'il convient généralement de mettre une citation célèbre représentative de l'état d'esprit dans lequel ce travail s'est déroulé je choisis donc cette fameuse phrase de notre ami commun :

« Choisissez un travail que vous aimez et vous n'aurez pas à travailler un seul jour de votre vie. »

Confucius

INTRODUCTION



Introduction :

La formation des chaînes de montagnes est un processus complexe, contrôlé par de nombreux facteurs. Dans les chaînes de montagnes actuelles (Himalaya, Andes, Alpes, etc...) l'étude des processus responsables de leur évolution se fait le plus souvent de manière indirecte en utilisant des méthodes géophysiques et de modélisation numérique. L'utilisation de ces méthodes a permis de mettre en évidence les phénomènes de fluage de la croûte partiellement fondue dans l'évolution des orogènes. Pour étudier ces phénomènes de fluage qui ont lieu au sein de la croûte continentale, il est nécessaire d'étudier les chaînes anciennes, dont les affleurements témoignent de ces phénomènes. L'abondance de produits de fusion partielle affleurant dans la chaîne varisque en fait un laboratoire naturel permettant d'étudier leur impact sur l'évolution des chaînes de montagne.

Situé dans le domaine occidental de la chaîne alpine, les massifs de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux exposent à l'affleurement une portion complète de la croûte continentale varisque permettant ainsi de déchiffrer les processus contrôlant l'évolution et la structuration d'une croûte orogénique.

Le but de ce travail est donc d'apporter de nouvelles données P-T-d-t dans ces massifs afin de caractériser l'impact de la fusion partielle sur l'évolution et la structuration de cette portion de la chaîne varisque ainsi que replacer ces massifs dans l'architecture globale de cette dernière.

Les méthodes utilisées vont de l'étude et des mesures de terrain à l'analyse microstructurale, en passant par des analyses thermo-barométriques, géochronologiques, géochimiques et isotopiques en laboratoire.

Ainsi les différents chapitres de ce manuscrit s'articulent autour des résultats obtenus par ces différentes méthodes.

Dans le **Chapitre A** nous présentons le rôle de la fusion partielle sur la structuration et l'évolution des orogènes.

Le **Chapitre B** présentera une synthèse de l'évolution de la chaîne varisque en Europe, afin d'en tracer les principaux traits géologiques.

Dans le **Chapitre C** nous décrirons les résultats qui ont permis de caractériser l'évolution tectono-métamorphique anté-permienne du massif de Belledonne.

Dans le **Chapitre D** on s'attachera à décrire le rôle de la fusion partielle sur la structuration et l'évolution tectonique carbonifère du massif du Pelvoux et de Belledonne.

Le **Chapitre E** présentera les données géochronologiques qui ont permis de mettre en évidence les différents événements de fusion partielle affectant les massifs de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux.

Le **Chapitre F** décrira les résultats préliminaires des analyses géochimiques et isotopiques obtenues sur les différents granitoïdes de ce secteur d'étude.

Dans le **Chapitre G** nous tenterons de replacer ces massifs dans l'histoire orogénique de la chaîne varisque en prenant en compte les processus de fluage.

Les chapitres C,D,E et F seront présentés sous forme d'articles scientifiques en préparation.

Chapitre A



A.Impact de la fusion partielle sur la structuration des orogènes

De nombreuses chaînes de montagnes anciennes exposent à l’affleurement la croûte continentale moyenne et inférieure où apparaissent des migmatites et des granites. Ces roches sont les témoins de la fusion partielle de la croûte. Dans les chaînes de montagnes les plus récentes (i.e. Himalaya, Alpes, Pyrénées, etc...) la présence de liquides silicatés dans la croûte continentale peut également être mise en évidence par des méthodes géophysiques (Exemple: projet INDEPTH, Brown et al., 1996; Makovsky et al., 1996; Nelson et al., 1996). En particulier, des relevés magnéto-tellurique (Hashim et al., 2013 et références incluses) et sismiques (Nelson et al., 1996) réalisés en Himalaya semblent confirmer la présence d’une croûte profonde partiellement fondue, à l’origine du fluage à grande échelle de la croûte eurasiatique (Caldwell et al., 2009). En effet, la présence de liquide silicaté dans la croûte continentale a un impact fort sur son comportement thermo-mécanique. Dans cette partie, les principaux effets de la fusion partielle sont décrits, depuis l’échelle du grain jusqu’à celle de l’orogène.

A.1.Rhéologie de la croûte continentale partiellement fondue

On peut décrire les roches partiellement fondues, i.e. les migmatites, comme un mélange entre une phase solide et une phase liquide (le liquide silicaté). Plusieurs paramètres vont conditionner le comportement mécanique des migmatites. La quantité de liquide silicaté est le paramètre de premier ordre contrôlant le comportement mécanique et la localisation de la déformation (Misra et al., 2009). La présence de ces liquides silicatés va également avoir un impact sur la baisse significative de la viscosité de la roche (Arzi, 1978; Rosenberg and Handy, 2005). La distribution de la phase liquide (i.e. connectivité des liquides silicatés) joue également un rôle majeur sur le comportement mécanique des migmatites (Holyoke and Rushmer, 2002; Ganzhorn et al., 2016).

La quantité de liquide présent dans la migmatites est un facteur prépondérant qui permet de définir le comportement rhéologique de ces roches en fonction de deux limites

géométriques :le seuil de connections de ces liquides silicaté et le seuil de connection de la phase solide (Figure A1, Maaløe, 1982).

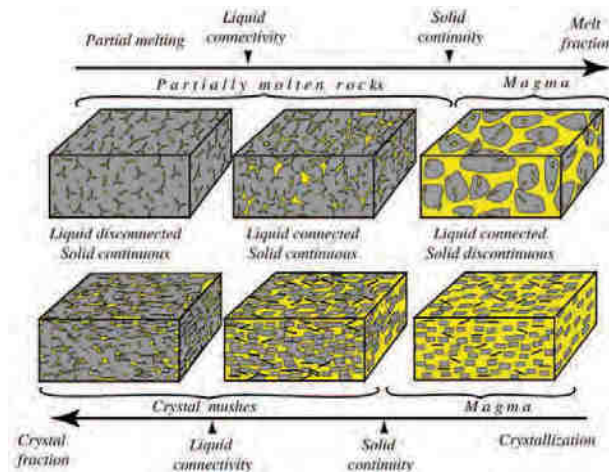


Figure A1. Evolution des limites géométriques entre phase solide et phase liquide en fonction de la quantité de liquide en présence.(Vanderhaeghe, 2009).

En effet, lorsque que les liquides silicatés sont interconnectés (MCT, Melt Connectivity Threshold), une chute brutale de l'ordre de deux à trois ordres de grandeur de la résistance de la roche est observée (Figure A2). Lorsque la quantité de fusion partielle atteint 20 à 40% (RCMP Rheological Critical Melt Point) une autre chute brutale de près de dix ordres de grandeur est observé (Figure A2). Cette limite correspond à un secteur de transition entre les roches partiellement fondues et les magmas. Au-delà, lorsque la fraction solide n'est plus connectée on passe dans le domaine des magmas (Arzi, 1978; Rosenberg and Handy, 2005).

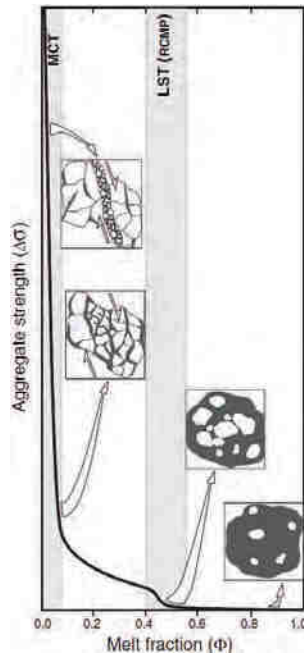


Figure A2. Effet du taux de fusion partielle sur la résistance des roches (Rosenberg and Handy, 2005).

Cette baisse de la résistance des roches et donc de leur viscosité, va avoir deux principaux effets i) Lorsque la perméabilité le permet, les liquides silicatés vont pouvoir migrer, ii) les roches partiellement fondues vont être capables de se déformer facilement et de fluer.

A.2. Fusion partielle et litage compositionnel de la croûte continentale

Les liquides silicatés étant moins denses que la fraction solide (ca. 2400kg/m³ vs. 3100 kg/m³; Vanderhaeghe, 2009 et références incluses), la migration des liquides se fait essentiellement verticalement, permettant notamment la formation de granites dans les niveaux structuraux supérieurs (Figure A3). A contrario, la fraction solide, résiduelle, s'accumule en base de croûte (Figure A3). Vanderhaeghe (2009) souligne que cette migration des liquides anatectiques est responsable, en grande partie, de la structuration à grande échelle de la croûte continentale ductile (Figure 3). Celle-ci présente alors, du haut vers le bas la structure suivante, i) une zone d'intrusion dans laquelle viennent se mettre en place les granites, ii) une zone partiellement fondue, iv) une zone magmatique essentiellement constituée de diatexite (>20% de fusion partielle) et de granite, v) et enfin, une zone d'accumulation, formée essentiellement des résidus solides (Vanderhaeghe, 2009).

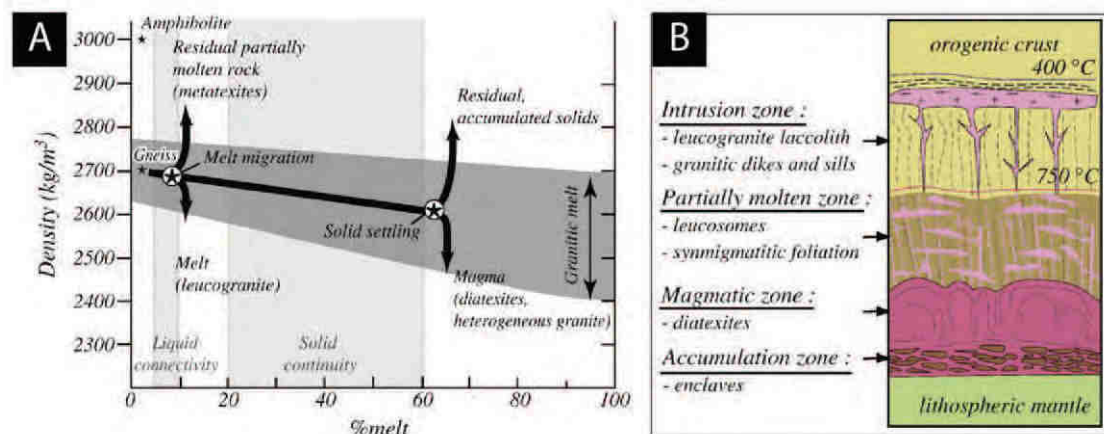


Figure A3. A. Diagramme montrant les changements de densités en fonction du pourcentage de fusion partielle. B. Schéma illustrant le litage de la croûte. (Vanderhaeghe, 2009).

A.3. La fusion partielle à l'origine du fluage de la croûte

La baisse de viscosité engendrée par la présence de liquides silicatés permet également à la croûte continentale de fluer. En effet, le contraste de viscosité entre la croûte continentale non fondue et la croûte partiellement fondue est responsable d'un découplage mécanique (e.g. Labrousse et al., 2011) permettant à cette dernière de fluer, en réponse aux contraintes tectoniques et/ou lithostatiques.

Le fluage de la croûte partiellement fondue est principalement contrôlé par trois principaux facteurs, i) la flottabilité (Buoyancy), ii) les gradients de pressions liés à la déformation hétérogène de la partie solide, iii) le partitionnement de la déformation dû au contraste rhéologique entre les liquides de fusion et les solides (Vanderhaeghe, 2001, 2009, Brown, 2010a, 2010b; Ganzhorn et al., 2016; Weinberg et al., 2015).

En fonction du facteur dominant, plusieurs modes de fluage peuvent être identifiés, i) le fluage vertical, ii) le fluage latéral (parallèle à l'axe de la chaîne), iii) le fluage horizontal (perpendiculaire à l'axe de la chaîne), et iv) le diapirisme (dans le cas des magma (Vanderhaeghe, 2009).

L'un des exemples de fluage de croûte les plus souvent évoqué est le cas du plateau Tibétain. La présence de matériel partiellement fondu sous le plateau tibétain permettrait le

fluage horizontal de la croûte en réponse à des gradients de pression latéraux (Beaumont et al., 2001). Ce fluage de croûte se fait alors du centre du plateau orogénique vers l'avant pays (Figure A4).

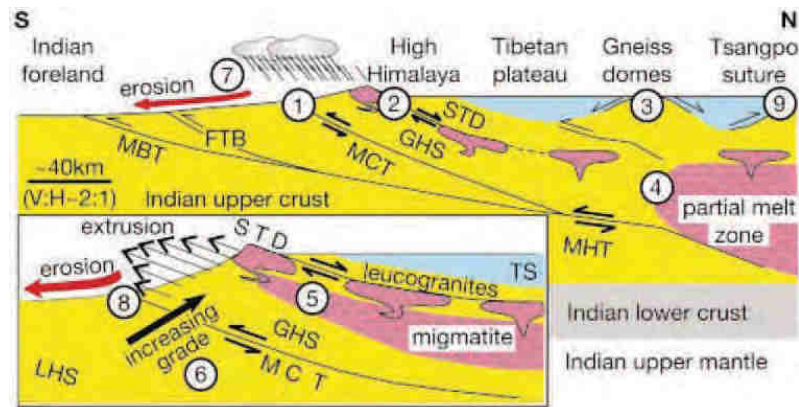


Figure A4. Coupe schématique au travers du plateau tibétain montrant l'extrusion de la croûte inférieure partiellement fondue au front du plateau orogénique et la formation de dômes métamorphiques. (Beaumont et al., 2001)

De nombreux paramètres contrôlent ce fluage, tels que la viscosité, la résistance de l'avant pays (i.e. viscosité de la croûte inférieure de l'avant pays plus ou moins faible), la température du moho, l'épaisseur crustale, l'étendue spatiale de la zone partiellement fondue, vont jouer sur la quantité et la vitesse de fluage de la croûte ductile (e.g. Clark and Royden, 2000; Beaumont et al., 2001; Rey et al., 2010). Un point important est que ce fluage de la croûte inférieure est synchrone de l'érosion ce qui permet (1) l'exhumation du matériel partiellement fondu au front du plateau continental et (2) la formation de dômes métamorphiques (Figure A4).

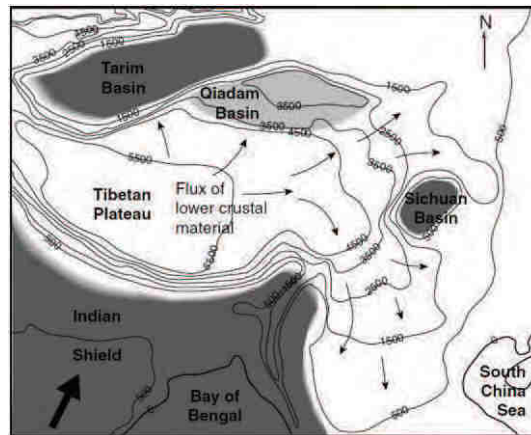


Figure A5. Carte simplifié du plateau Tibétain montrant la direction du fluage de la croûte inférieure partiellement fondue. (Clark and Royden, 2000).

Au sein du plateau Tibétain, un fluage dit latéral est aussi documenté (figure 5; Clark and Royden, 2000). D'un point de vue structural, le fluage latéral se caractérise par un déplacement horizontal parallèle à la direction de la chaîne se traduisant par le développement d'une foliation migmatitique plate portant une linéation parallèle à l'axe de l'orogène (e.g. Vanderhaeghe, 2001; Rubio Pascual et al., 2013, 2016).

Comme mentionné plus haut, d'autres types de fluage de croûte sont également reconnus (détails dans Vanderhaeghe, 2009). Ces différents modes de fluage représentent des termes extrêmes qui sont en réalité partitionnés à la fois dans le temps et l'espace. Dans le cas du massif varisque de la Bohême, la croûte orogénique partiellement fondue enregistre dans un premier temps un fluage vertical pendant la formation du prisme orogénique entre 350 et 340 Ma suivie d'un fluage horizontal vers 330-325 Ma (Schulmann et al., 2009 et références incluses). Ce premier fluage est responsable de l'exhumation de la croûte inférieure et de la formation d'une foliation syn-migmatitique verticale avec des évidences d'étirement vertical. Le second évènement est lui responsable de la formation d'une foliation syn-migmatitique horizontale (e.g. Schulmann et al., 2008, 2009, 2014; Skrzypek, 2011; Maierová et al., 2014).

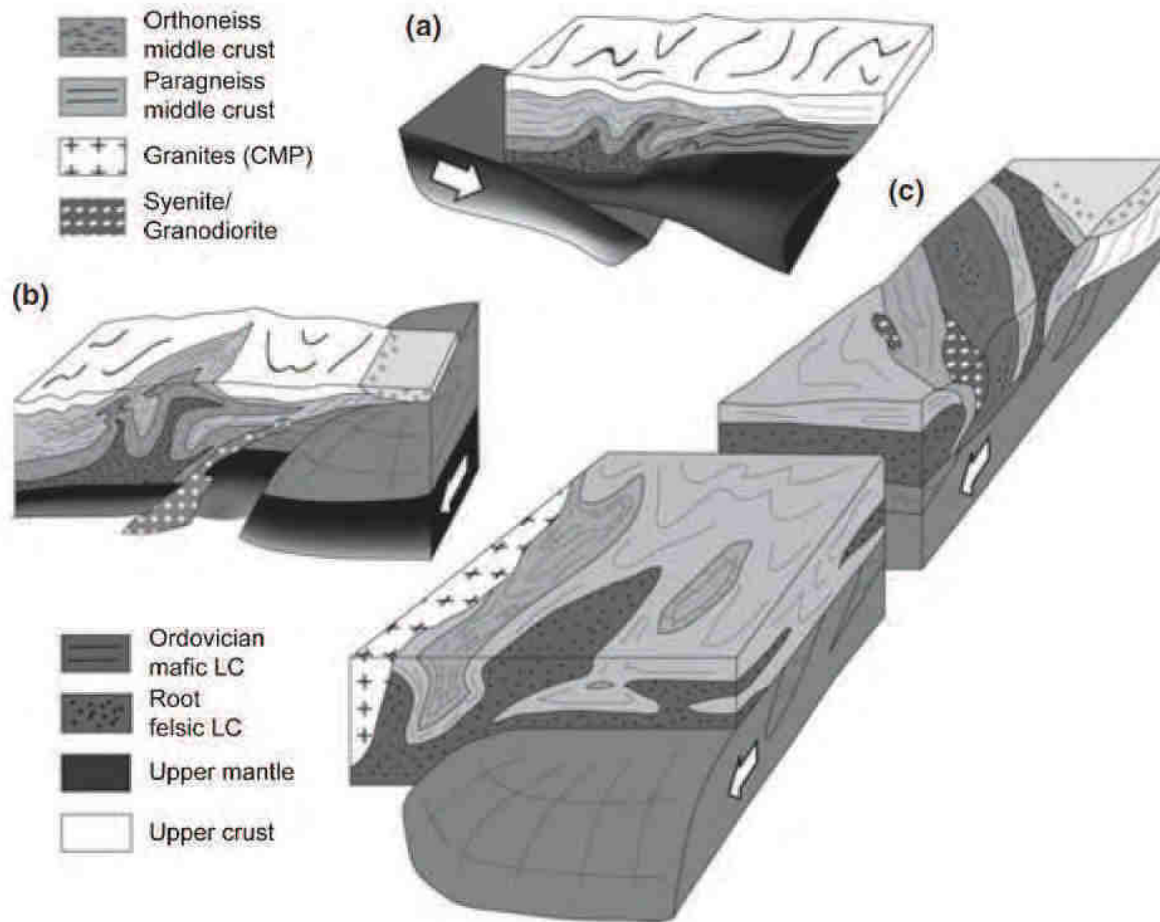
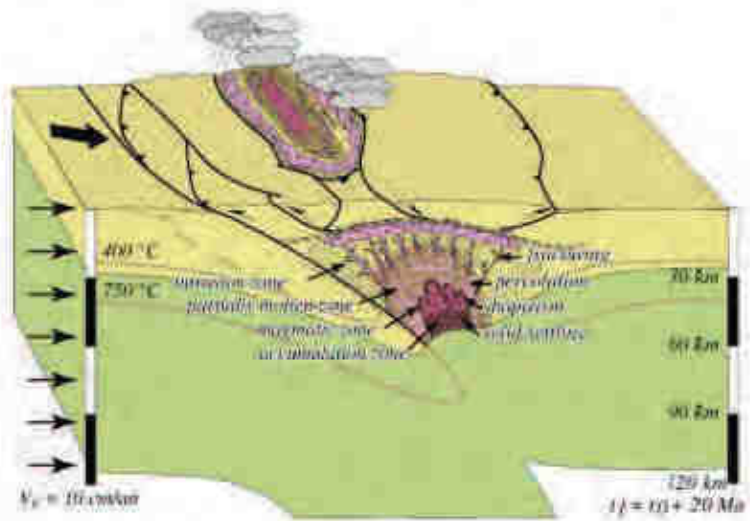
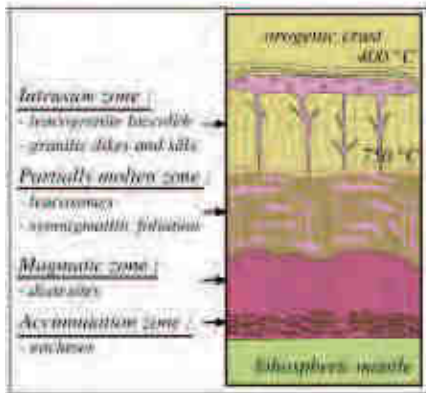
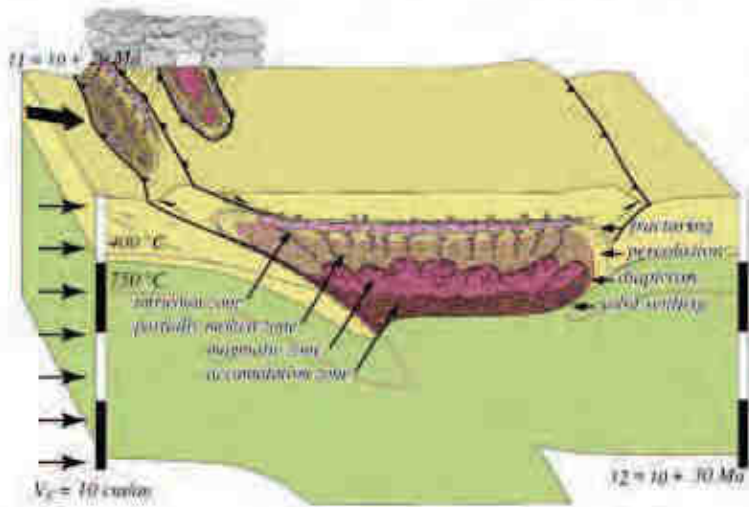


Figure A6. Block diagrammes montrant les principaux mécanismes d'exhumation et l'évolution tectonique en Bohême. a) Phase précoce responsable de l'extrusion verticale. b) Second phase responsable du développement d'une fabrique plate due à l'effondrement de la chaîne. c) Développement de la fabrique horizontale dûe au fluage de la croute inférieur partiellement fondue.(Schulmann et al., 2008).

(a) Orogenic wedge formation
 - vertical channel flow
 - domal flow



(b) Continental plateau development
 - lateral channel flow
 - domal flow



(c) Orogenic gravitational collapse
 - horizontal channel flow
 - domal flow

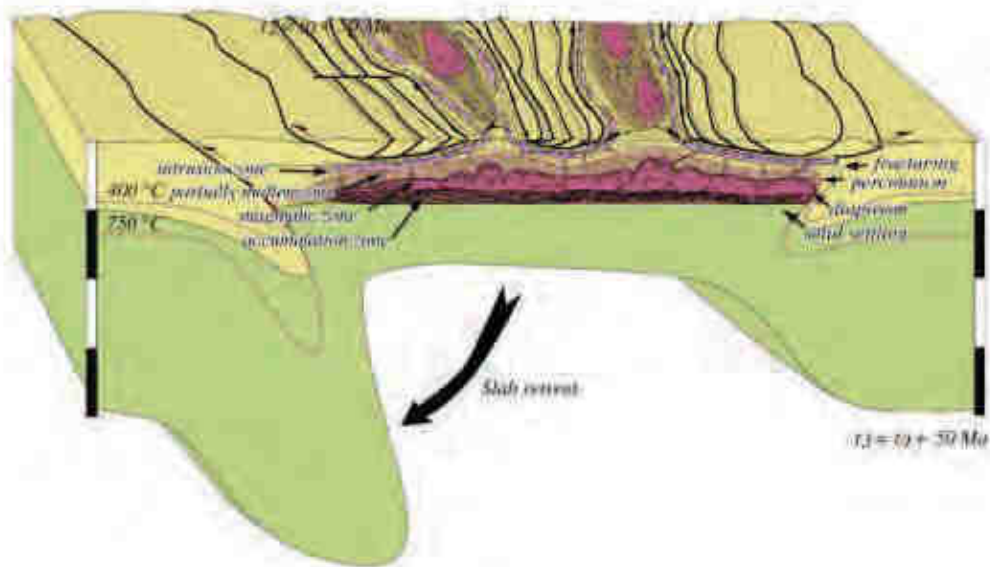


Figure A7. Modèles présentant l'impact de la fusion partielle sur l'évolution tectonique des orogènes. (Vanderhaeghe, 2009).

Toujours dans la chaîne Varisque, l'effondrement gravitaire provoque un fluage horizontal dans la partie orientale du Massif Central Français (Vanderhaeghe, 2009 et références incluses). Ce fluage horizontal s'effectue perpendiculairement à l'axe de la chaîne se produit vers ca. 300 Ma (Couzinié et al., 2014). Il est responsable du développement d'une foliation plate et de l'exhumation de la croûte partiellement fondue au sein de dômes migmatitiques (e.g. Ledru et al., 2001). Dans le même temps, plus au sud en Montagne Noire le fluage de la croûte n'est pas horizontal mais latéral, et est caractérisé par une foliation verticale et une direction de fluage parallèle à l'axe de la chaîne (Rabin et al., 2015; Roger et al., 2015; Whitney et al., 2015). La figure 7, d'après Vanderhaeghe (2009), illustre ces différents modes de fluage.

Pour chaque mode de fluage on peut décrire de manière synthétique les caractères tectoniques suivant.

Le fluage vertical (Formation du prisme orogénique)

Le fluage vertical est surtout reconnu dans les chaînes de montagne relativement étroites. Il se produit pendant la formation du prisme orogénique, lorsque la température permet la fusion partielle de la croûte. Ce type de fluage est principalement contrôlé par les contraintes tectoniques (convergentes) appliquées au système ainsi que par la différence de densité des migmatites. Structuralement, ce fluage se caractérise par la formation d'une foliation verticale syn-migmatitique, portant une linéation verticale. Dans ce type de contexte orogénique, ce fluage vertical est souvent associé à la mise en place de dômes migmatitiques (Figure 4). La migration des liquides silicatés, le long des structures verticales permet également la mise en place de laccolithes dans les niveaux structuraux supérieurs de la croûte (Vanderhaeghe, 2009 et références incluses).

Le fluage latéral (Développement du plateau continental)

Comme vue précédemment pour le cas du plateau Tibétain, le fluage latéral est essentiellement contrôlé par les variations latérales du gradient de pression au niveau du plateau orogénique. Ce fluage se traduit par la formation d'une foliation plate syn-migmatitique portant une linéation parallèle à l'axe de la chaîne (e.g. Rubio Pascual et al., 2016). Ce type de fluage

est également associé à la mise en place de dômes migmatitiques, ainsi que de la formation, dans le niveau supérieur de la croûte, de domaines granitiques. Ce fluage s'effectue alors du plateau continental vers l'avant pays non déformé (Jamieson et al., 2011). Le développement du plateau continental s'accompagne également d'une surrection localisée au front de la chaîne en réponse au soulèvement local du aux contraintes appliquées aux frontières du plateau orogénique. Cette surrection, couplée à une érosion intense, permet alors l'exhumation de la croûte partiellement fondue (Figure A4; A7) (Beaumont et al., 2001). Cette exhumation est alors accommodée par un fluage horizontal localisé aux bordures du plateau orogénique.

Le fluage Horizontal (Collapse gravitaire de la chaîne)

Le fluage horizontal se produit lors du collapse gravitaire et se caractérise par la formation d'une foliation plate syn-migmatitique dans la partie inférieure de la croûte. Cette foliation plate portant le plus souvent une linéation perpendiculaire à l'axe de la chaîne. Ce fluage horizontal est également accompagné de la formation de dômes métamorphiques permettant l'exhumation de la croûte inférieure le long de zones de détachement (Figure 7). Ce mode de fluage est en partie responsable de l'amincissement de la croûte continentale préalablement épaissie pendant la formation du prisme orogénique et le développement du plateau continental.

Il s'agit ici, de modes de fluage présentant les cas extrêmes, cependant les structures relatives au fluage de la croûte sont parfois plus complexes comme dans le cas de la Montagne Noire par exemple (Rey et al., 2012; Whitney et al., 2015; Rabin et al., 2015; Fréville et al., 2016).

Fluage de croûte et partitionnement de la déformation en Montagne Noire, un exemple dans la chaîne Varisque.

Le dôme gneissique de la Montagne Noire est situé dans la partie sud du Massif Central (Figure A8). Ce dôme est principalement constitué de migmatiques et de granites, et est entouré d'une couverture méta-sédimentaires (Figure A8) enregistrant un métamorphisme de BP-HT (e.g. Thompson and Bard, 1982; Demange, 1998; Roger et al., 2015; Fréville et al., 2016).

L'étude des déformations finies de l'ensemble du dôme gneissique de la Montagne Noire effectué récemment a permis de mettre en évidence trois phases de déformation. Une première phase de déformation D_1 correspondant à une phase d'épaississement crustal, caractérisée par une foliation plate S_1 . La phase D_2 correspondant à une phase de raccourcissement transpressive dextre responsable de la formation d'une foliation syn-migmatitique sub-verticale portant une linéation horizontale. Et enfin une troisième phase D_3 , synchrone de la phase D_2 , responsable du développement d'une foliation plate au niveau du front d'anatexie (Rabin et al., 2015; Fréville et al., 2016). Ici, bien que la foliation syn-migmatitique soit sub-verticale, les auteurs proposent que celle-ci est un marqueur d'un fluage latéral parallèle à l'axe de la chaîne.

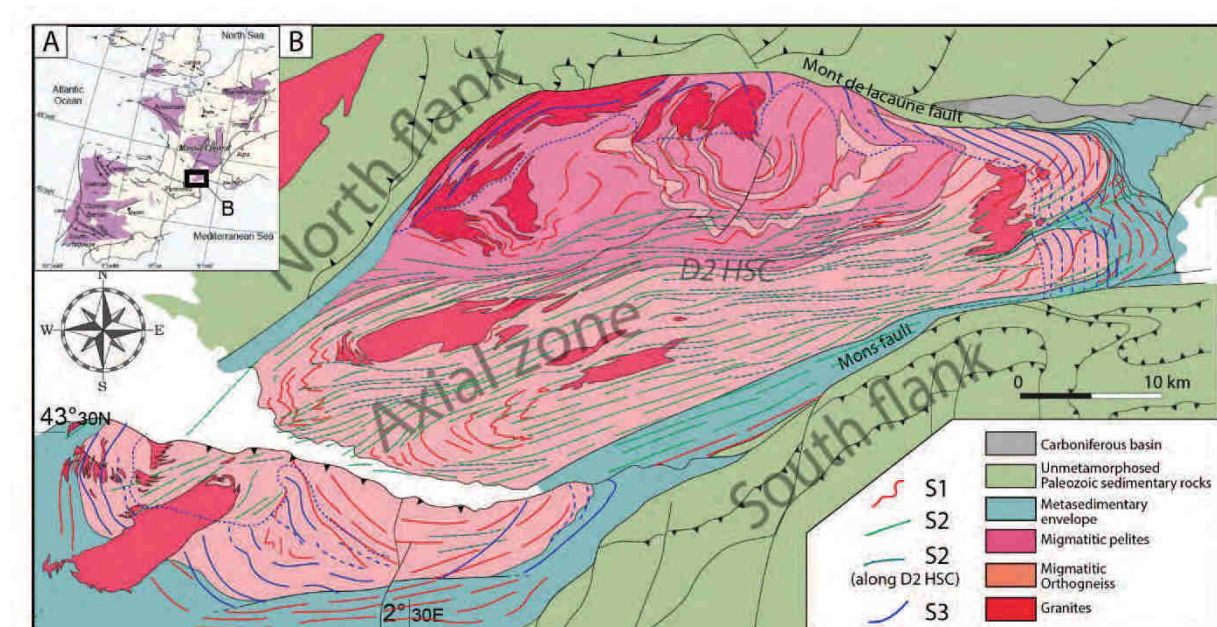


Figure A8.A. Localisation de la Montagne Noire. B. Carte géologique simplifiée de la Montagne Noire montrant les trajectoires de foliations. Modifiée d'après Rabin et al. (2015) et Fréville et al. (2016).

Le front d'anatexie constitue une limite rhéologique le long de laquelle la déformation est partitionnée au sein de la croûte, (Figure A9) (Rabin et al., 2015). On observe alors un amincissement de la croûte supérieure (i.e. couverture méta-sédimentaire) parallèle à l'axe de la chaîne (Rabin et al., 2015). Ce fluage latéral, ainsi que cet amincissement se produit vers ca. 310-300 Ma (Roger et al., 2015; Trap et al., in review; Whitney et al., 2015). Or dans le reste

du Massif Central, un fluage horizontal responsable de l'amincissement de la croûte inférieure partiellement fondue vers 300 Ma (Ledru et al., 2001; Couzinié et al., 2014).

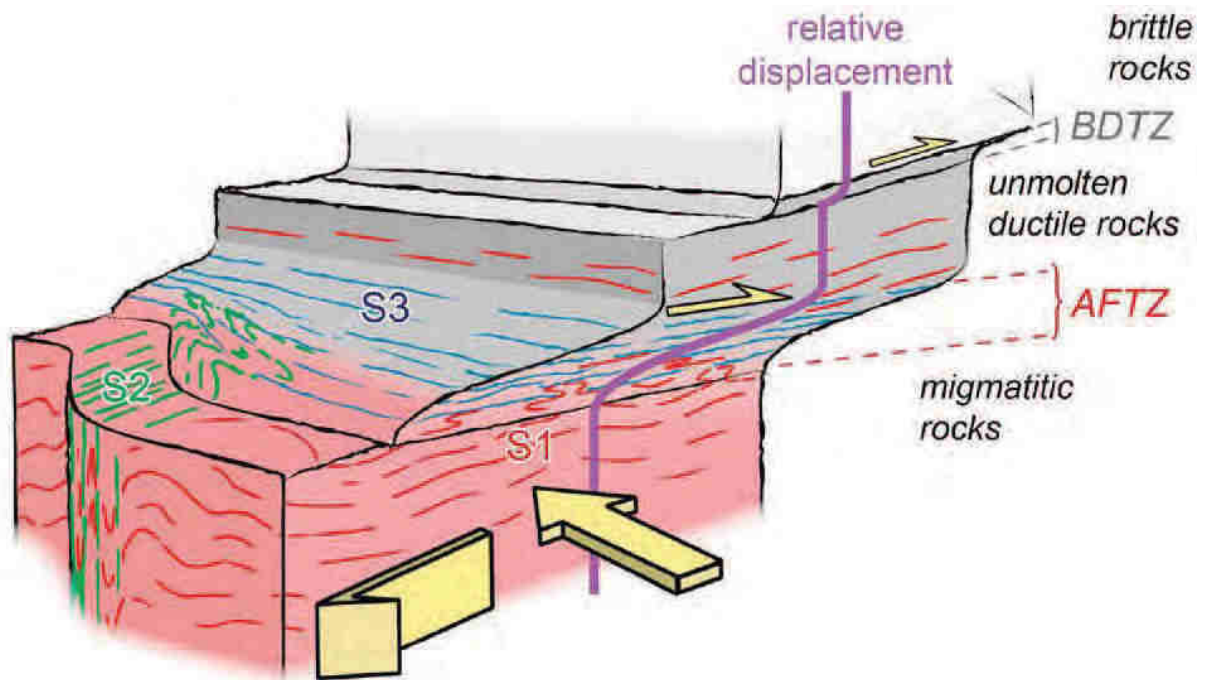


Figure A9. Bloc 3D montrant l'importance du front anatectique (AFTZ : Anatectic front transition zone) comme une transition rhéologique majeure. (Rabin et al., 2015).

Les massifs de Belledonne et Pelvoux, quel est le rôle de la fusion partielle sur la structure et l'évolution des orogènes ?

Comme décrit précédemment, de nombreux modèles conceptuels ont été proposés pour rendre compte des mécanismes de fluages et de l'exhumation de la croûte profonde au sein des orogènes de collision (Beaumont et al., 2001, 2004; Jamieson et al., 2004; Beaumont et al., 2006; Rey et al., 2010; Jamieson et al., 2011; Gervais and Brown, 2011). Dans chacun de ces modèles, un contexte tectonique particulier est décrit comme par exemple, de l'extension localisée dans la croûte supérieure, une érosion active, l'« under-thrusting » ou encore le raccourcissement du prisme orogénique. Dans tous les cas, le mode de fluage et l'exhumation

de la croûte partiellement fondue répond à un équilibre entre gravité et forces aux limites, lequel est spécifique à chaque orogène. Il apparaît aussi que la déformation de la croûte partiellement fondue est fortement partitionnée dans le temps et dans l'espace et ce à différentes échelles. Il en résulte que le comportement de la croûte partiellement fondue est très complexe et que sa compréhension nécessite des études tectono-métamorphiques de détail sur des objets pertinents.

Dans le but d'apporter des éléments de réponse à cette problématique générale, on se propose d'étudier l'évolution tectono-métamorphique du Massif de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux, situés dans les Alpes Françaises. En effet, ces massifs exposent à l'affleurement une coupe complète de la croûte continentale structurée pendant l'orogénèse Varisque (voir Chapitre B). Or la chaîne Varisque est une chaîne de montagne mature, considérée comme un analogue ancien nous permettant d'étudier les phénomènes de fluage qui semblent contrôler l'évolution des chaînes de montagnes récentes.

Les questions scientifiques sont donc :

- Comment se caractérise la fusion partielle dans ces massifs ?
- Quel rôle joue-t-elle dans la structuration et l'évolution de cette partie de l'orogène Varisque ?
- La présence de produits de fusion partielle engendre-t-elle un fluage de la croûte ?
- Si oui, comment ce fluage de croûte se caractérise-t-il ?
- A quel mode correspond-t-il ?
- A quel moment de l'histoire orogénique ce produit ce fluage de croûte ?

Bibliographie :

- Arzi, A.A., 1978. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics* 44, 173–184. doi:10.1016/0040-1951(78)90069-0
- Beaumont, C., Jamieson, R.A., Nguyen, M.H., Lee, B., 2001. Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. *Nat. Lond.* 414, 738–742.
- Beaumont, C., Jamieson, R.A., Nguyen, M.H., Medvedev, S., 2004. Crustal channel flows: 1. Numerical models with applications to the tectonics of the Himalayan-Tibetan orogen: HIMALAYAN-TIBETAN CRUSTAL CHANNEL FLOWS. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 109. doi:10.1029/2003JB002809
- Beaumont, C., Nguyen, M.H., Jamieson, R.A., Ellis, S., 2006. Crustal flow modes in large hot orogens. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 268, 91–145. doi:10.1144/GSL.SP.2006.268.01.05
- Brown, L.D., Zhao, W., Nelson, K.D., Hauck, M., Alsdorf, D., Ross, A., Cogan, M., Clark, M., Liu, X., Che, J., 1996. Bright Spots, Structure, and Magmatism in Southern Tibet from INDEPTH Seismic Reflection Profiling. *Science* 274, 1688–1690. doi:10.1126/science.274.5293.1688
- Brown, M., 2010a. Melting of the continental crust during orogenesis: the thermal, rheological, and compositional consequences of melt transport from lower to upper continental crust. *Can J Earth Sci* 47, 655–694.
- Brown, M., 2010b. The spatial and temporal patterning of the deep crust and implications for the process of melt extraction. *Phil Trans R Soc Lond* 368, 11–51.
- Caldwell, W.B., Klemperer, S.L., Rai, S.S., Lawrence, J.F., 2009. Partial melt in the upper-middle crust of the northwest Himalaya revealed by Rayleigh wave dispersion. *Tectonophysics* 477, 58–65. doi:10.1016/j.tecto.2009.01.013
- Clark, M.K., Royden, L.H., 2000. Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. *Geology* 28, 703–706.
- 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. doi:10.3190/jgeosci.155
- Demange, M., 1998. Contribution au problème de la formation des dômes de la Zone axiale de la Montagne noire: analyse géométrique des plissements superposés dans les séries métasédimentaires de l'enveloppe. Implications pour tout modèle géodynamique. *Géologie Fr.* 4, 3–56.
- Fréville, K., Cenko-Tok, B., Trap, P., Rabin, M., Leyreloup, A., Régner, J.-L., Whitney, D.L., 2016. Thermal interaction of middle and upper crust during gneiss dome formation: example from the Montagne Noire (French Massif Central). *J.*

- Metamorph. Geol. 34, 447–462. doi:10.1111/jmg.12188
- Ganzhorn, A.C., Trap, P., Arbaret, L., Champallier, R., Fauconnier, J., Labrousse, L., Prouteau, G., 2016. Impact of gneissic layering and localized incipient melting upon melt flow during experimental deformation of migmatites. *J. Struct. Geol.* 85, 68–84. doi:10.1016/j.jsg.2016.02.004
- Gervais, F., Brown, R.L., 2011. Testing modes of exhumation in collisional orogens: Synconvergent channel flow in the southeastern Canadian Cordillera. *Lithosphere* 3, 55–75.
- Hashim, L., Gaillard, F., Champallier, R., Le Breton, N., Arbaret, L., Scaillet, B., 2013. Experimental assessment of the relationships between electrical resistivity, crustal melting and strain localization beneath the Himalayan–Tibetan Belt. *Earth Planet. Sci. Lett.* 373, 20–30. doi:10.1016/j.epsl.2013.04.026
- Holyoke, C.W., Rushmer, T., 2002. An experimental study of grain scale melt segregation mechanisms in two common crustal rock types. *J. Metamorph. Geol.* 20, 493–512. doi:10.1046/j.1525-1314.2002.00381.x
- Jamieson, R.A., Beaumont, C., Medvedev, S., Nguyen, M.H., 2004. Crustal channel flows: 2. Numerical models with implications for metamorphism in the Himalayan-Tibetan orogen: CHANNEL FLOWS AND HIMALAYAN METAMORPHISM. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 109. doi:10.1029/2003JB002811
- Jamieson, R.A., Unsworth, M.J., Harris, N.B.W., Rosenberg, C.L., Schulmann, K., 2011. Crustal Melting and the Flow of Mountains. *Elements* 7, 253–260. doi:10.2113/gselements.7.4.253
- Labrousse, L., Prouteau, G., Ganzhorn, A.-C., 2011. Continental exhumation triggered by partial melting at ultrahigh pressure. *Geology* 39, 1171–1174. doi:10.1130/G32316.1
- Ledru, P., Courrioux, G., Dallain, C., Lardeaux, J.M., O. Vanderhaeghe, Vitel, G., 2001. The Velay dome (French Massif Central): melt generation and granite emplacement during orogenic evolution. *Tectonophysics* 342, 207–237.
- Maaløe, S., 1982. Geochemical aspects of permeability controlled partial melting and fractional crystallization. *Geochim. Cosmochim. Acta* 46, 43–57. doi:10.1016/0016-7037(82)90289-7
- Maierová, P., Lexa, O., Schulmann, K., Štípská, P., 2014. Contrasting tectono-metamorphic evolution of orogenic lower crust in the Bohemian Massif: A numerical model. *Gondwana Res.* 25, 509–521. doi:10.1016/j.gr.2012.08.020
- Makovsky, null, Klemperer, null, Ratschbacher, null, Brown, null, Li, null, Zhao, null, Meng, null, 1996. INDEPTH Wide-Angle Reflection Observation of P-Wave-to-S-Wave Conversion from Crustal Bright Spots in Tibet. *Science* 274, 1690–1691.
- Misra, S., Burlini, L., Burg, J.P., 2009. Strain localization and melt segregation in deforming metapelites. *Phys. Earth Planet. Inter.* 177, 173–179.
- Nelson, K.D., Zhao, W., Brown, L.D., Kuo, J., Che, J., Liu, X., Klemperer, S.L., Makovsky, Y., Meissner, R., Mechie, J., Kind, R., Wenzel, F., Ni, J., Nabelek, J., Leshou, C., Tan, H., Wei, W., Jones, A.G., Booker, J., Unsworth, M., Kidd, W.S.F., Hauck, M., Alsdorf, D., Ross, A., Cogan, M., Wu, C., Sandvol, E., Edwards, M., 1996. Partially Molten Middle Crust Beneath Southern Tibet: Synthesis of

- Project INDEPTH Results. *Science* 274, 1684–1688.
doi:10.1126/science.274.5293.1684
- Rabin, M., Trap, P., Carry, N., Fréville, K., Cenki-Tok, B., Lobjoie, C., Goncalves, P., Marquer, D., 2015. Strain partitioning along the anatectic front in the Variscan Montagne Noire massif (southern French Massif Central). *Tectonics* 34, 2014TC003790.
doi:10.1002/2014TC003790
- Rey, P.F., Teyssier, C., Kruckenberg, S.C., Whitney, D.L., 2012. Viscous collision in channel explains double domes in metamorphic core complexes: REPLY. *Geology* 40, 280.
- Rey, P.F., Teyssier, C., Whitney, D.L., 2010. Limit of channel flow in orogenic plateaux. *Geol. Soc. Am.* 2, 328–332.
doi:10.1130/L114.1
- Roger, F., Teyssier, C., Respaut, J.-P., Rey, P.F., Jolivet, M., Whitney, D.L., Paquette, J.-L., Brunel, M., 2015. Timing of formation and exhumation of the Montagne Noire double dome, French Massif Central. *Tectonophysics* 640–641, 53–69.
doi:10.1016/j.tecto.2014.12.002
- Rosenberg, C.L., Handy, M.R., 2005. Experimental deformation of partially melted granite revisited: implications for the continental crust. *J. Metamorph. Geol.* 23, 19–28. doi:10.1111/j.1525-1314.2005.00555.x
- Rubio Pascual, F.J., Arenas, R., Martínez Catalán, J.R., Rodríguez Fernández, L.R., Wijbrans, J.R., 2013. Thickening and exhumation of the Variscan roots in the Iberian Central System: Tectonothermal processes and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages. *Tectonophysics* 587, 207–221.
doi:10.1016/j.tecto.2012.10.005
- Rubio Pascual, F.J., López-Carmona, A., Arenas, R., 2016. Thickening vs. extension in the Variscan belt: P–T modelling in the Central Iberian autochthon. *Tectonophysics* 681, 144–158.
doi:10.1016/j.tecto.2016.02.033
- Schulmann, K., Konopásek, J., Janoušek, V., Lexa, O., Lardeaux, J.-M., Edel, J.-B., Pavla Štípská, Ulrich, S., 2009. An Andean type Palaeozoic convergence in the Bohemian Massif. *Comptes Rendus Geosci.* 341, 266–286.
doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2008.12.006
- Schulmann, K., Lexa, O., Janoušek, V., Lardeaux, J.M., Edel, J.B., 2014. Anatomy of a diffuse cryptic suture zone: An example from the Bohemian Massif, European Variscides. *Geology* 42, 275–278.
doi:10.1130/G35290.1
- Schulmann, K., Lexa, O., Racek, M., Tajcmanova, L., Konopasek, J., Edel, J.-B., Lehmann, A.P. and J., 2008. Vertical extrusion and horizontal channel flow of orogenic lower crust: key exhumation mechanisms in large hot orogens? *J Metamorph. Geol* 26, 273–297.
- Skrzypek, E., 2011. Structural, petrological and geochronological contribution to intracontinental tectonics of the European Variscan Belt (Sudetes, Vosges Mts) (phdthesis). Université de Strasbourg.
- Thompson, P.H., Bard, J.P., 1982. Isograds and mineral assemblages in the eastern axial zone, Montagne Noire (France): implications for temperature gradients and P-T history. *Can J Earth Sci* 19, 129–143.
- Trap, P., Roger, F., Cenki-Tok, B., Paquette, J.L., in review. Timing and duration of partial melting and magmatism in the Variscan Montagne Noire gneiss dome (French Massif Central). *Int J Earth Sci. Geol Rundsch.*
- 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.

Vanderhaeghe, O., 2001. Melt segregation, pervasive melt migration and magma mobility in the continental crust: the structural record from pores to orogens. *Phys. Chem. Earth Part Solid Earth Geod.* 26, 213–223. doi:10.1016/S1464-1895(01)00048-5

Weinberg, R.F., Veveakis, E., Regenauer-Lieb, K., 2015. Compaction-driven melt

segregation in migmatites. *Geology* 43, 471–474. doi:10.1130/G36562.1

Whitney, D.L., Roger, F., Teyssier, C., Rey, P.F., Respaut, J.-P., 2015. Syn-collapse eclogite metamorphism and exhumation of deep crust in a migmatite dome: The P–T–t record of the youngest Variscan eclogite (Montagne Noire, French Massif Central). *Earth Planet. Sci. Lett.* 430, 224–234. doi:10.1016/j.epsl.2015.08.026

Chapitre B



B. La chaîne Varisque en Europe

Le but de ce chapitre n'est pas de faire une synthèse exhaustive de la chaîne Varisque en Europe, mais d'essayer de tracer les principaux traits géologiques dans le but d'étayer la comparaison des Massifs cristallins Externes des Alpes dans la discussion.

B.1. Formation de la chaîne Varisque

A travers le monde l'extension de la chaîne Varisque est importante, s'étendant d'Ouest en Est du SE Américain jusqu'à la Turquie en passant par les Appalaches, les Mauritanides (Maroc) et la Bohème (e.g. Matte, 2001) (Figure B1)

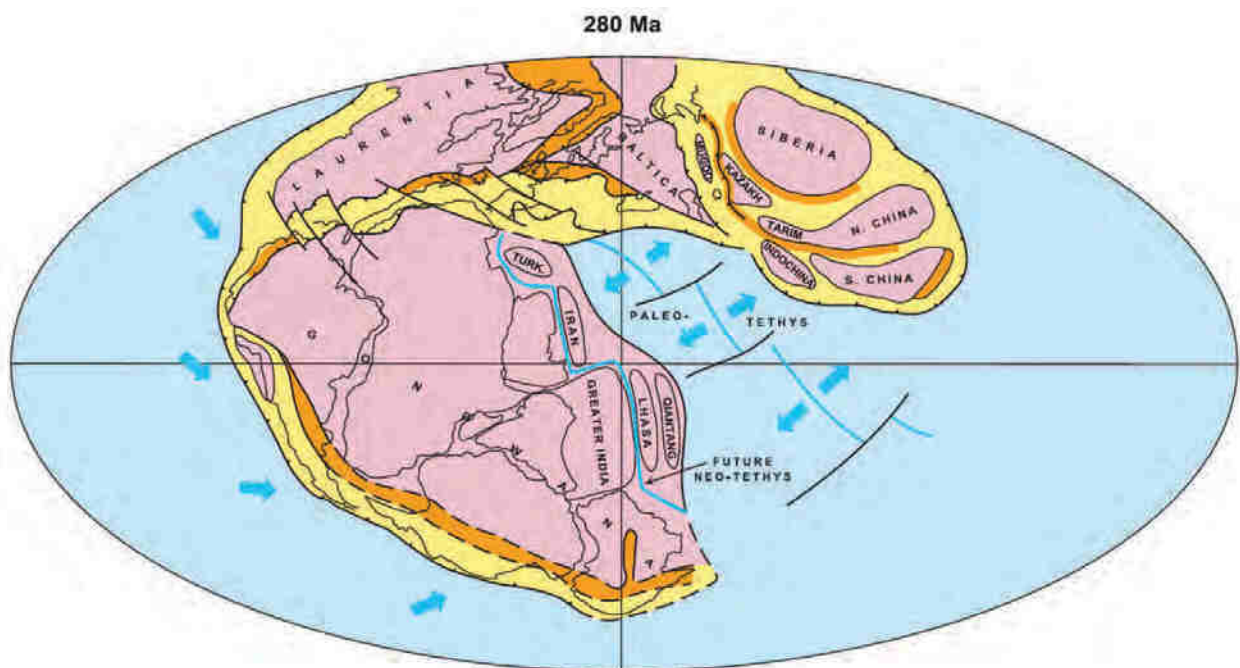


Figure B1. Assemblage au Permien des principaux continents montrant l'extension des chaînes Paléozoïques. 400-250 Ma en jaune ; 450-400 Ma en orange (Matte, 2001).

S'étendant sur près de 3000 km de l'Ibérie à la Bohème, la chaîne Varisque forme l'épine dorsale de l'ouest Européen (Matte, 2001, 1986). Formée de roches d'âges Protérozoïques à Carbonifères, elle affleure dans de nombreux massifs Européens tels que l'Ibérie, la zone axiale Pyrénéenne, le Massif Central, le massif Armoricaïn, le sud de

l'Angleterre, les Ardennes, le massif de la Bohême, les massifs cristallins des Alpes (Externes et Internes), le massif des Maures-Tanneron, la Corse et la Sardaigne.

La chaîne Varisque résulte de l'ouverture et de la fermeture de plusieurs domaines océaniques impliquant plusieurs domaines continentaux (Figure B2) (Cocks, 2000; Matte, 2001, 1986; Tait et al., 2000).

Au sud, de nombreux blocs se détachent de la marge nord du continent Gondwana durant le Cambrien et l'Ordovicien, conduisant à la formation de plusieurs larges domaines océaniques, dont l'océan Rheïque et l'Océan Médio-européen, ainsi qu'à la migration des blocs Avalon et Armorica vers le nord (Autran and Cogné, 1980; Franke, 2000; Paris and Robardet, 1990; Robardet, 2003; Tait et al., 1997; Von Raumer et al., 2003).

Au nord, dans le même temps, l'océans Iapetus entre en subduction sous le continent Laurentia. Vers 425 Ma, le continent Laurussia se forme suite à la fermeture de l'océan Iapetus provoquant la collision des blocs Laurentia, Baltica et Avalon. La fermeture de l'océan Rhéique au à la limite Dévonien-Carbonifère (~360Ma), provoque la collision entre le bloc Gondwana et Laurussia et des blocs dérivés du Gondwana comme les blocs du Léon, Ossa Morena Saxothuringien. La déformation continentale se poursuit jusqu'au Carbonifère moyen, permettant la mise en place de nappes et conduisant à un important épaissement crustal, responsable du métamorphisme des unités profondes accompagnée d'un important magmatisme. L'évolution de la chaîne Varisque se prolonge jusqu'au début du Permien, avec l'exhumation de nombreux domaines partiellement fondus et la mise en place de granites tardi-orogénique (315-295 Ma), en réponse à l'effondrement gravitaire d'une croûte épaissie partiellement fondue (Lardeaux et al., 2014; Vanderhaeghe, 2012, 2009).

La disparition successive de ces différents domaines océaniques permet de séparer la chaîne Varisque Européenne en quatre domaines lithotectoniques majeurs, le domaine Rhénohercynien, le domaine Saxothuringien, le domaine Armorica et enfin le domaine Moldanubien.

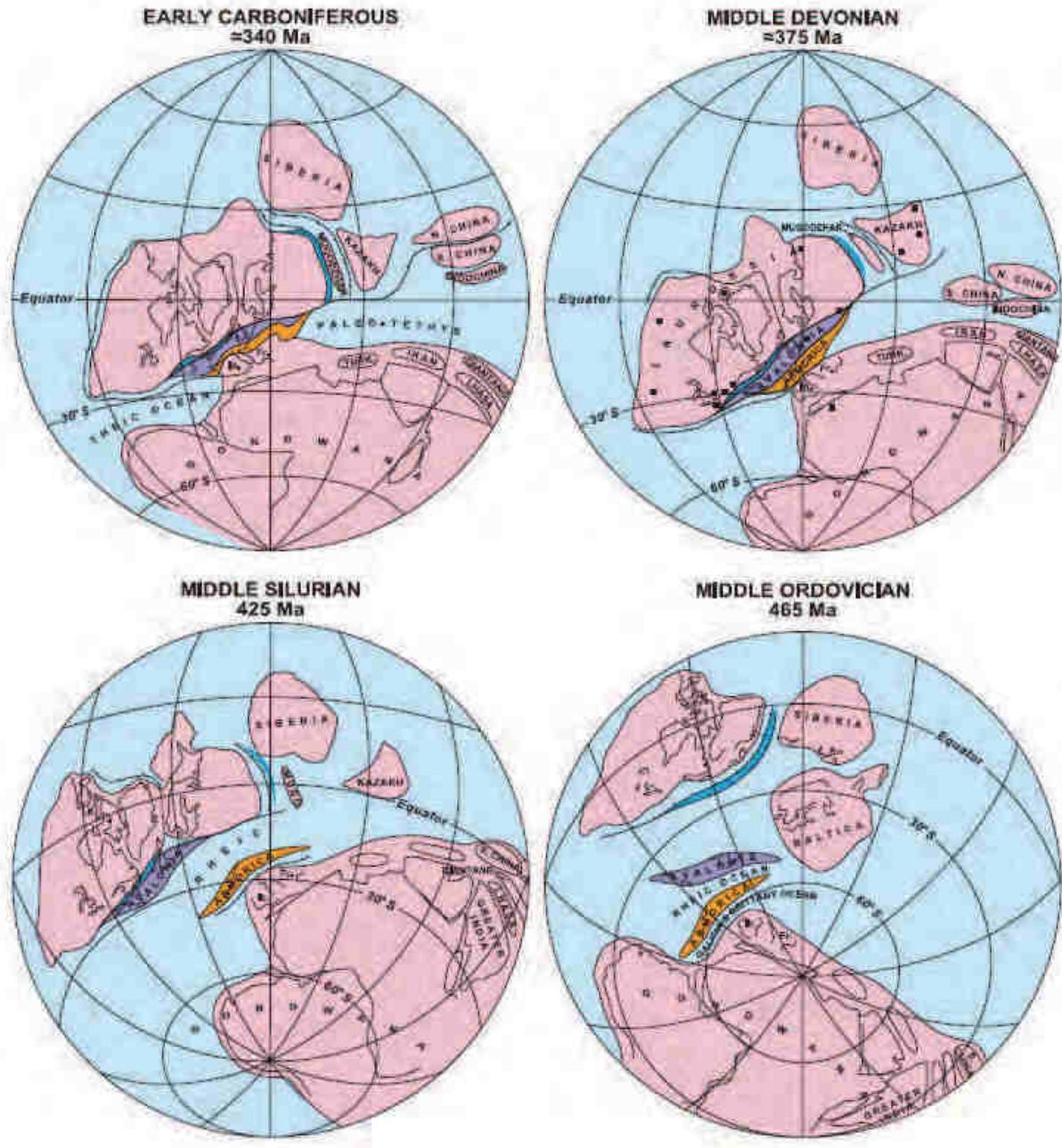


Figure B2. Reconstruction paléogéographique de l’Ordovicien moyen (465 Ma) jusqu’ au Carbonifère inférieur (340 Ma). D’après Matte, (2001).

B.2. Structure de la chaîne Varisque en Europe

En Europe la chaîne Varisque est caractérisée par la présence de deux virgations importantes, la virgation Ibero-Armoricaine dans la partie occidentale et la virgation de Bohême dans la partie orientale (Figure B3).

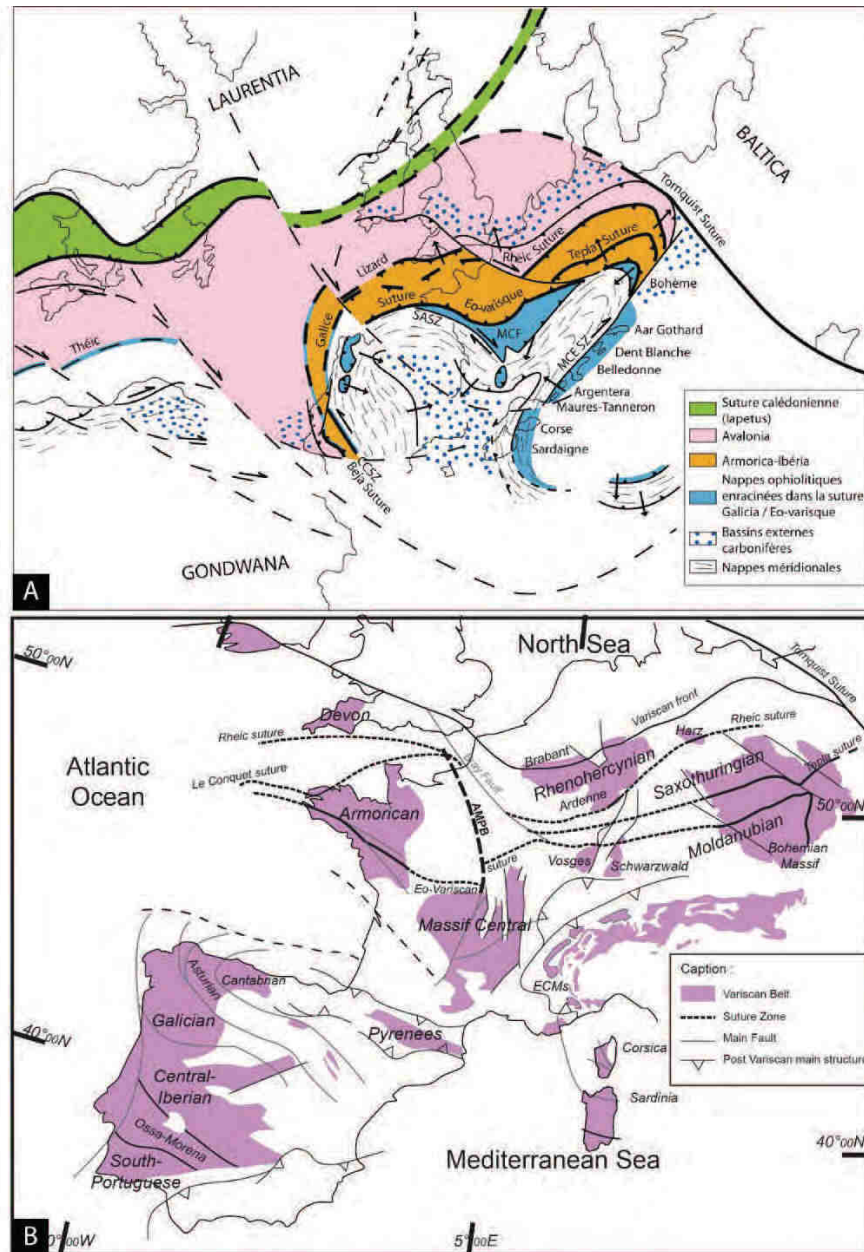


Figure B3. A. Structure de la chaîne Varisque en Europe et en Afrique septentrionale au Permien (~270 Ma). CCZ : Coïmbra-Cordoba shear zone ; MCE SZ : Massif Cristallin Externes Shear zone ; SASZ : South Armoricaïn Shear zone ; MCF : Massif Central Français. D'après (Guillot and Ménot, 2009; Matte, 2001; Melleton, 2008). Détail de la structure Varisque en Europe dans sa position actuelle. ECMs : Massif Cristallin Externe des Alpes. Modifié d'après (Ballèvre et al., 2012; Faure et al., 2014b; Guillot et al., 2009; Tabaud, 2012; Talbot et al., 2005; Von Raumer, 1998).

Quatre domaines lithotectoniques peuvent être identifiés en Europe. Du Nord au Sud, on retrouve le domaine Rhenohercynien, le domaine Saxothuringien, le domaine Armoricaïn et le domaine Moldanubien au sud (Figure B3) qui peut-être subdivisé en en deux sous-ensembles

le domaine Moldanubien Est et le domaine Moldanubien Ouest (Lardeaux et al., 2014) (Figure B3B,B4).

Les limites de ces domaines sont caractérisées par un ensemble de sutures (Figure B3).

Au nord, la suture Rheïque, marque la fermeture de l'océan Rheïque, préalablement ouvert dès l'Ordovicien et se fermant au Carbonifère. La présence de séries ophiolitiques et sédiments d'âge Dévonien à Carbonifère, notamment en Cornouaille et en Ibérie atteste de son existence (e.g. Leveridge and Hartley, 2006).

Au nord du massif de la Bohême, la présence de roches magmatiques et d'ophiolites atteste de la présence d'un rifting et de l'ouverture de l'Océan Saxothuringien à l'Ordovicien. La fermeture de ce domaine formera au Carbonifère la suture Tépla (Figure B3) (Kemnitz et al., 2002; Matte, 2001). En France, cette suture correspond à celle décrite au Sud du bloc du Léon (Le Conquet-Penzé) (Faure et al., 2010).

Au sud, la suture eo-varisque représente la limite entre la microplaque Armorica et le Gondwana. Cette suture est caractérisée par la présence de d'ophiolites datées entre vers 480 Ma le long de la faille de Nort-sur-Erdre. Elle représente l'océan Médio-Européen (e.g. Faure et al., 2005, Ballèvre et al., 2009). Les complexes leptyno-amphiboliques présents à la base de l'unité supérieure des gneiss correspondent à la croûte continentale amincie de l'Océan Médio-européen. Au sud de l'océan medio-Europeen, la marge nord Gondwaniennne (correspondant à la zone Moldanubienne a enregistré un métamorphisme de HP-UHP daté entre 430 et 360 Ma (Pin, 1980; Matte, 1998) associé à la subduction continentale.

Le domaine Rhenohercynien

Le domaine Rhenohercynien, situé entre le front Varisque au nord et la suture Rheïque au Sud (Figure B3,B4) est exposé à l'affleurement dans différents massifs, tels que les massifs du Devon, des Ardennes, du massif Schisteux Rhenan et du Harz. Cette zone est caractérisée par la présence de flysch syn-orogéniques datés du Dévonien et par une tectonique à vergence Nord qui se poursuit jusqu'au Carbonifère supérieur (Serpokhovien) (Franke, 2000).

Le domaine Saxothuringien

Situé plus au Sud, et séparé de la zone Rhenohercynienne par la suture Rheïque, le domaine Saxothuringien est séparé au sud du domaine Armoricaïn par le suture Tepla, montrant des ophiolites reconnues en Grande Bretagne au Cap Lizard, et s'étendant en suivant la virgation Ibéro-Armoricaine jusqu'au sud du Portugal où elles affleurent au niveau des Ophiolites de Beja (Figure B3) (Franke, 1989; Matte, 2002; Robardet, 2003).

Le domaine Armoricaïn

Ce domaine est constitué d'un socle d'âge Cadomien (Protérozoïque à Cambrien inférieur), affleurant essentiellement dans le massif Armoricaïn ainsi que dans l'est de l'Europe (e.g. Nord du massif de la Bohême (Schulmann et al., 2009)). Le socle Cadomien est surmonté de sédiments d'âge Paléozoïque (Franke, 1989). Au nord du massif central il est séparé du Bloc du Léon (domaine Saxothuringien) par la suture du Conquet (Figure B3B). En Bohême le socle Cadomien est séparé du domaine Saxothuringien au nord par la suture Tépla et au sud du domaine Moldanubien par la suture eo-Varisque. Ce domaine est également reconnu dans la péninsule Ibérique (Ossa-Morena, Figure B3) ou il est séparé au Sud du domaine Rhenohercynien par la suture de Beja (Matte, 2002).

Le domaine Moldanubien

Enfin, situé dans la partie méridionale, le domaine Moldanubien qui s'étend du Nord du Portugal jusqu'à la Bohême, en passant par le sud du massif Armoriacin, massif Central, les Vosges et la Foret noire est considéré comme la racine métamorphique de la chaîne Varisque (Figure B3,B4) (Schulmann et al., 2009). Il a été récemment proposé que la zone Moldanubienne pouvait être séparée au niveau de la faille de Bray (Figure B3B) en deux sous domaines (Figure 4), le domaine Moldanubien Est et le domaine Moldanubien Ouest (Lardeaux et al., 2014).

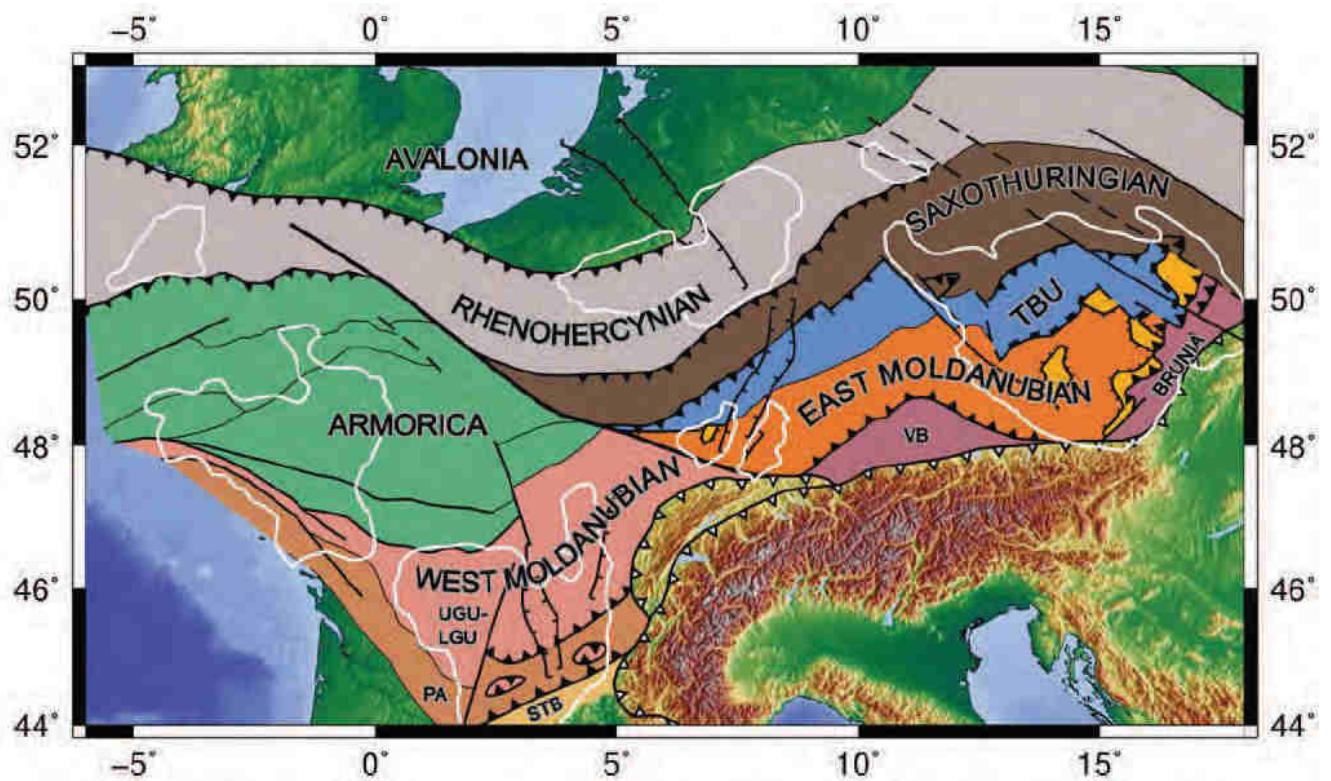


Figure B4. Carte tectonique de la chaîne Varisque dans le NE de l'Europe. TBU : Tepla-Barrandian Unit ; UGU. Upper Gneiss Unit, LGU : Lower Gneiss Unit. PA, Para-autochton; VB, Vindelicia Block; STB, Southern Thrust Belt. D'après Lardeaux et al. (2014).

Le domaine Ouest Moldanubien

Le Massif Central forme en grande partie le domaine Moldanubien Ouest, et est caractérisé par un empilement de nappes syn-metamorphiques (Figure B5, B6) (Faure et al., 2009, 2005; Lardeaux et al., 2014; Ledru et al., 1989).

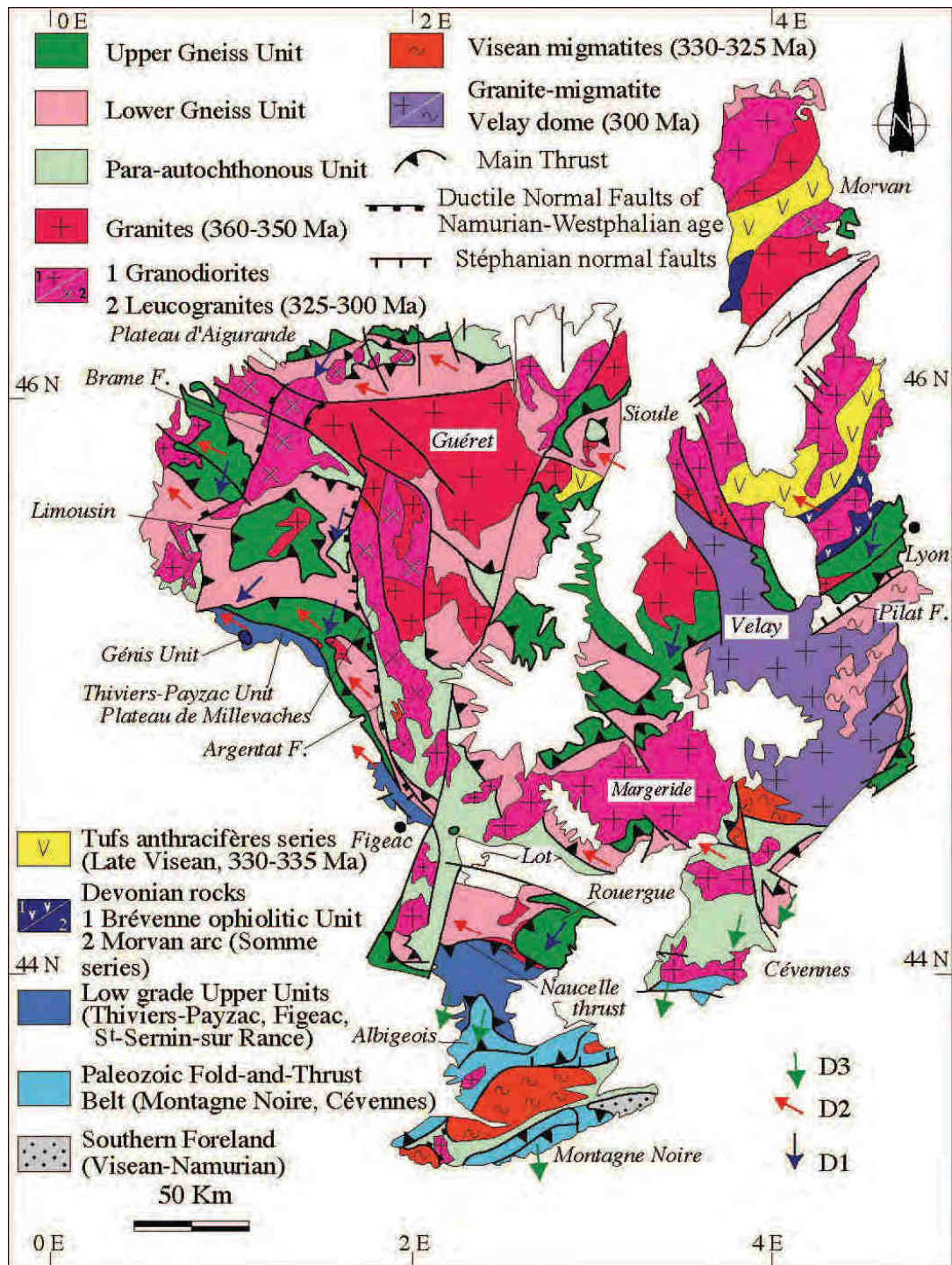


Figure B5. Carte structurale du Massif Central. (Faure et al., 2009)

Du sud au Nord six principales unités peuvent être identifiées :

i) Un bassin d'avant pays d'âge Viseo-Namurien, s'étendant au Sud du Massif Central au niveau du versant sud de la Montagne-Noire (Figure B5). Il est constitué de

séries de turbidites et de flyschs, contenant des olitstolithes kilométriques de roches Paléozoïques.

ii) Un domaine des plis couchés et de chevauchement Paléozoïques . Composé essentiellement de métasédiments, de quartzites, et de quelques calcaires et amphibolites enregistrant un métamorphisme dans le faciès de schiste vert à amphibolite inférieure (Faure et al., 2005). Se superposant au domaines des plis couchés, le dôme gneissique de la Montagne Noire d'âge Carbonifère inférieur (315-295 Ma) mis en place dans un contexte transpressif dextre (Fréville et al., 2016; Pitra et al., 2012; Poujol et al., 2016; Rabin et al., 2015; Roger et al., 2015, 2004; Trap et al., in review; Whitney et al., 2015).

iii) Une séquence métasédimentaire d'âge probablement Néoprotérozoïque à Ordovicien, composée essentiellement d'une épaisse série de métapélites, de métagrauwackes, de quartzites et de quelques argilites et amphibolites. Cette séquence forme l'unité Para-Autochtone (Pa), et chevauche au Nord les séries sédimentaires Paléozoïques (Figure B6).

iv) L'unité inférieure des gneiss (LGU) (Figure B5) est principalement composée de roches métasédimentaires enregistrant un métamorphisme dans le faciès amphibolitique. Localement une anatexie précoce est observée, datée à environ 380 Ma (Faure et al., 2008).

v) L'unité supérieure des gneiss (UGU) (Figure B5) est caractérisée par la présence de reliques de haute pression (éclogites et granulites de haute pression). Ces éclogites qui contiennent parfois de la coésite (Lardeaux et al., 2001) enregistrent des conditions de pression et de température allant jusqu'à 2-3 GPa ; 700-750 °C, et ont été datées entre 430 et 415 Ma (Pin and Peucat, 1986). On peut également noter la présence d'un complexe leptyno-amphibolitique à la base de l'UGU qui serait la trace d'un ancien océan, l'océan Médio Européen (e.g. Matte, 2001)

vi) Enfin, l'unité de la Brévenne, au Nord Est du Massif Central (Figure B5) est principalement constituée de roches basiques et ultrabasiques (gabbros, basaltes) et de roches telles que des rhyolites et de trondhjemitites datées à 366 ± 5 Ma (Pin and Paquette, 1997).

Affleurant au nord de la Brévenne, l'unité de la Somme est composée de roches volcaniques calc-alkalines et de roches volcanoclastiques non métamorphiques datées du

Dévonien moyen à inférieur. Cette unité est interprétée comme un arc magmatique synchrone de du bassin d'arrière arc de la Brévenne.

Déposée en discordance sur l'unité de la Brévenne, on peut noter la présence d'une unité volcano-sédimentaire d'âge Viséen (335-320 Ma) que l'on retrouve également dans le Morvan (Figure B5) (Lardeaux et al., 2014 et références incluses). Ce sont les Tuffs Anthracifères.

Situé au sud du Limousin (Figure B5) l'unité de Thivier-Prayzac qui est lithologiquement similaire à l'unité Parautochtone, et est essentiellement constituée de métagrauwackes cambriens, de rhyolites et de quartzites et présente un métamorphisme croissant allant du faciès des schistes verts au nord au faciès amphibolitique au sud. L'allochtonie de cette unité a été établie sur la base d'observations structurales et métamorphiques. Cette unité est séparée au nord de l'unité supérieure des gneiss par le décrochement polyphasé d'Estivaux, d'abord senestre et contemporain d'un métamorphisme prograde, dont le fonctionnement a été daté à 346 ± 4 Ma puis dextre dans les conditions d'un métamorphisme du faciès des schistes vert (Faure et al., 2009 et références incluses).

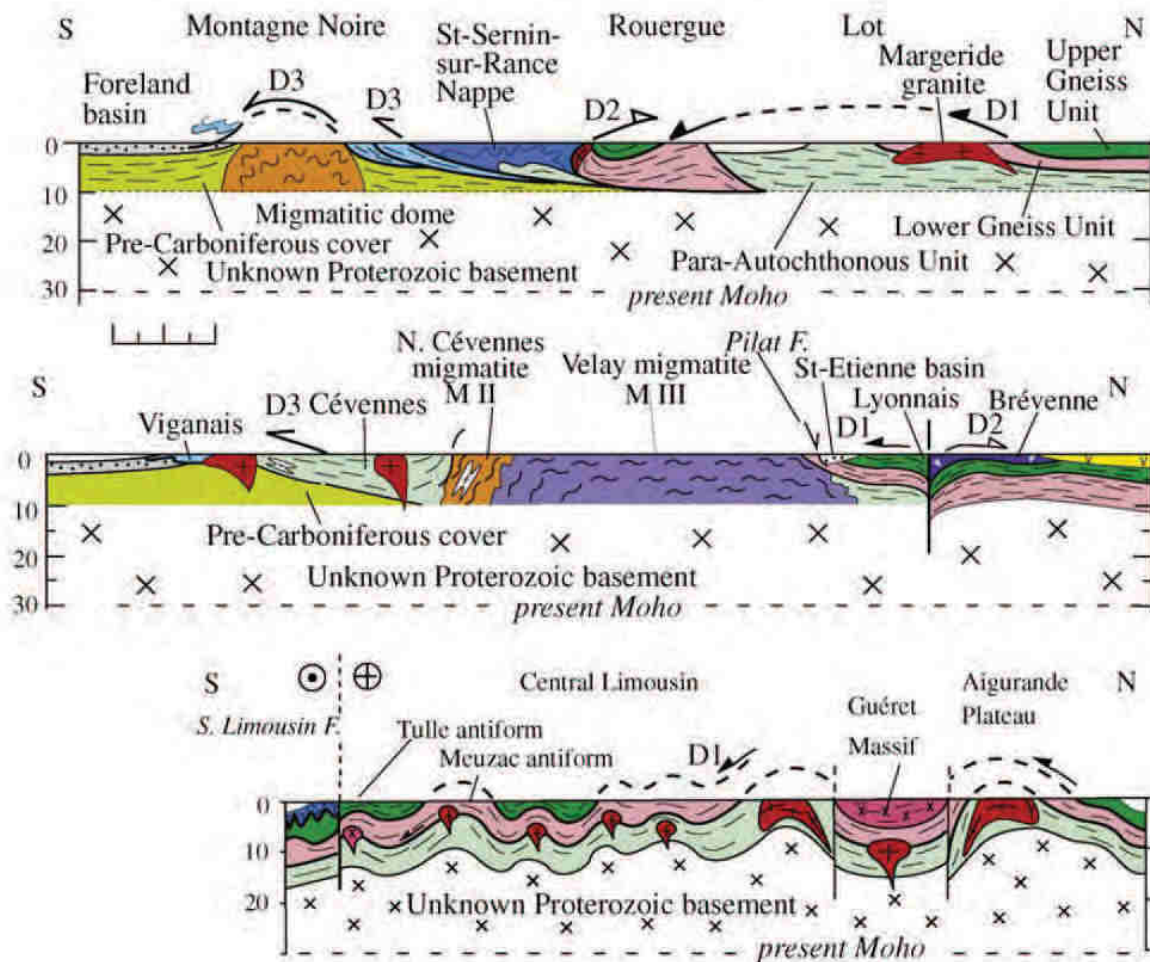


Figure B6. Coupes simplifiées au travers du Massif Central montrant l'empilement de nappes. D'après (Faure et al., 2009).

De nombreuses roches partiellement fondues (Granites et Migmatites) affleurent dans le Massif Central et plusieurs de fusion partielle peuvent être identifiés dans le Massif Central. Un première épisode épisodes de fusion partielle affectant essentiellement la partie supérieure de UGU et la LGU est daté entre 385-375 Ma. Un seconde épisode de fusion partielle responsable de la mise en palace de nombreux granites (Ex : Granite du Gueret, Figure B5) a lieu durant le Dévonien tardif (365-355 Ma). Un troisième épisode de fusion partielle Carbonifère daté à 345-310 Ma est également reconnu dans l'ensemble du Massif Central et est essentiellement responsable de la mise ne place de granites (Ex : Margeride) et de migmatite (Faure et al., 2009 et référence incluses). Un dernier épisode de fusion partielle tardi Carbonifère essentiellement reconnu dans le massif du Velay (Figure B7). Ce massif est caractérisé par l'abondance de produits de fusion partielle (granites, migmatites). Le dôme du

Velay est composé principalement de plusieurs générations de granites et de migmatites formés durant le Carbonifère (340-300 Ma). Cependant, au premier ordre on peut distinguer deux épisodes de fusion partielle. Un premier épisode qui est interprété comme une succession d'épisodes d'anatexie, ou comme un continuum de fusion partielle s'étalant d'environ 335 Ma à 310 Ma (Figure B8), permettant la mise en place de migmatites et de plutons. Le second épisode, est lui plus court et beaucoup intense permettant la mise en place d'un large domaine migmatitique à environ 305-300 Ma (Figure B8).

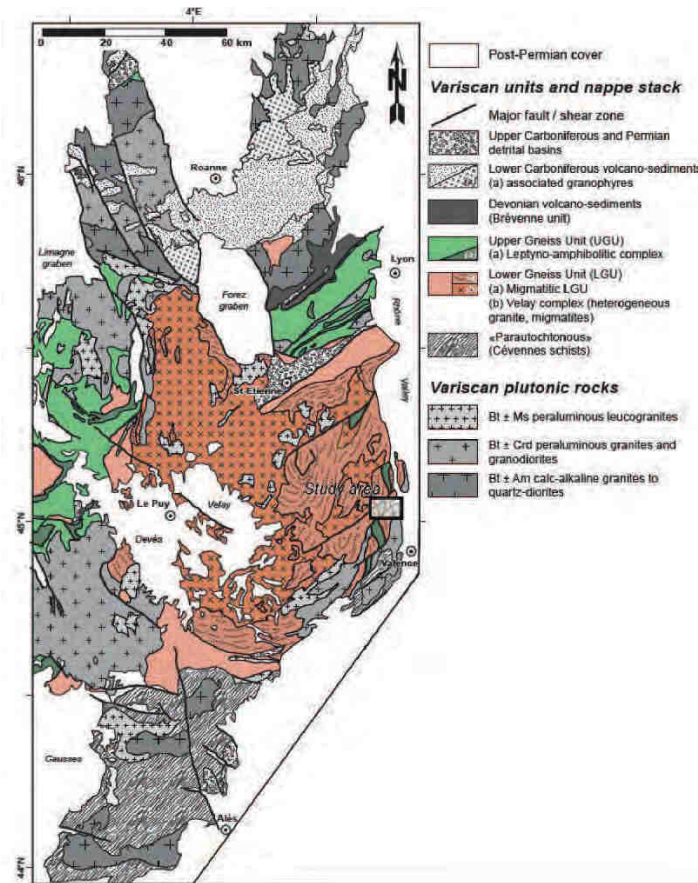


Figure B7. Carte géologique de détail de la partie Est du Massif Central. D'après (Chelle-Michou et al., in prep).

Un épisode précoce de fusion partielle (350-340 Ma), interprété comme contemporain de l'épaississement crutal, a récemment été décrit dans le Velay (Chelle-Michou et al., in prep).

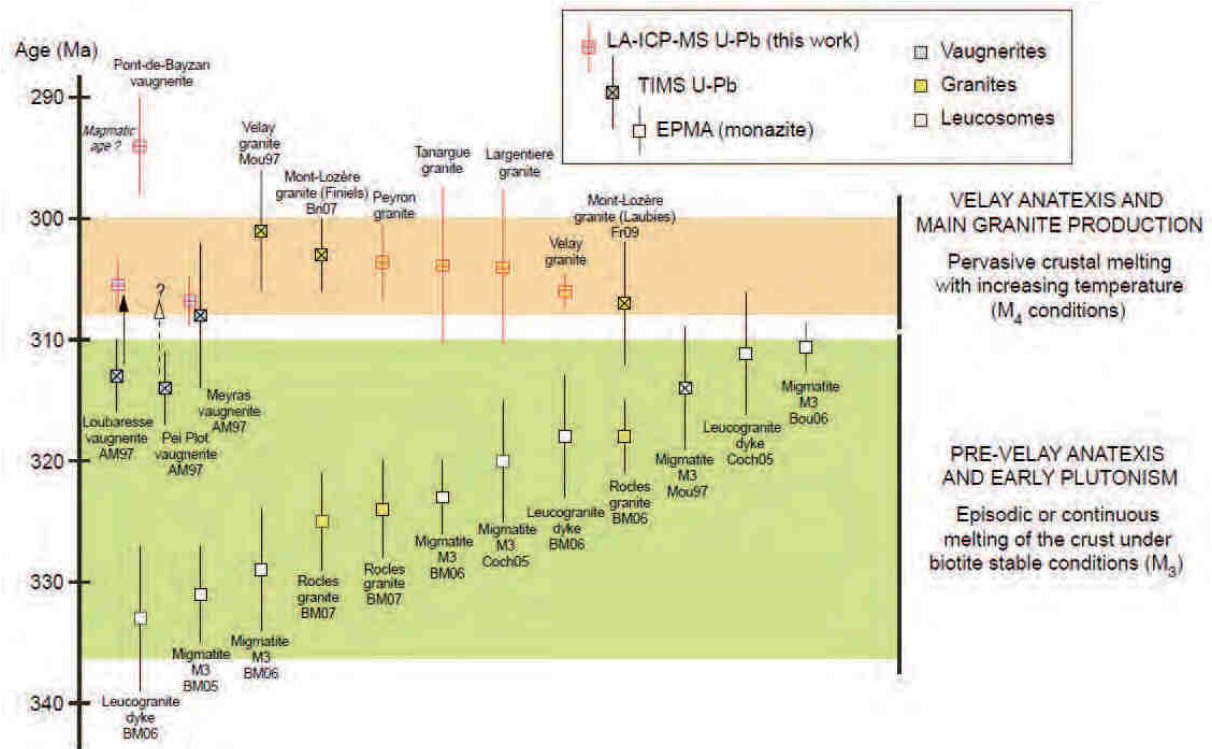


Figure B8. Synthèse des âges U-Pb montrant les différents épisodes de fusion partielle dans le massif du Velay. (Couzinié et al., 2014 et références incluses)

Plus au sud, le dôme gneissique de la Montagne Noire (Figure B5) expose à l'affleurement un ensemble de roches partiellement fondues (granites, migmatites). Bien que l'origine du dôme de la Montagne Noire reste débattue (Driessche and Pitra, 2012; Rey et al., 2012), des études récentes proposent que le dôme migmatitique se mette en place dans un contexte de transpression dextre et que la structuration du dôme soit guidée par la présence de produits de fusion partielle (voir détail dans la Chapitre A). Cependant, une ambiguïté persiste à propos de l'âge de l'évènement thermique responsable de cette fusion partielle. Il pourrait se produire entre 335-320 Ma (Faure et al., 2010, 2014b) ou alors entre 315-300 Ma (Roger et al., 2015; Trap et al., in review; Whitney et al., 2015). Quoiqu'il en soit, il est évident qu'un intense épisode de fusion partielle affecte le domaine ouest Moldanubien durant le Carbonifère. Un métamorphisme de haute pression est également enregistré en Montagne Noire mais une

incertitude demeure sur l'âge des éclogites (360 Ma ou 315 Ma) (Faure et al., 2014a; Whitney et al., 2015).

Bien qu'il n'y est encore aucun consensus sur la position de la zone axiale Pyrénéenne dans la structure Varisque européenne, il est important de noter que des dômes migmatitiques associés à des granites Carbonifères (312-305 Ma) sont reportés le long de la zone axiale des Pyrénées (e.g. Denèle et al., 2007).

Evidemment, tous ces épisodes de fusion partielle reconnus dans le Massif Central ont eu un impact sur l'évolution et la structuration de la chaîne Varisque que l'on ne présentera pas dans ce chapitre.

La zone Est Moldanubienne

Le domaine Est Moldanubien affleure essentiellement dans le massif des Vosges, du Schwarzwald ainsi que dans le massif de la Bohème.

Le massif des Vosges est classiquement sub-divisé en trois domaines principaux. Les Vosges septentrionales, séparées de la partie centrale et méridionale par la faille de Lalaye-Lubine, appartiennent au domaine Saxothuringien (Figure B9). Les parties centrale et méridionale appartiennent, elles, au domaine Moldanubien (détail dans Tabaud, 2012).

La zone centrale des Vosges est essentiellement composée de roches métamorphiques et migmatitiques au Nord et de granites au Sud. On peut distinguer différents sous-ensembles, l'unité monotone (MC, Figure B9) est principalement constituée de paragneisses migmatitiques à sillimanite et cordiérite (Lardeaux et al., 2001; Skrzypek, 2011; Skrzypek et al., 2012) enregistrant un métamorphisme de MP-MT suivi d'un métamorphisme de BP-HT (Latouche et al., 1992; Rey et al., 1989). L'unité variée (LC, Figure B9) est caractérisée par la présence de paragneisses migmatitiques à grenat enregistrant un métamorphisme de HP-HT suivi d'un métamorphisme de BP-HT daté à environ 340-330 Ma (Rey et al., 1989; Skrzypek, 2011; Skrzypek et al., 2012). L'unité granulitique pouvant être attachée à l'unité variée (Figure B9) est caractérisée par la présence de granulites felsiques, dont le protolithe est daté à environ 500 Ma. Cette unité enregistre également un métamorphisme de HP-HT suivi d'un métamorphisme de BP-HT daté à 340-335 Ma (Schaltegger et al., 1999; Skrzypek, 2011; Skrzypek et al., 2012).

Dans le Sud de la zone centrale (Figure B9), de nombreux granites magnésio-potassiques représentant d'anciennes intrusions mises en place entre 345-332 Ma sont présents (Schulmann, 2002 et références incluses). D'autres granites plus jeunes (335-325 Ma) sont également décrits dans cette zone (Tabaud, 2012 et références incluses). La structure de cette zone métamorphique est interprétée comme le résultat d'une déformation polyphasée pendant la subduction continentale, responsable du métamorphisme de HP-HT, suivie d'une extrusion verticale et de l'aplatissement des niveaux structuraux moyens (Skrzypek, 2011) , synchrones de la mise en place des granites Mg-K pendant un raccourcissement Est-Ouest. Les granites Viséens se mettent en place dans un contexte d'extension Nord-Sud (Schulmann et al., 2009).

Plus à l'Est, le massif du Schwarzwald (Figure B9) présente de nombreuses similarités avec le massif des Vosges et est classiquement subdivisé en trois entités. Au nord, on retrouve une unité Paléozoïque inférieure (Cambro-Ordovicienne), principalement constituée de schistes, de phyllites, de gabbros et de carbonates. Elle est généralement considérée comme la partie la plus à l'ouest du domaine Tépla-Barrandien (Skrzypek et al., 2014 et référence incluses).

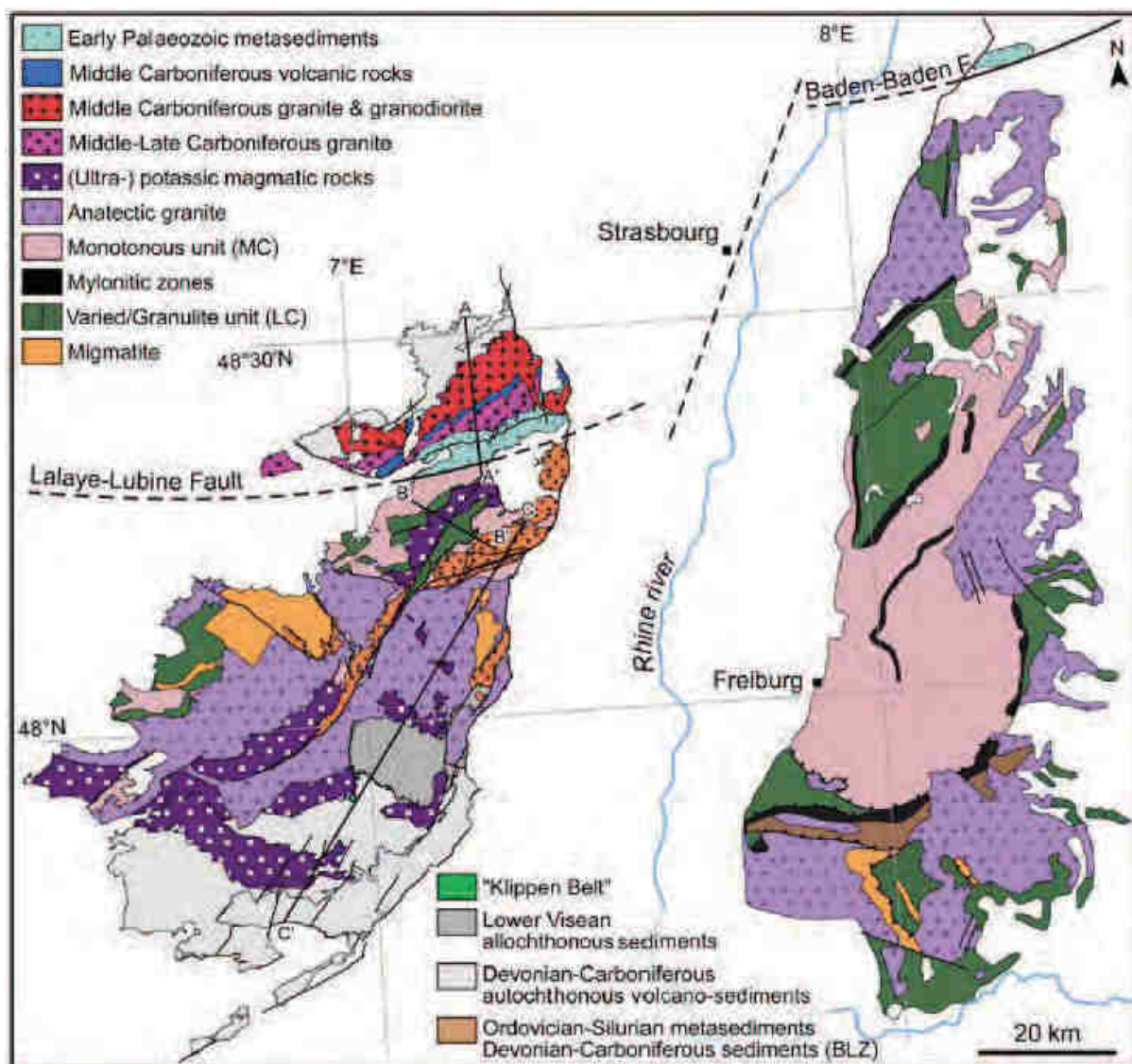


Figure B9. Carte géologique des Vosges et du massif des Vosges et du Schwarzwald (Lardeaux et al., 2014 et références incluses)

Au sud de la faille de Baden-Baden, le massif du Schwarzwald se divise en deux ensembles. Au Nord, le complexe gneissique du centre du Schwarzwald dans lequel on retrouve l'unité monotone (Figure B9) qui se compose de paragneiss migmatitiques à sillimanite contenant des reliques d'éclogites et de péridotites. Cette unité enregistre un métamorphisme de HP-MT daté à environ 340 Ma suivie d'un métamorphisme de BP-HT à environ 330 Ma (Kalt et al., 1994a, 1994b). On retrouve également l'unité variée (Figure B9) qui enregistre là aussi, dans la partie de l'unité granulitique une phase de HP-HT datée à environ 340 Ma suivie d'un métamorphisme de BP-BT à environ 330 Ma (Marschall et al., 2003). En revanche, les paragneiss situés dans l'unité variée n'enregistrent eux qu'un épisode de BP-HT (Kalt et al.,

1994a). Enfin, la partie la plus septentrionale du massif du Schwarzwald est principalement constituée de granites de type S mis en place au Viséen (330-325 Ma) (Von Drach, 1978).

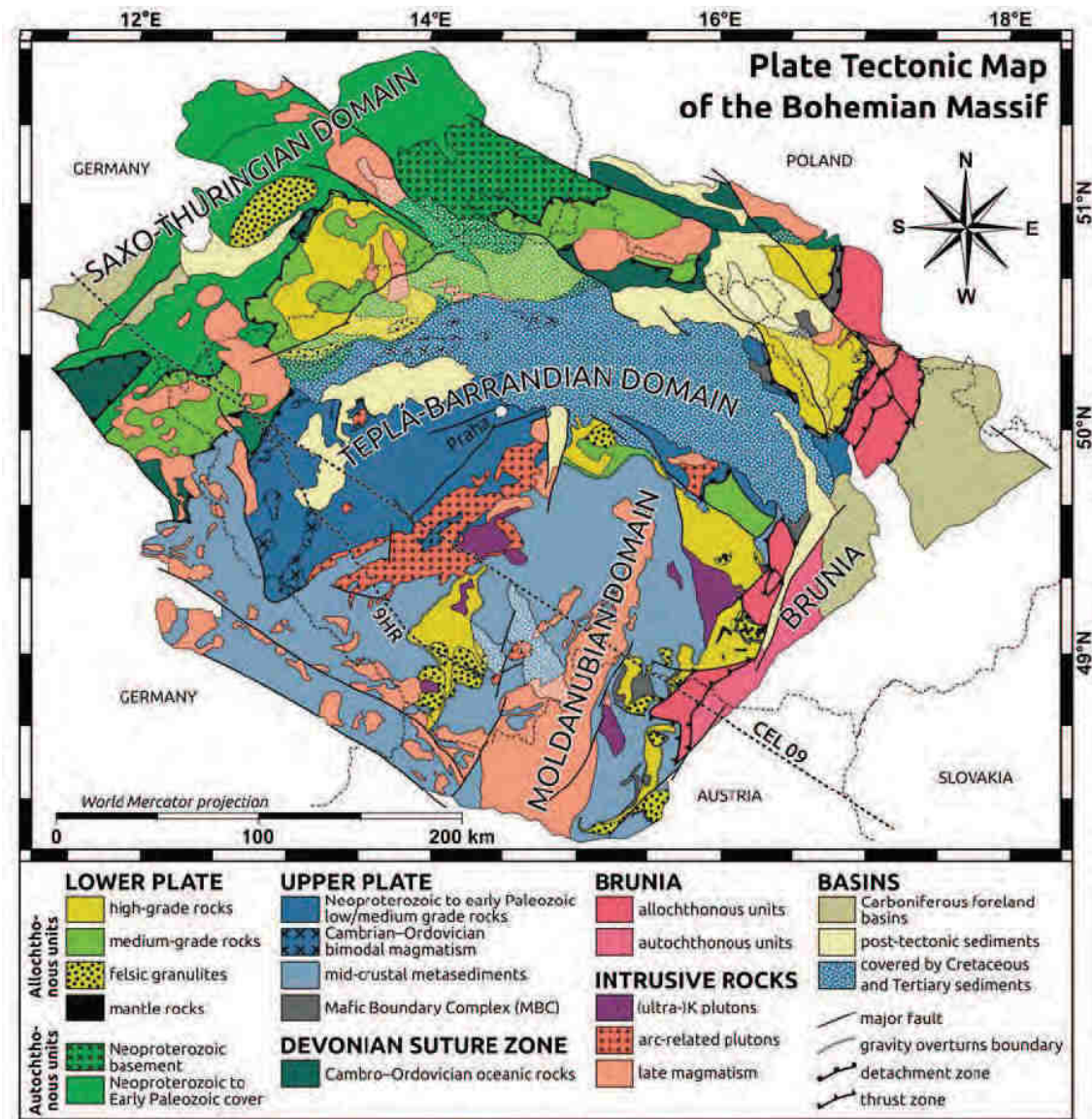


Figure B10. Carte tectonique du massif de la Bohême. D'après (Schulmann et al., 2014).

Bien que l'on y retrouve également le domaine Saxothuringien et Tepla-Barrandien, le massif de la Bohême représente le domaine le plus à l'Est de la zone Est Moldanubienne.

Comme dans le massif des Vosges et du Schwarzwald, on retrouve une unité métasédimentaire équivalente à l'unité monotone et variée (Figure B10). L'unité monotone est constituée majoritairement de paragneiss enregistrant un métamorphisme du faciès amphibolitique (MP-HT- 8-10kbar ; 600-700 °C) daté à environ 330 Ma. L'unité variée

enregistre des conditions de pression et de température similaires, et est constituée majoritairement de paragneiss, de marbres et de quartzites intercalés avec des niveaux de leptinites et d'amphibolites (Fuchs, 1986; Petrakakis, 1997; Racek et al., 2006; Štípská et al., 2006). On retrouve également l'unité granulitique qui est caractérisée par la présence de granulites felsiques de HP dont le métamorphisme de haute pression est daté vers 340-335Ma (Lardeaux et al., 2014 et références incluses).

Le massif de la Bohême dans son ensemble est interprété comme une orogénèse de type Andine impliquée dans une collision continentale mettant en jeux des processus de relamination crustale (Lardeaux et al., 2014; Schulmann et al., 2014).

B.3.La branche Sud-Est de la chaîne Varisque

La branche Sud-Est de la chaîne Varisque s'étend de la Bohême à la Sardaigne en passant par la Corse, le massif des Maures-Tannerons, et la Massif Cristallins Externes.

Le bloc Corso-Sarde

Situé à l'extrémité méridionale de la branche Sud-Est, le bloc Corso-Sarde présente une coupe complète de la branche Sud-Est Varisque.

Au nord-ouest de la Corse, dans l'Argentella, on retrouve une série Néoprotérozoïque constituée de micaschistes, de méta-grauwackes, de quartzites et d'amphibolites datés à 747 ± 100 Ma (Sm-Nd isochrone) (Rossi et al., 1995). Cette unité métamorphique est recouverte en discordance par une série paléozoïque non métamorphique (Faure et al., 2014b; Rossi et al., 2009, 1995 et références incluses). En Corse, la zone interne est constituée de roches de haut degré métamorphique, formées d'un complexe leptyno-amphibolitique contenant des boudins d'éclogites, d'orthogneisses et de métasédiments parfois anatectiques et dont les pics de métamorphisme ont été datés à environ 350-335 Ma (Faure et al., 2014a; Rossi et al., 2009). En Sardaigne, la zone interne enregistre clairement trois événements métamorphiques, un épisode éclogitique (ca. 400 Ma), un épisode granulitique (350-330 Ma) suivi d'un épisode d'anatexie (Rossi et al., 2009; Li et al., 2015 et références incluses). En Corse, les granites magnésio-

potassiques datés entre 345-335 Ma recourent la suture eo-varisque (Rossi et al., 2009) (Figure B11). Au sud de la Sardaigne, on retrouve une zone d'empilement de nappes caractérisées par l'empilement de différentes unités tectoniques Paléozoïques. Ces nappes enregistrent un métamorphisme allant du bas faciès schiste vert au faciès amphibolitique au Nord. Enfin, au sud, ces nappes chevauchent la marge Gondwaniennne (Figure B11). Au nord de la Sardaigne, le chevauchement des unités internes métamorphiques sur l'unité des nappes est masqué par une large zone de cisaillement dextre (Posadana-Asinara Line, PAL ; Figure B11, B12), zone de cisaillement que l'on corrèle avec la faille de Grimaud-Joyeuse dans le massif des Maures-Tanneron. L'ensemble de ces unités est recoupé tardivement par la mise en place de nombreuses intrusions granitiques entre 310-290 Ma (Figure B11) (Rossi et al., 2009).

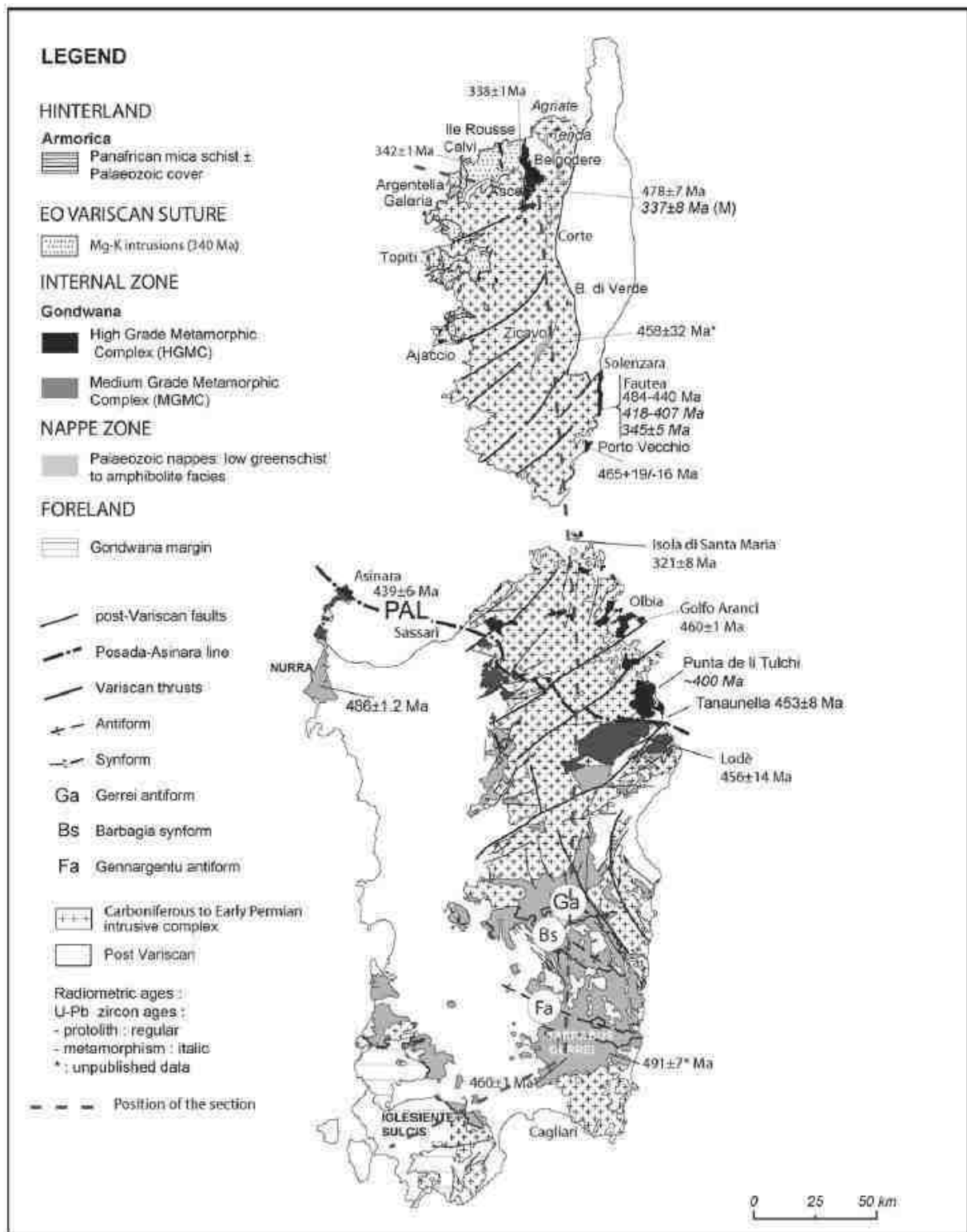


Figure B11. Carte schématique du bloc Corso-Sarde montrant les principales unités varisques. D'après (Rossi et al., 2009).

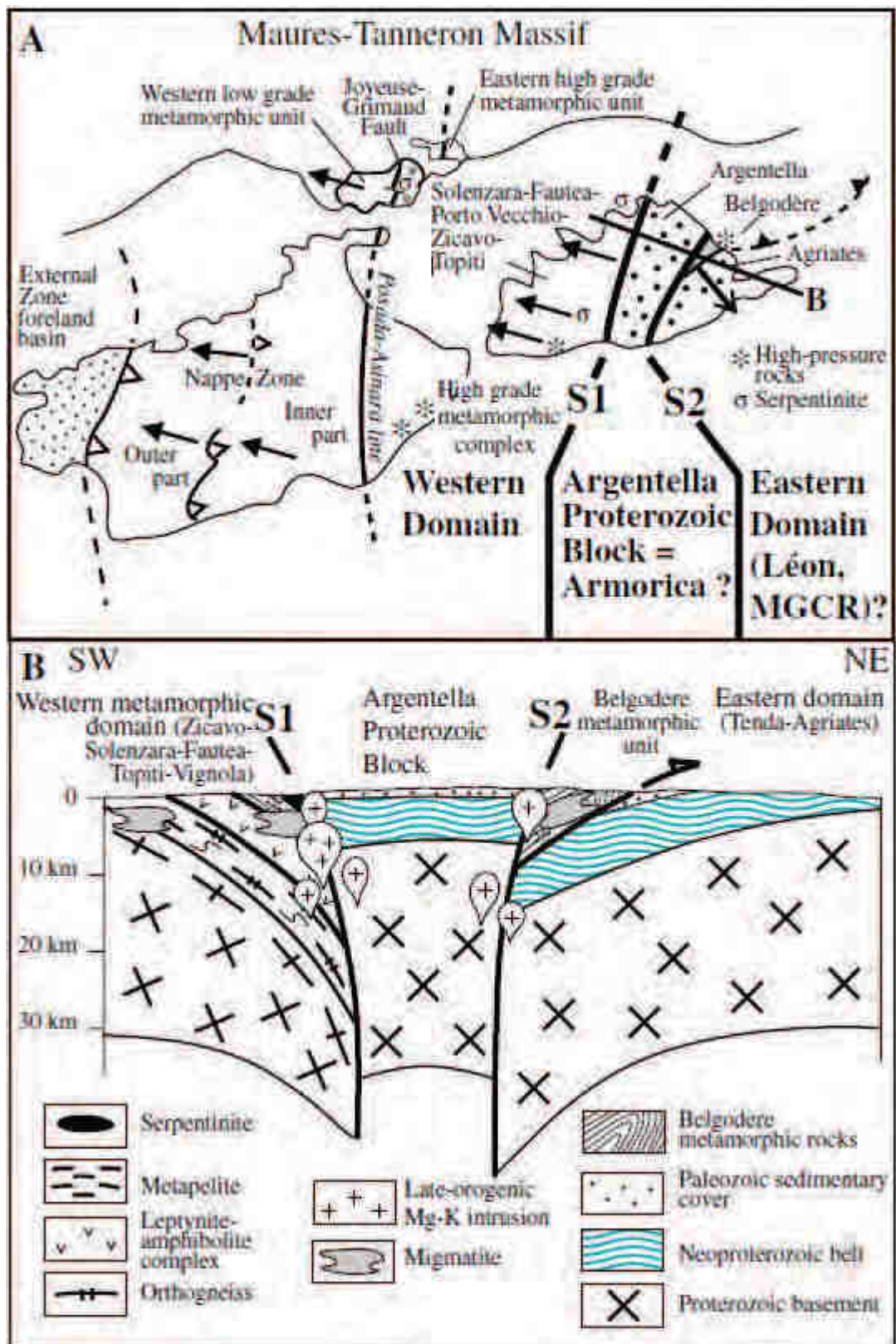


Figure B12. A : Carte structurale du bloc Corso-Sarde montrant la possible présence de subdivision du massif en différents blocs. B : Coupe schématique montrant les différents domaines. D'après (Faure et al., 2014b)

Plus récemment, une étude structurale des unités varisques Corse a permis de mettre en évidence au moins deux phases de déformation. Le domaine Nord de la Corse enregistre une déformation (D₁) indiquant un cisaillement vers le NE, contemporain d'un métamorphisme de MP-MT. En revanche, au Sud, l'événement D₁ est caractérisé par un sens de cisaillement vers le Sud-Ouest, daté à environ 360 Ma et responsable d'un métamorphisme de MP-MT synchrone de l'épaississement crustal. Le second événement de déformation D₂, est caractérisé par un sens de cisaillement vers le Sud-Est, synchrone d'un métamorphisme de BP-HT daté à environ 345-330 Ma (Faure et al., 2014b). Basé sur ces zonations dans les déformations entre le Sud et le Nord de la Corse, les auteurs proposent que le bloc Corso-Sarde soit constitué de trois blocs. Le bloc Est (Nord de la Corse) pouvant correspondre au domaine Saxothuringien, le bloc central (centre de la Corse) correspondant au bloc Armoricaïn (Socle Cadomien), et le bloc Ouest (Sud de la Corse et Sardaigne) qui par analogie pourrait être assimilé au bloc Moldanubien (Figure B12) (Faure et al., 2014b).

Le massif des Maures-Tanneron

Le massif des Maures-Tanneron est situé dans la partie Sud de la branche Sud-Est de la chaîne varisque, proche de la Méditerranée. Au premier ordre, le massif des Maures-Tanneron peut être divisé en trois ensembles (Bellot, 2005). A l'Ouest, dans le massif des Maures on retrouve le domaine Ouest, au centre du massif des Maures et dans la partie ouest du massif du Tanneron affleure le domaine central, et enfin à l'Est des deux massifs on retrouve le domaine Est (Figure B13) (Bellot, 2005; Schneider et al., 2014 et references incluses).

Le domaine Ouest est composé de métapélites, de quartzites, de différents calcaires plus ou moins schisteux, d'arkoses et d'une séquence tubiditique, le tout déposé au Silurien. On retrouve également des roches métamorphiques comme des quartzites, des métapélites et des gneiss incluant des niveaux de roches métavolcanitiques probablement mis en place durant le Cambrien. Enfin, du socle pré-Cambrien caractérisé par des orthogneiss, des quartzites et des micaschistes affleurent également dans la partie Ouest. L'ensemble des unités du domaine Ouest sont plissées et chevauchées vers l'Est, et enregistrent un métamorphisme de type

Barrovien augmentant vers l'Est jusqu'à l'apparition de la sillimanite (Bellot, 2005 et références incluses).

Séparée de la zone ouest par la faille de La Garde Freinet-Cavalaire (Figure B13), la zone centrale se caractérise par la présence de métagranites, métagabbros et métasyénites ainsi que par un ensemble de roches métasédimentaires (micaschistes, quartzites et calcschistes), et de roches métavolcaniques mises en place au Cambro-Ordovicien. L'ensemble des roches enregistrent un métamorphisme plus important que dans le domaine Ouest. Des reliques de péridotites de haute pression sont également reconnues ainsi qu'un granite syn-tectonique d'âge carbonifère entouré de migmatites (Review dans Bellot, 2005).

La partie centrale est séparée du domaine est par le cisaillement de Joyeuse-Grimaud qui est le prolongement du cisaillement de Posadana-Asinara du nord de la Sardaigne. D'un point de vue lithologique la zone Est se caractérise par la présence de méta-granites et de métagranodiorites d'âge néoproterozoïque ainsi que par un ensemble métavolcanique. Quelques serpentinites sont également reconnues ainsi que de nombreux granites carbonifères. L'ensemble des roches affleurant dans la partie Est enregistrent un métamorphisme important allant jusqu'à la fusion partielle. Cependant, un métamorphisme de BT-HP est enregistré dans les roches metabasiques. Des dépôts sédimentaires carbonifères affleurent également dans la partie centrale et Est (Bellot, 2005).

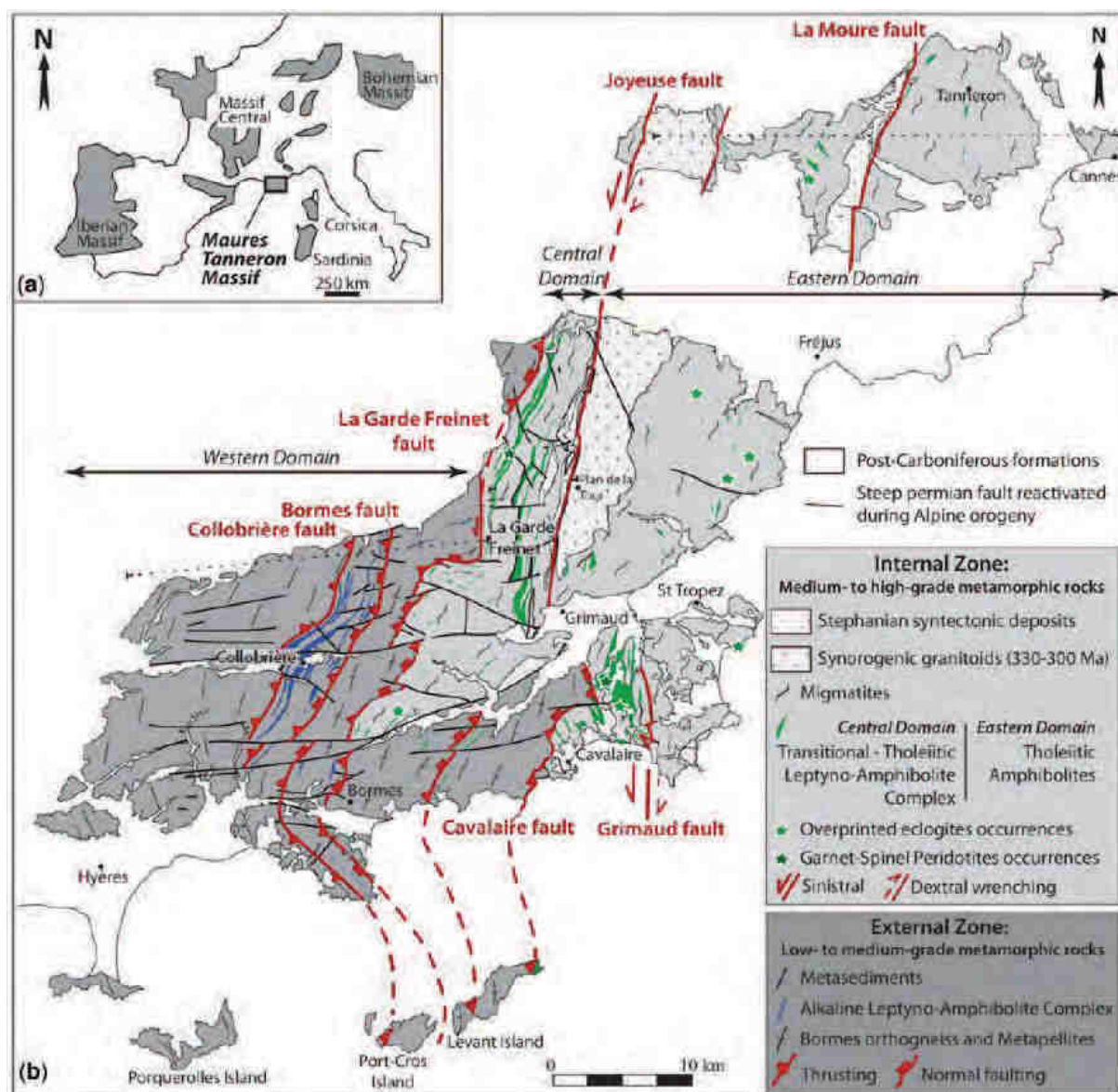


Figure B13. A. Carte schématique montrant la localisation du massif des Maures-Tanneron. B. Carte géologique simplifiée du massif des Maures-Tanneron. D'après (Schneider et al., 2014).

Des travaux récents (Oliot et al., 2015; Schneider et al., 2014) proposent que le massif des Maures-Tanneron enregistre une histoire tectonique polyphasée, caractérisée par une subduction siluro-dévonienne responsable du métamorphisme de HP-BT. Cette subduction est suivie au Carbonifère d'un empilement de nappes puis d'un rétrocharriage.

Cette phase d'empilement de nappes et de rétrocharriage commence vers 360Ma et est associée à un métamorphisme de type Barrovien. Alors que la déformation compressive orogénique

continue, le métamorphisme évolue en un métamorphisme de haute température qui s'étend du Viséen jusqu'à la fin du Carbonifère (330-300, Ma) associé à l'exhumation des roches partiellement fondues. Ce transfert de matière partiellement fondue est accommodé par un fluage latéral parallèle au raccourcissement (cisaillement transpressif).

Les massifs Cristallins Externes des Alpes

Dans les Alpes, bien que de nombreux fragments de la chaîne varisque soient dispersés au sein des différents domaines alpins (Figure B14), c'est dans le domaine Dauphinois (ou Helvétique ; (Figure 14A) que le socle pré-mésozoïque est le mieux préservé de la tectonique alpine.

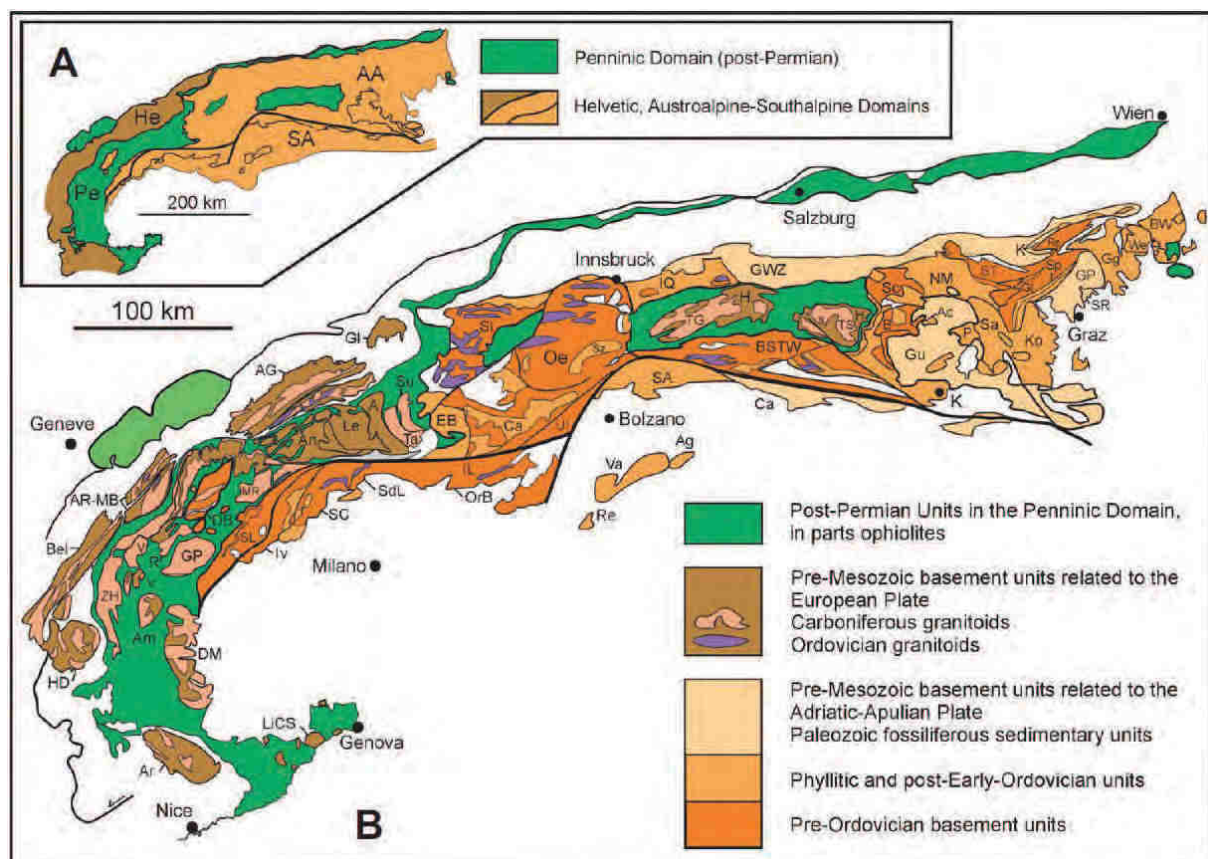


Figure B14. A. Carte simplifiée des différents domaines des Alpes. B. Carte géologique simplifiée des Alpes montrant la localisation des roches pré-mésozoïques préservées dans les Alpes. D'après (Von Raumer et al., 2013).

Situés à l'ouest du front Pennique, les Massifs Cristallins Externes des Alpes (MCEs), s'étalent de la Suisse à l'Italie en passant par la France. Du sud au nord, on distingue le massif de l'Argentera, les massifs de Belledonne-Grandes Rousses-Pelvoux, les massifs des Aiguilles Rouges- Mont Blanc, et enfin les massifs de l'Aar-Gothard (Figure B15).

En première approche, on peut diviser géographiquement les MCEs en trois sous-domaines. Le domaine Ouest, représenté par le massif de Belledonne, le domaine central, qui affleure dans le massif des Aiguilles Rouges ainsi que dans le massif de Belledonne et du Pelvoux, et enfin le domaine Est que l'on retrouve à l'affleurement dans l'ensemble des MCEs (Figure B15).

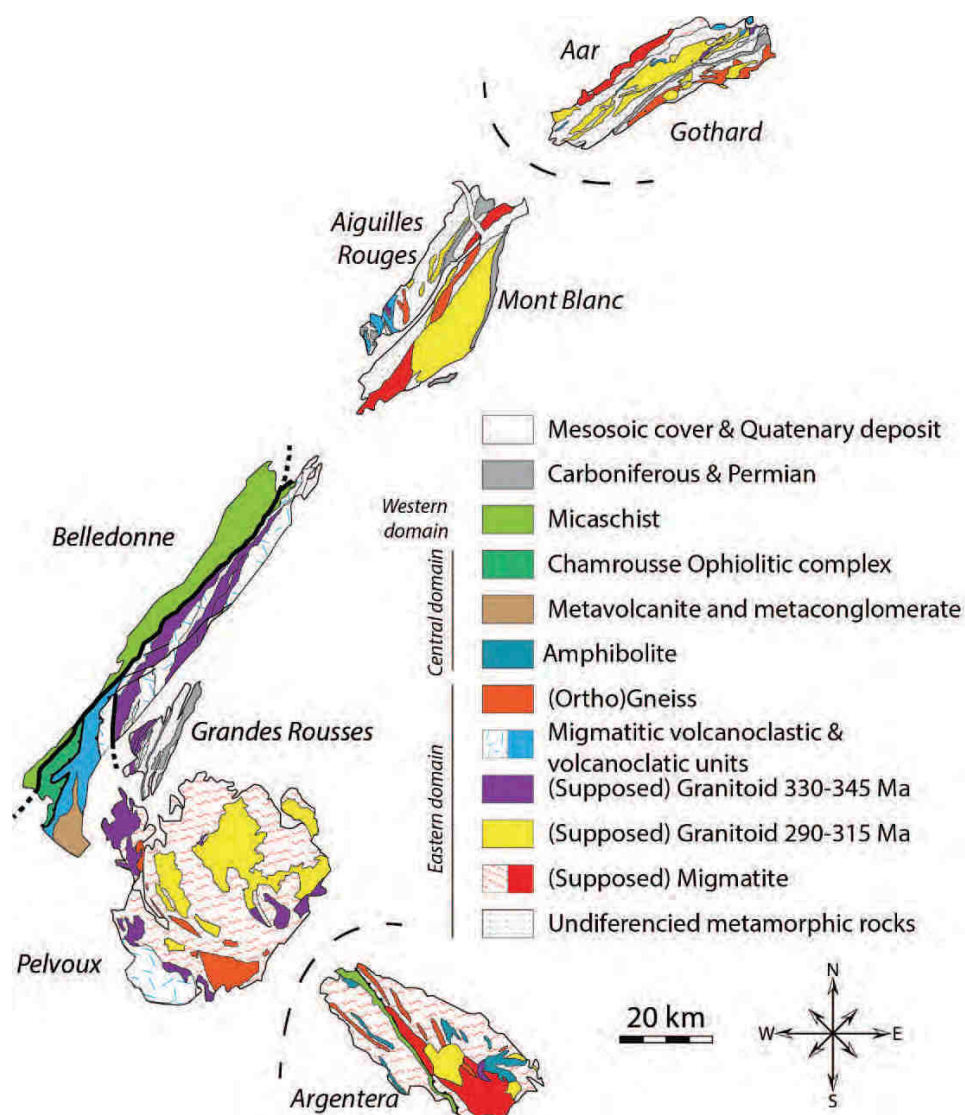


Figure B15. Carte géologique simplifiée des massifs cristallins externes (MCEs). Modifiée d'après (Debon and Lemmet, 1999; Fernandez et al., 2002)

Le massif de l'Argentera

Situé à la frontière Franco-Italienne, le massif de l'Argentera est le MCE le plus méridional. Appartenant au domaine Est des MCEs, le massif de l'Argentera peut être subdivisé en deux sous-unités (Compagnoni et al., 2010 et références incluses). Au nord-est, on retrouve l'unité de Gesso-Stura-Vésubie séparée par la zone de cisaillement de Ferriere-Molières de l'unité Tinée au Sud-Ouest (Figure B16).

Au Nord-Est, l'unité de Gesso-Stura-Vésubie est majoritairement composée de gneiss migmatitiques para- et ortho-dérivés et d'intrusions granitiques (Figure B16) (Review dans Compagnoni et al., 2010). L'âge de la migmatitisation est supposé postérieur à environ 323 ± 12 Ma (entre 332-295 Ma) (Rubatto et al., 2010), se produisant avant la mise en place du granite carbonifère (ca. 295 Ma) et après celle du complexe de Bousset-Valmasque (Figure B16) daté à 332 ± 3 Ma (Debon and Lemmet, 1999; Rubatto et al., 2001). Des roches enregistrant un métamorphisme de HP-HT (HP granulites, éclogites) sont également mentionnées. Le métamorphisme de haute pression (ca. 1.4GPa, 735°C) a été récemment daté à environ 340 Ma (Ferrando et al., 2008; Rubatto et al., 2010).

Au Sud-Ouest, l'unité de Tinée est composée principalement de migmatites para- et ortho-dérivées mais présentant une migmatitisation moins prononcée que dans l'unité nord-est. Des migmatites à amphibole sont également mentionnées dans la partie nord de l'unité de Tinée. Les contraintes géochronologiques sont ici moindres que dans l'autre unité, néanmoins un ensemble d'âge s'étalant d'environ 345 Ma à 283 Ma ont été obtenus dans différents gneiss laissant supposer une histoire polymétamorphique (Compagnoni et al., 2010 et références incluses).

C'est au nord du massif de l'Argentera que se situe notre zone d'étude, les massifs de Belledonne-Grandes Rousses-Pelvoux sur lesquels nous reviendrons en détails plus tard dans ce manuscrit. Plus au nord, près de la frontière Franco-Helvético-Italienne, on retrouve les massifs des Aiguilles Rouges-Mont blanc.

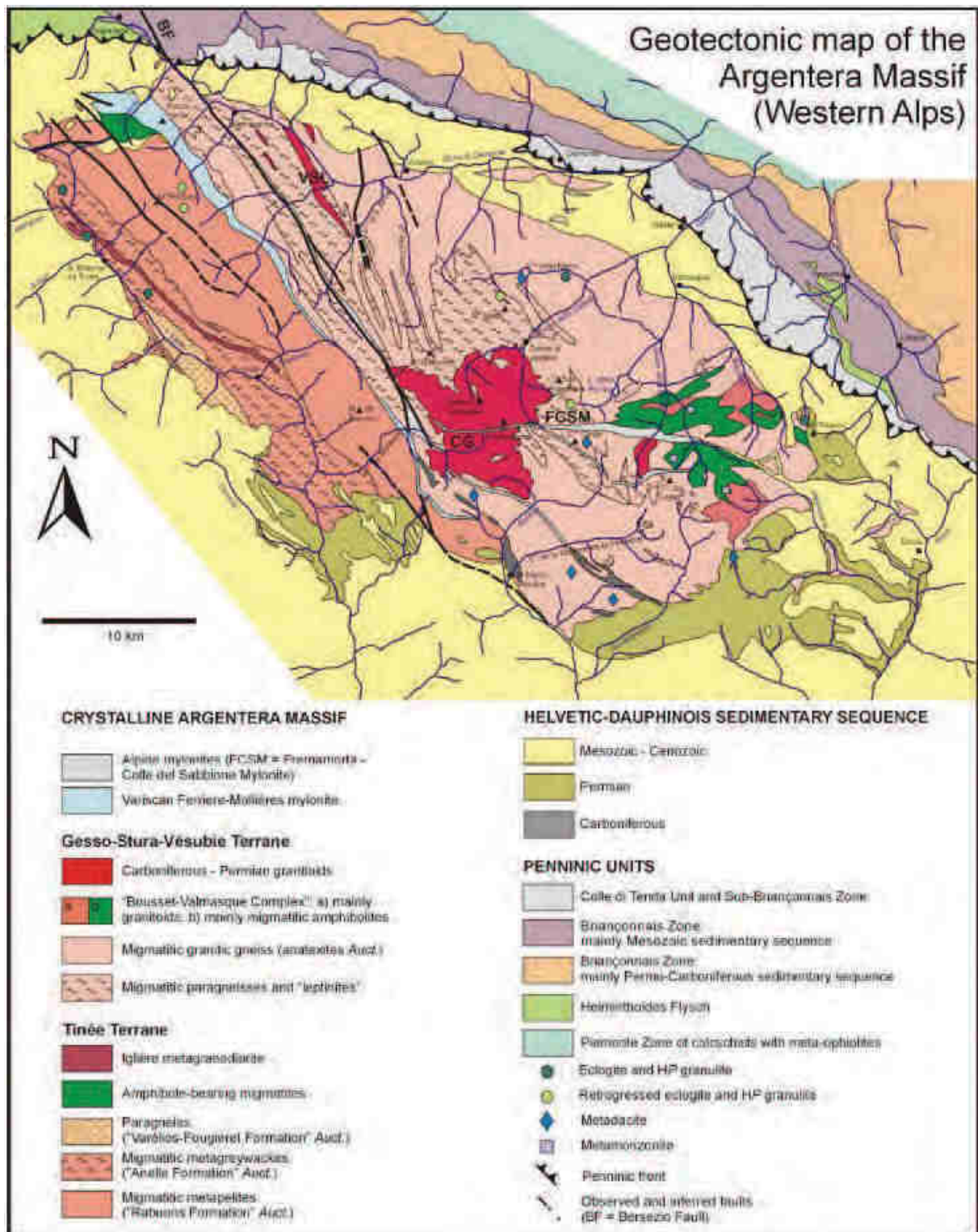


Figure B16. Carte géologique du massif de l'Argentera. D'après (Compagnoni et al., 2010).

Les Massifs des Aiguilles Rouges-Mont Blanc

Séparé par un ensemble de roches sédimentaires mésozoïques très déformées, on peut distinguer à l'Est le massif du Mont-Blanc, appartenant au domaine est des MCEs. A l'ouest, le massif des Aiguilles-Rouges qui peut être subdivisé en deux sous-ensembles, la partie sud-ouest appartenant au domaine central des MCEs, et la partie nord-est, appartenant, elle, au domaine Est des MCEs.

Le massif du Mont-Blanc aurait enregistré au moins trois cycles orogéniques : précambrien, ordovicien, et varisque (Von Raumer et al., 1999) et peut être séparé en deux domaines par la faille de l'Angle (AF, Figure B17). A l'est de celle-ci, on retrouve un large massif de granite daté à environ 300 Ma (Debon and Lemmet, 1999 et références incluses) bordé à l'est par un ensemble de rhyolites daté à environ 307 Ma et à l'ouest par un ensemble de migmatites. A l'ouest de la faille de l'Angle, on retrouve essentiellement des granitoïdes datés entre 317 Ma et 307 Ma (Figure B17) (Compagnoni et al., 2010; Debon and Lemmet, 1999 et références incluses).

A l'Est, le massif des Aiguilles Rouges présente, lui, une structuration plus complexe et peut être subdivisé en cinq sous-ensembles. Au nord, des roches sédimentaires datées du Carbonifère supérieur au Permien inférieur forment la bordure est du massif. A l'ouest, on trouve le granite de Vallorcine (Figure B17) daté à environ 306 Ma (Bussy et al., 2000). La bordure ouest du granite est caractérisée par une zone de gneiss mylonitiques séparant le granite de Vallorcine de la partie centrale du massif, constituée de roches métamorphiques (micaschistes, gneiss migmatitiques) dont le pic thermique est daté entre 327-320 Ma (Bussy et al., 2000). Enfin, au sud-ouest du massif des Aiguilles-Rouges, on retrouve une pile tectonique complexe appartenant au domaine central des MCEs. Cette pile tectonique est principalement constituée d'un ensemble volcano-sédimentaire métamorphique et de granites syn-cinématiques (~330 Ma) recouverts en discordance par une unité volcano-sédimentaire peu métamorphique d'âge Viséen (Détails dans Dobmeier, 1998). La partie sud-ouest du massif des Aiguilles-Rouges enregistre deux phases de déformations principales. La première correspond à un empilement de nappes vers l'est, responsable du développement d'un métamorphisme de HT-MP, quant à la seconde elle correspond à un épisode de transpression se terminant au Viséen (Dobmeier, 1998; Von Raumer et al., 1999).

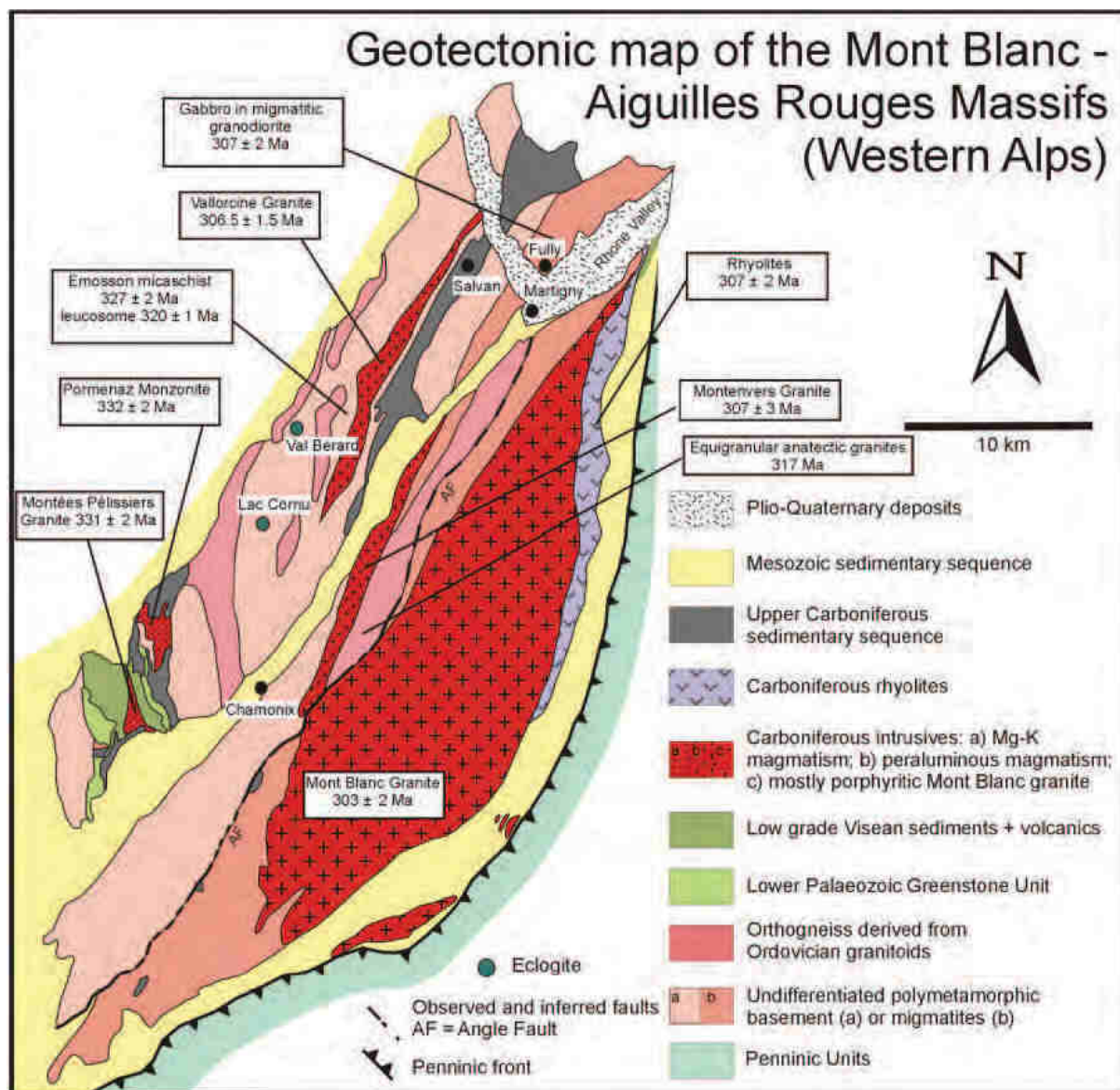


Figure B17. Carte géologique simplifiée du Massif des Aiguilles Rouges- Mont Blanc. D'après (Compagnoni et al., 2010).

Le massif de l'Aar-Gothard

Situé en Suisse et appartenant au domaine Est des MCEs, le massif de l'Aar-Gothard est le MCE le plus septentrional des MCEs. Le massif de l'Aar est séparé du massif du Gothard au sud, par un ensemble de roches permo-carbonifères et mésozoïques. Du nord au sud, plusieurs unités séparées par des zones mylonitiques peuvent être distinguées dans le massif de l'Aar (Figure B18) (Von Raumer et al., 1993 et références incluses). L'unité au nord est principalement constituée d'une série métasédimentaire migmatitique, dont la fusion partielle

se produirait à environ 300 Ma (Olsen et al., 2000), recoupée par de larges intrusions granitiques datées entre 334 Ma et 296 Ma (Détails dans Debon and Lemmet, 1999). Les unités les plus au sud sont, elles, principalement constituées de gneiss et de micaschistes parfois légèrement fondus. L'ensemble du massif de l'Aar présente des dépôts volcanoclastiques discordants d'âge probablement Viséen. Plus au sud, le massif du Gothard est, quant à lui, largement constitué de gneiss contenant quelques reliques de roches basiques à ultrabasiques et d'un ensemble de granitoïdes essentiellement mis en place durant le Stéphanien (Figure B18). Les unités gneissiques présentent parfois une texture migmatitique datée d'avant 315 Ma (Von Raumer et al., 1993 et références incluse).

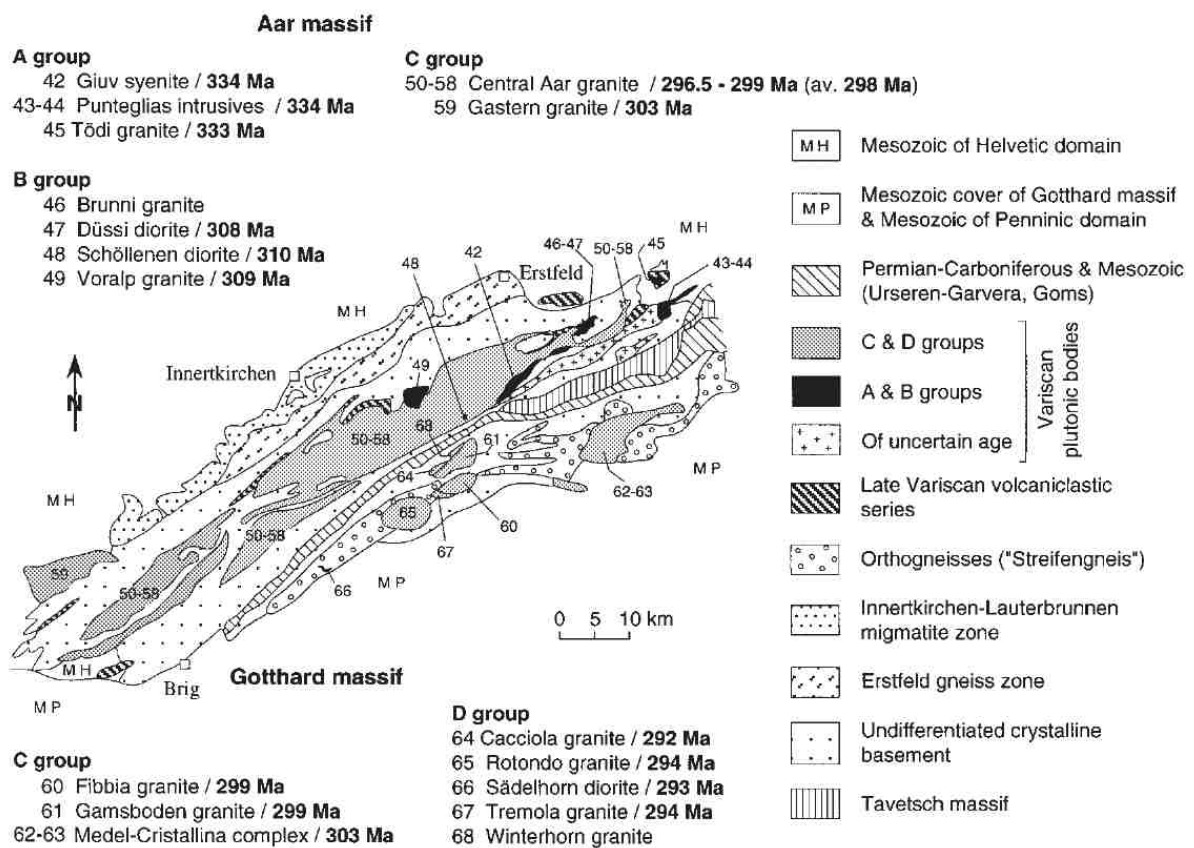


Figure B18. Carte géologique simplifiée des massifs de l'Aar-Gothard. D'après (Debon and Lemmet, 1999).

Enfin, situé en France, les massifs de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux font la liaison entre le massif des Aiguilles Rouges-Mont Blanc au nord et le massif de l'Argentera au sud (Figure 15).

B.4. Les massifs de Belledonne-Grandes Rousses-Pelvoux.

C'est dans les massifs de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux que l'on retrouve l'ensemble des domaines caractérisant les MCEs. D'ouest en Est on traverse donc le massif de Belledonne, celui des Grandes Rousses, et enfin le massif du Pelvoux (Figure B19).

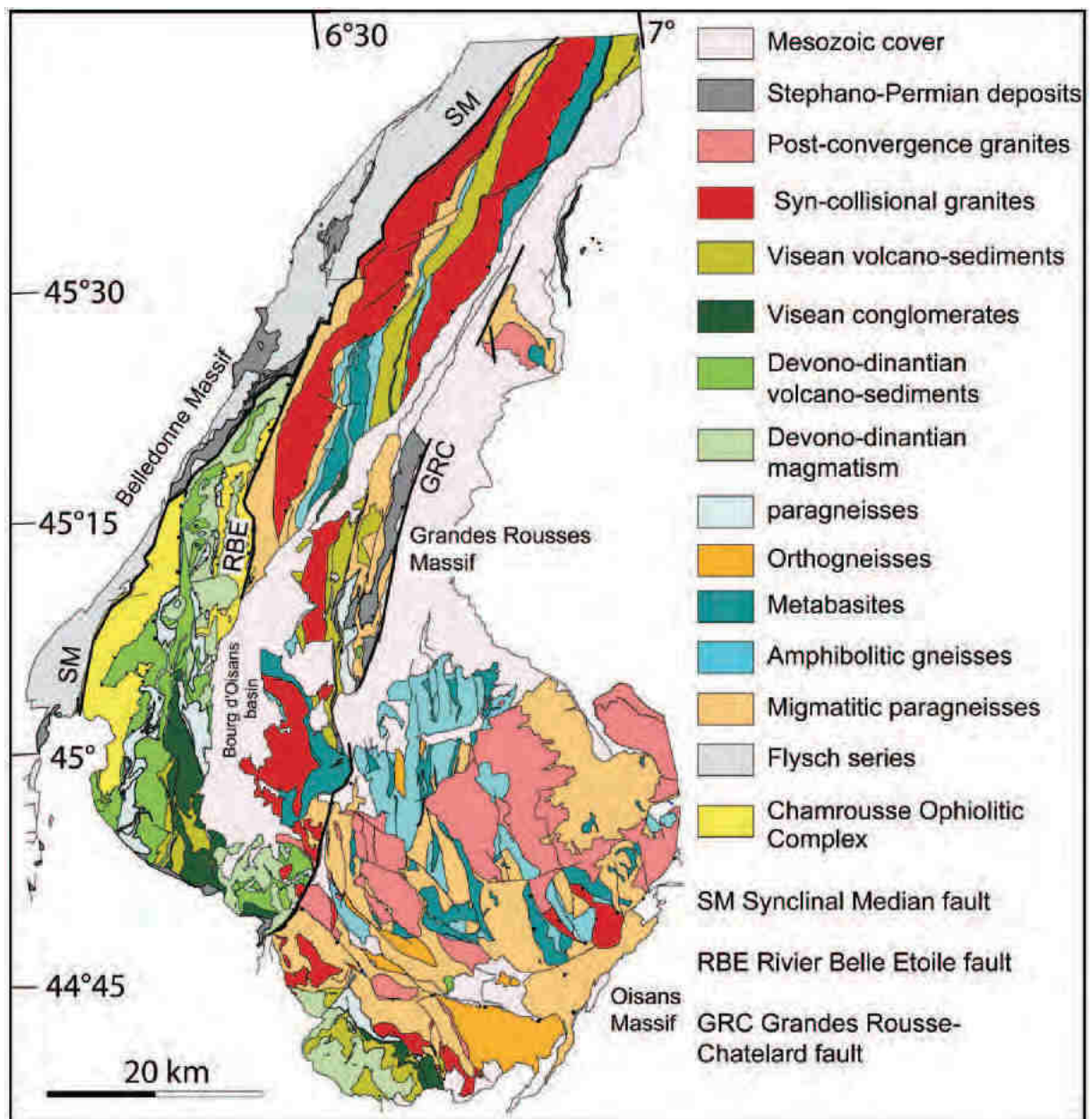


Figure B19. Carte géologique des massifs de Belledonne, des Grandes Rousses, et du Pelvoux . D'après (Guillot et al., 2009).

Le massif de Belledonne

Le massif de Belledonne est le seul MCE à présenter l'ensemble des trois domaines caractéristiques des MCEs.

Le domaine ouest

Le domaine ouest des MCEs est caractérisé par une unité de flyshs appelée la « Série Satinée » (e.g. Bordet and Bordet, 1963) (Figure B19). Elle est essentiellement constituée de micaschistes faiblement métamorphiques enregistrant une histoire tectonique polyphasée. Cette unité de flysch s'étend sur une très large bande vers le nord et est séparée du domaine Central au Sud et du domaine Est au Nord par une faille décrochante appelée le « synclinal médian », et au sein de laquelle on retrouve quelques lambeaux de dépôts stephano-permiens (Figure B19) (Barfety et al., 1972).

Le domaine Central

C'est au sud-ouest du massif de Belledonne qu'affleure le domaine Central des MCEs. Dans le massif de Belledonne, ce domaine est caractérisé par quatre unités majeures.

Immédiatement à l'Est de du synclinal médian, affleure le complexe ophiolitique de Chamrousse (Figure B19, B20). Cette unité consiste en une succession de roches basiques et ultrabasiques correspondant à des ophiolites présentant à leur base des roches volcaniques et sédimentaires, surmontées par un ensemble de gabbros, d'amphibolites et de serpentinites (e.g. Bodinier et al., 1981). Chaque ensemble est séparé du précédent par une zone de cisaillement ductile permettant d'interpréter cette inversion comme résultante d'un empilement de nappes (Barfety et al., 1988, 1972; Carme, 1965a). L'âge de ce complexe ophiolitique est bien connu, puisqu'un âge Sm/Nd isochrone à 497 ± 24 Ma a été obtenu sur les protolithes basiques (Pin and Carme, 1987) puis affiné à 496 ± 6 Ma par analyse U/Pb sur des zircons provenant des plagiogranites du complexe de Chamrousse (Ménot, 1988a, 1988b). En revanche, l'origine exacte de cette séquence ophiolitique demeure encore incertaine, cependant certains auteurs proposent que le complexe de Chamrousse se mette en place en domaine d'arrière arc durant le Cambrien supérieur, mais l'arc correspondant n'est pas connu (von Raumer and Stampfli, 2008). Un métamorphisme de basse pression haute température (0.3-0.4 GPa, 500-600 °C), associé aux textures magmatiques caractéristiques des déformations d'axe de ride, est préservé dans cette unité et est interprété comme synchrone de l'épisode de rifting responsable de la formation de cette croûte océanique (Guillot et al., 1992). Le complexe de Chamrousse est bordé à l'est par la faille de « Le Pra- Livet » (Figure B20). Plus à l'Est, notamment sur les

sommets de Belledonne, le complexe de Chamrousse est également identifiable, cependant la limite sud de ce domaine reste incertaine (Barfety et al., 2000).

A l'Est, chevauchée par le complexe de Chamrousse, affleure l'unité de Rioupéroux-Livet (Figure B20). Cette unité est caractérisée par la présence de roches métasédimentaires (micachistes, quartzites) et de roches caractéristiques d'un magmatisme bimodal. La partie magmatique est composée de niveaux amphibolitiques intercalés entre des niveaux de trondjhemites. Ce domaine magmatique, qui affleure essentiellement à l'ouest juste sous le complexe de Chamrousse, est daté par les méthodes K/Ar sur amphiboles à 367-362 Ma et par méthode U/Pb sur zircons à 367 ± 17 Ma et 352 ± 55 Ma (Ménot, 1988a, 1987, 1986; Ménot et al., 1985). Vers l'est, cette unité magmatique est de moins en moins marquée pour devenir un ensemble volcano-sédimentaire composé de rares niveaux de plagiogranite, de micaschiste à staurotide et grenat, de niveaux de métavolcanites acides et de quelques rares niveaux de cipolins (Barfety et al., 1972; Ménot, 1988a). L'origine de l'unité de Rioupéroux-Livet reste relativement incomprise, certains auteurs proposent qu'elle se soit mise en place en contexte de marge continentale active (Carme and Pin, 1987) tandis que d'autres auteurs proposent qu'elle se soit mise en place en contexte d'extension continentale (ou de rifting) avec un changement progressif dans le magmatisme depuis une source mantellique jusqu'à une source crustale (Ménot, 1988a, 1987). Un métamorphisme amphibolitique est enregistré dans les micaschistes à biotite-grenat-staurotide (0.8 ± 0.2 GPa, $590 \pm 60^\circ\text{C}$). Il est suivi d'un épisode de décompression isotherme (0.7 ± 0.2 GPa, $590 \pm 60^\circ\text{C}$). Un métamorphisme dans le faciès des schistes verts se produisant à la fin du Carbonifère, est également mentionné (Fernandez et al., 2002; Guillot and Ménot, 1999). Il est également important de noter qu'un métamorphisme de moyenne pression - basse température est enregistré dans l'unité de Rioupéroux-Livet (Guillot and Ménot, 1999).

Plus à l'Est, l'unité d'Allemont se caractérise par la présence de gneiss anatectiques qui affleurent sous l'unité de Rioupéroux-Livet (Figure B19) (Guillot and Ménot, 1999).

Enfin, la dernière unité, celle du Taillefer (Figure B20), est composée de roches sédimentaires et volcaniques peu métamorphiques. Plusieurs types de roches peuvent être identifiés, notamment des kéraatophyres et tufs sodiques, des silltites et pélites riches en matière organique, des conglomérats et des niveaux de grès dans lesquelles des restes de plantes datés du Viséen supérieur ont été découverts (Gibergy, 1968). Cependant, l'auteur précise que cet âge est à envisager avec prudence. Cette unité, est classiquement supposé être déposée en discordance sur l'unité de Rioupéroux-Livet (Carme, 1965a, 1965b).

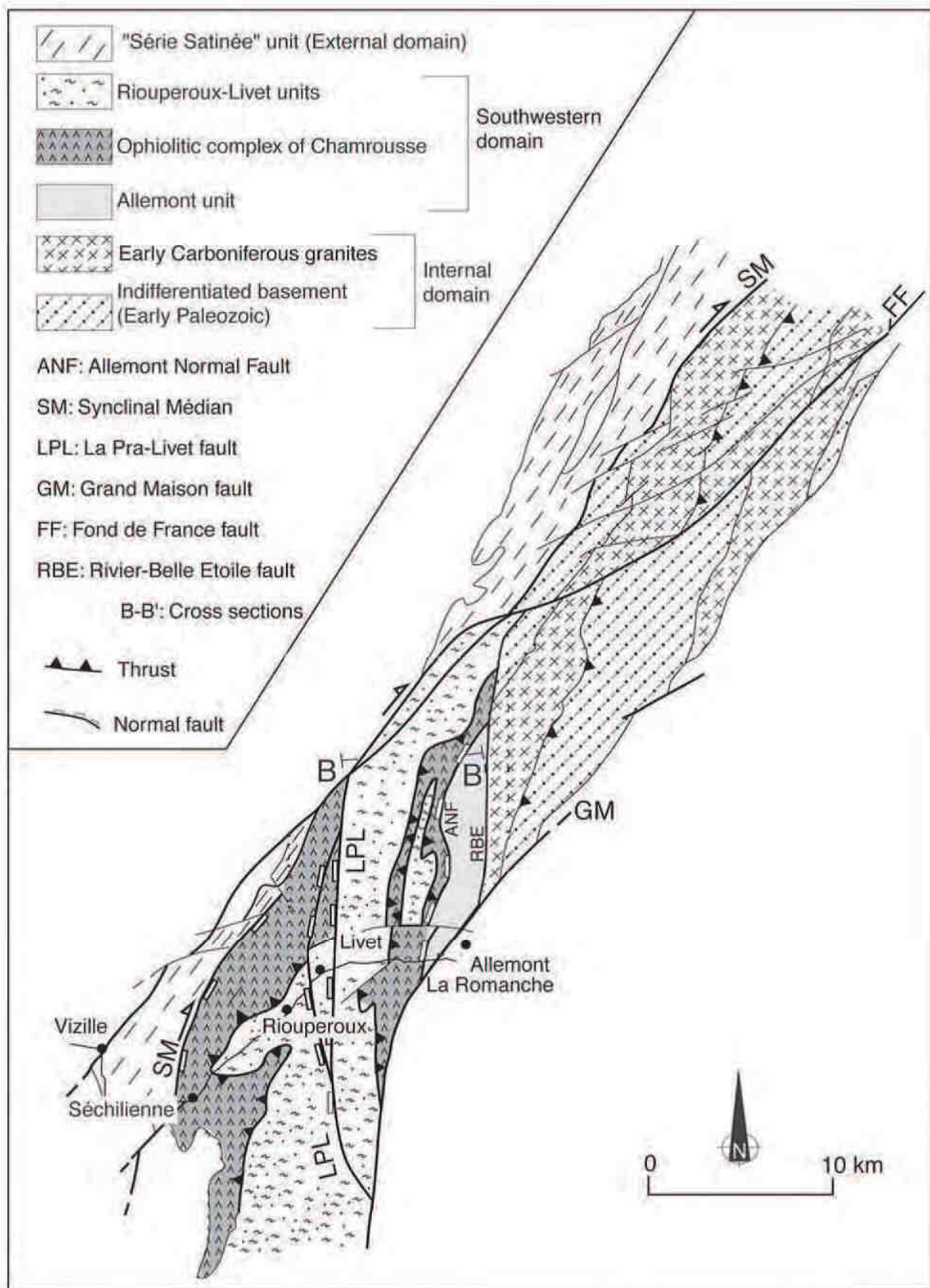


Figure B20. Carte géologique schématique du domaine sud-ouest du massif de Belledonne. D'après (Fernandez et al., 2002).

L'histoire tectonique du domaine sud-ouest du massif de Belledonne, telle qu'elle est proposée actuellement, peut être résumée de la manière suivante : (1) une première phase de mise en place en nappes (D1, figure B21) vers le nord-ouest et se produisant au Dévonien inférieur ; suivie (2) d'un rétrocharriage de l'unité de Chamrousse vers l'est sur l'unité de Rioupéroux-Livet au Viséen, elle, responsable du métamorphisme de MP-HT (D2) ; et finalement, (3) d'une extension tardi-carbonifère permettant la mise en place de l'unité migmatitique d'Allemont (D3) (Fernandez et al., 2002).

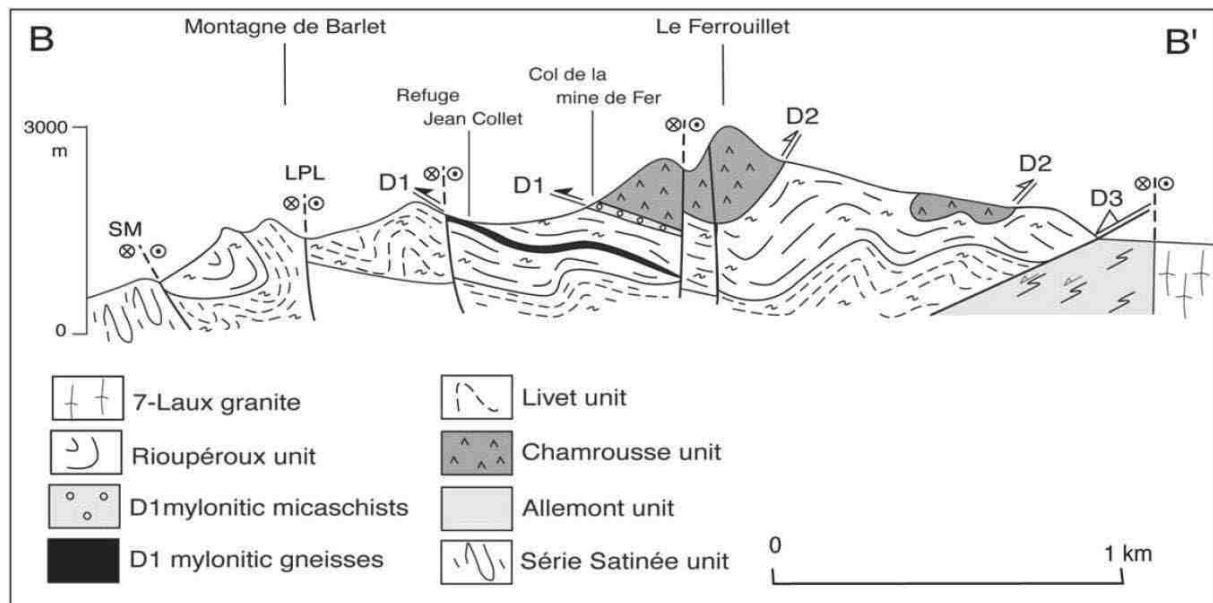


Figure B21. Coupe simplifiée de la partie Sud-Ouest du massif de Belledonne. Affleurant plus au Sud, l'unité du Taillefer n'est pas représentée. D'après (Fernandez et al., 2002)

Le domaine Est

Séparée de la zone sud-ouest du massif de Belledonne par la faille du Rivier- Belle Etoile au sud et de la série satinée par le Synclinal Médian au nord (Figure B19, B20), la zone nord-est du massif de Belledonne appartenant au domaine Est des MCEs et expose essentiellement quatre unités lithologiques.

La première se distingue dans la zone Nord-Est de Belledonne, par une unité de paragneiss migmatitiques affleurant immédiatement à l'Est de la zone de cisaillement du Rivier Belle Etoile contenant quelques boudins d'orthogneiss datés à 489 ± 22 Ma (Barfety et al., 2000) (Figure B19). Bien qu'affleurant également plus à l'Est, cette unité de gneiss migmatitiques

devient moins abondante. Affleure alors un ensemble de gneiss amphiboliques migmatitiques (Figure B19) contenant des reliques d'éclogites rétro-morphosées dont le protolithe est daté à environ 473 ± 17 Ma, l'âge de l'éclogitisation étant daté à 390 ± 8 Ma (Paquette et al., 1989; Vivier et al., 1987). Ces deux unités migmatitiques sont intrudées par un ensemble de granites syn-collisionnels. D'Ouest en Est, trois différents massifs granitiques sont distingués (Figure B22). Le granite des Sept-Laux est principalement constitué de deux faciès, un faciès externe principalement porphyrique à biotite et contenant de nombreuses enclaves basiques (septa d'encaissant et vaugnérîte). Le deuxième faciès, dit interne, est également un faciès à biotite mais jamais porphyrique. Le faciès interne des Sept-Laux a été daté par la méthode U/Pb sur zircon à 335 ± 13 Ma (Debon et al., 1998) et à 332 ± 13 Ma (Debon et al., 1994). Plus à l'est, daté à 347 ± 13 Ma (Debon et al., 1998), le granite de Saint-Colomban (Figure B22) est un granite porphyrique à grains moyens à biotites et contenant également des enclaves basiques (Vivier et al., 1987). Enfin, le granite le plus à l'est est le granite de la Lauzière. C'est un granite à biotite, à moyen et gros grains à biotites, et parfois à amphiboles et biotites, qui est daté à 341 ± 13 Ma sur zircon (Debon et al., 1998). La dernière lithologie, qui est présente dans la partie nord-est du massif de Belledonne, est une série de métasédiments d'âge supposé viséen et carbonifère déposée en discordance sur les lithologies sous-jacentes qui serait équivalente à la série du Taillefer.

C'est au sud de la partie nord-est du massif de Belledonne qu'affleure le massif des Grandes-Rousses.

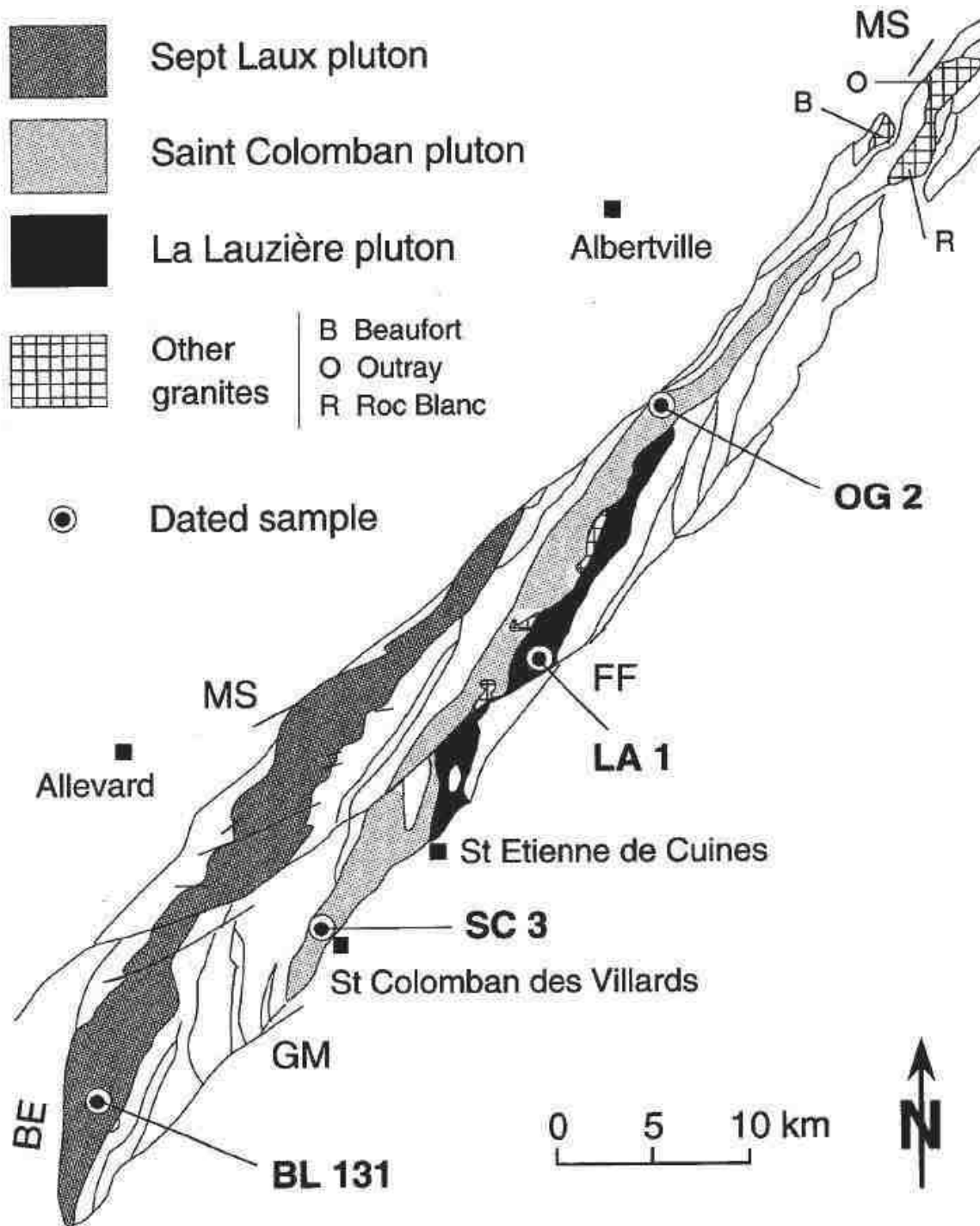


Figure B22. Carte géologique simplifiée du domaine nord-est du massif de Belledonne montrant la localisation des granites. D'après (Debon et al., 1998).

Le massif des Grandes-Rousses

Appartenant au domaine Est des MCEs, le massif des Grandes Rousses expose à l’affleurement quatre unités lithologiques principales (Figure B19, B23). La première est une unité de paragneiss migmatitiques parfois légèrement amphibolitiques (Bogdanoff et al., 1991). La seconde unité est composée essentiellement de granites. On peut distinguer deux principaux granites, le granite de l’Alpetta et le granite de Roches Noire-La Fare (Figure B23). Le granite d’Alpetta est un granite à grain moyen, porphyroïde à biotites, essentiellement marqué par une intense foliation. Le granite de Roche Noire-La Fare, qui recoupe le granite d’Alpetta, consiste en un granite à biotites, à grains moyens, parfois porphyrique (Debon and Lemmet, 1999 et références incluses). Ces deux granites sont supposés se mettre en place à environ 340 Ma, par comparaison avec les granites que l’on retrouve dans secteur nord-est de Belledonne (Bogdanoff et al., 1991). Ils exposent sur leur partie est un ensemble de roches volcanosédimentaires d’âge probablement Viséen équivalent à ceux que l’on retrouve dans l’unité du Taillefer et dans la partie Nord-Est du massif de Belledonne (Debon and Lemmet, 1999). Enfin, la partie la plus à l’Est du massif des Grandes Rousses est composé d’un lambeau de dépôts sédimentaires d’âge stéphano-permiens (Figure B19, B23).

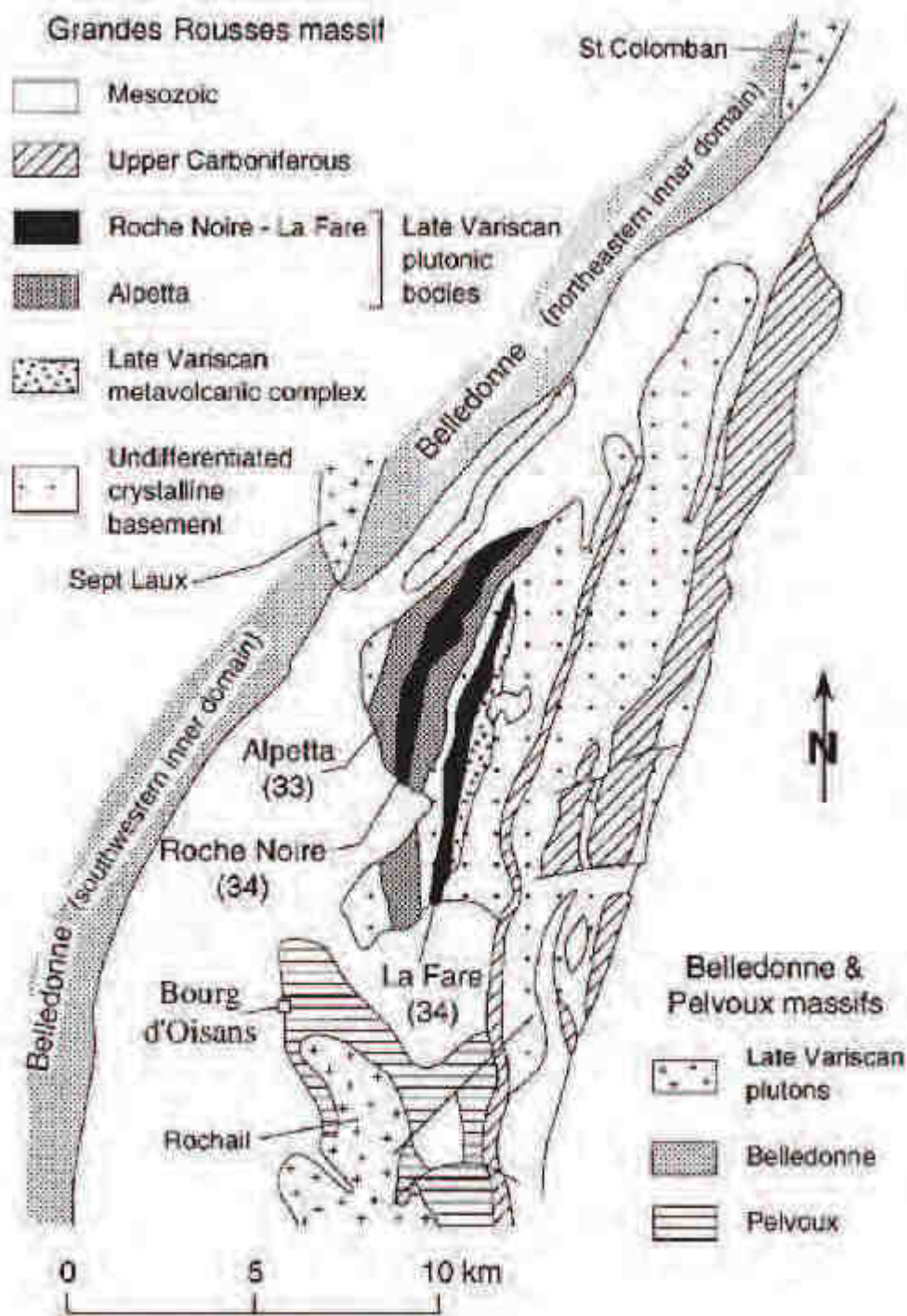


Figure B23. Carte géologique schématique du massif des Grandes-Rousses. D'après (Debon and Lemmet, 1999).

Directement au Sud du massif des Grandes-Rousses, affleure le massif du Pelvoux.

Le massif du Pelvoux

Le massif du Pelvoux est communément séparé en deux grands ensembles : le domaine externe ou cortical, et le domaine interne (Figure B24) (Fort et al., 1969). Le domaine externe, appartenant au domaine Central des MCEs, affleure principalement à l'ouest du massif du Pelvoux. Il se caractérise par la présence de roches volcanosédimentaires se caractérisant par une alternance de niveaux amphibolitiques et de niveaux de micaschistes à grenat, quelques migmatites sont également mentionnées. Cette unité est considérée comme équivalente à l'unité de Rioupéroux-Livet affleurant dans le domaine sud-ouest du massif de Belledonne (Barfety et al., 1988). Affleurant essentiellement dans la partie sud du domaine externe, un ensemble de conglomérats très déformés ainsi que des schistes riches en matière organique affleurent sur l'unité volcanosédimentaire. Cet ensemble de roches détritiques faiblement métamorphiques est assimilé à l'unité du Taillefer (Barfety et al., 1988; Le Fort, 1973). Plus au nord, près de Bourg d'Oisans (figure B23), l'ensemble détritique n'est pas présent. On retrouve alors l'unité volcanosédimentaire caractérisée, là encore, par la présence de micaschistes à grenat et de niveaux amphibolitiques, présentant localement des traces de fusion partielle. C'est également dans ce secteur qu'affleure le granite du Rochail, daté par méthode U/Pb sur zircon à 343 ± 11 Ma (Guerrot, 1998) et par méthode Rb-Sr sur roche totale à 331 ± 32 Ma (Demeulemeester, 1982). Il est caractérisé par un faciès de bordure porphyroïde à gros grains et un faciès central à grains moyens (Debon and Lemmet, 1999).

Le domaine Interne du massif du Pelvoux, correspondant au domaine est des MCEs, (Figure B24) expose principalement des roches partiellement fondues telles que des gneiss migmatitiques, des amphibolites migmatitiques ainsi que de nombreux granitoïdes (Figure B19). Des écloïtes rétro-morphosées, ainsi que des granulites incluses dans les migmatites, affleurent également (amphibolites du Peyre-Arguet), ainsi qu'un large corps orthogneissique (gneiss du Crupillouse).

Les migmatites gneissiques et amphiboliques forment la majeure partie du Massif du Pelvoux. Peu d'études de pétrologie quantitative sont disponibles, néanmoins, il est admis que ces migmatites enregistrent au moins deux épisodes de migmatitisation (Le Fort, 1973; Pecher,

1970). Généralement minéralogiquement pauvres (quartz, feldspaths, biotites, ± amphiboles ± grenats), des migmatites à cordiérite sont localement indentifiables (Barfety et al., 1982). Dans le secteur du Peyre-Arguet (Figure B24) l'étude des roches basiques incluses dans les migmatites a permis de mettre en évidence l'évolution pression-température suivante : un stade amphibolitique supérieur (0.7 ± 0.1 GPa ; $650 \pm 50^\circ\text{C}$), suivi d'un stade de granulite de basse pression (0.5 ± 0.1 GPa ; $800 \pm 50^\circ\text{C}$), puis d'un stade d'amphibolite de haute température (0.3 ± 0.1 GPa ; $700 \pm 50^\circ\text{C}$), et finalement un faciès schistes verts (Grandjean et al., 1996) . Ces données pression-température représentent les seules données quantitatives disponibles dans le secteur du Pelvoux. Le domaine interne du Pelvoux est aussi largement constitué de granitoïdes. Deux types de granites sont représentés, des granites appartenant au groupe Mg-Fe et des granites appartenant au groupe Fe-Mg (Debon and Lemmet, 1999 et référence incluse). Au premier ordre, les granites du groupe Mg peuvent être considérés comme des granites post-convergence, tandis que les granites du groupe Fe-Mg sont interprétés comme des granites syn-collisionnels. (Figure B19) (Debon and Lemmet, 1999). Peu de données géochronologiques sont disponibles actuellement, néanmoins deux âges ont été obtenus par méthode U/Pb sur zircons permettant d'estimer un âge de mise en place pour les granites syn-collisionnels entre 302 ± 5 Ma et 312 ± 7 Ma (Cannic, 1998; Guerrot, 1998). Affleurant au centre du domaine interne du Pelvoux, on retrouve l'orthogneiss du Crupillouse dont le protholithe est estimé par analogie aux orthogneiss du secteur nord-est de Belledonne à environ 490 Ma (Figure B24) (Guillot et al., 2009).

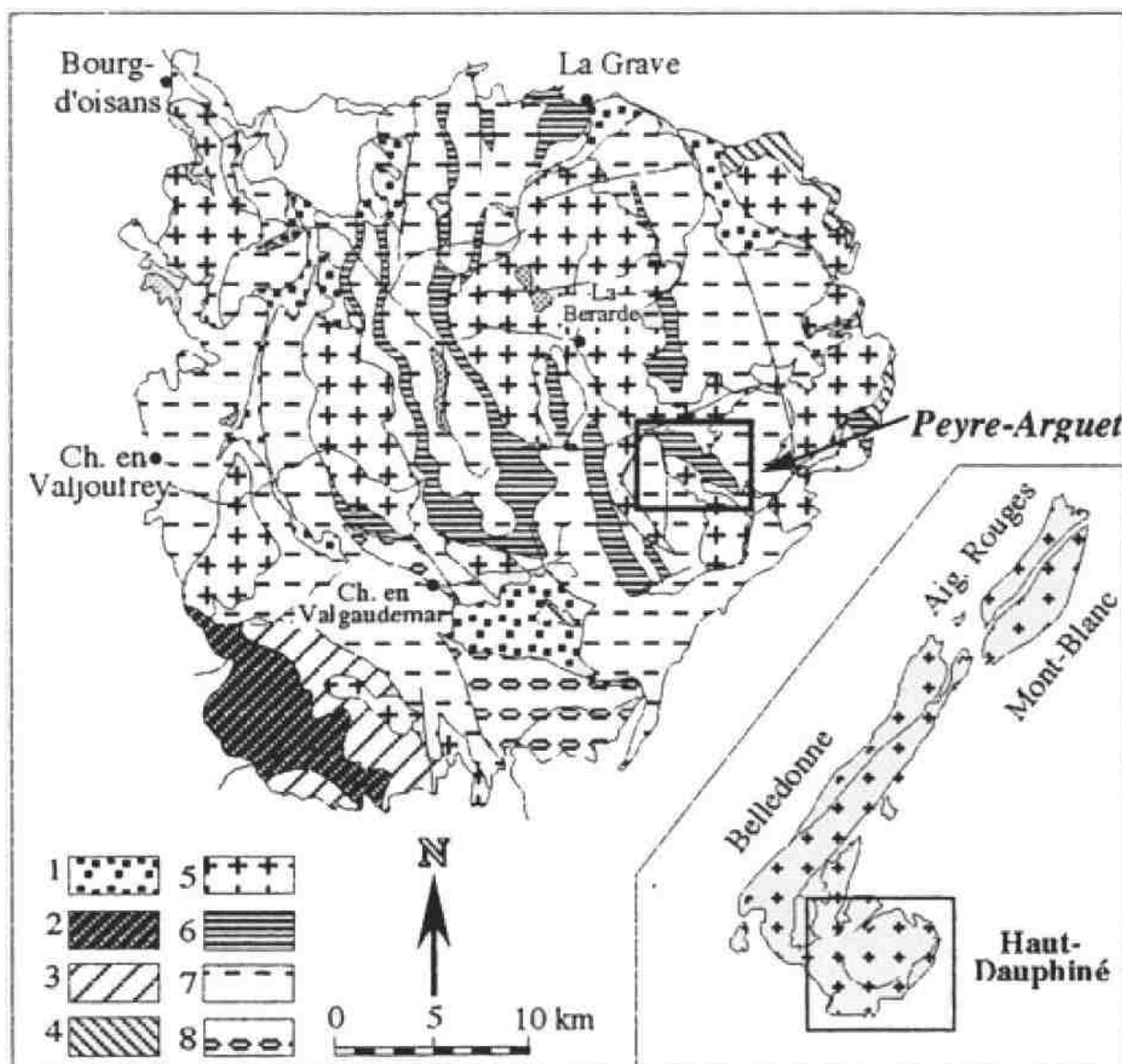


Figure B24. Carte géologique schématique du massif du Pelvoux. 1, Formations mésozoïques ; Domaine Externe : 2,3 Massif du Chailol, 4, massif du Combeynot ; Domaine interne : 5, granites, 6, Amphibolites, 7, gneiss migmatitiques, 8, Orthogneiss (Crupillouse). D'après (Grandjean et al., 1996).

B.5. Evolution géodynamique anté-permienne de la Branche sud-est varisque.

La place de la branche sud-est dans la structure et l'évolution de la chaîne varisque demeure encore incertaine. Cependant, certains auteurs proposent des modèles permettant de replacer les massifs de la branche sud-est et notamment les massifs cristallins externes dans l'évolution varisque. Deux principales interprétations ressortent de ces propositions.

La zone de cisaillement est Varisque

Basé sur les différences entre le métamorphisme et la structuration des domaines Ouest, Central et Est des MCEs, certains auteurs (e.g. Corsini and Rolland, 2009; Guillot et al., 2009; Matte, 2001; Padovano et al., 2012) proposent que la structuration finale de la branche sud-est de la chaîne varisque résulte d'un collage tectonique tardif de ces différents domaines le long d'une grande zone de cisaillement, l'East Variscan Shear Zone (EVSZ, zone de cisaillement est varisque) , orientée NE-SW et s'étendant de la Bohême à la Sardaigne (Figure B25).

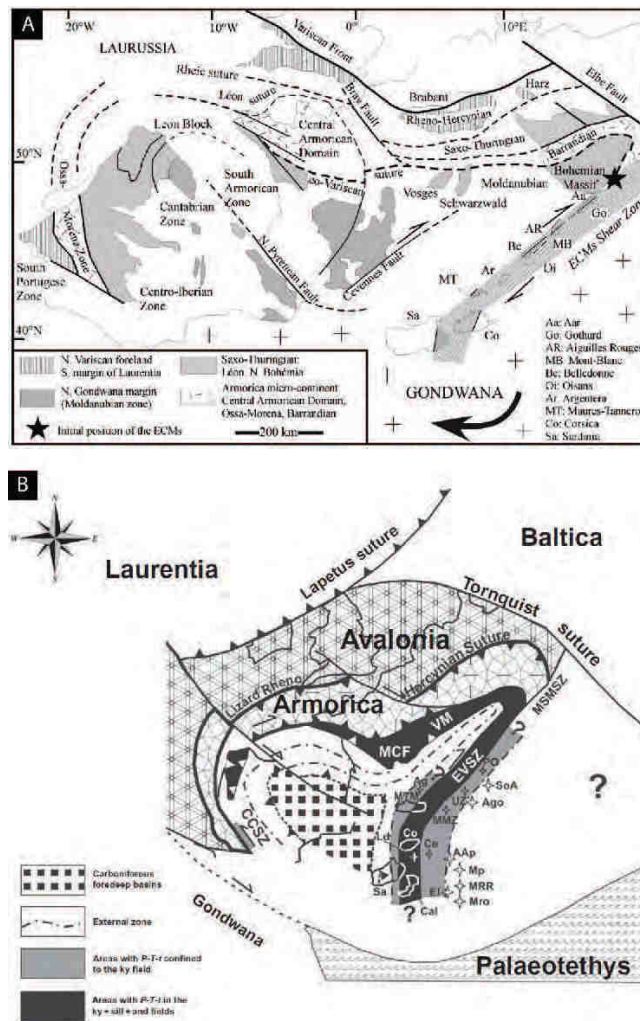


Figure B25. Cartes géologiques simplifiées de la chaîne varisque européenne montrant la localisation de l'EVSZ. A Basée sur les différences structurales et métamorphiques. D'après (Guillot et al., 2009). B. Basé sur les différentes intensités du métamorphisme. D'après (Padovano et al., 2012)

L'histoire géodynamique de la branche sud-est varisque dans le modèle de l'EVSZ a été décrite par Guillot et al. (2009) à partir d'un transect ouest-est dans le massif de Belledonne, Grandes Rousses, Pelvoux, en passant par l'ensemble des domaines des MCEs. Cette histoire géodynamique conduisant à la formation de ces Massifs peut être résumée ainsi (Figure B26) :

- i) Au Paléozoïque inférieur, le domaine Ouest, ici incluant l'ophiolite de Chamrousse, enregistre un rifting donnant naissance au domaine océanique de Chamrousse en position d'arrière arc entre la zone Moldanubienne (Belledonne) et la zone Tepla-barandienne.
- ii) Au Cambro-Ordovicien, un océan, probablement l'océan médio européen, s'ouvre entre le domaine central (Belledonne Sud-Ouest) et la marge nord

gondwanienne. Les reliques écologiques préservées dans le domaine est représentant des traces de ce dernier.

- iii) Au Dévonien inférieur, le domaine d'arrière arc de Chamrousse se ferme provoquant son obduction vers le nord-ouest. Dans le même temps, l'océan méditerranéen se ferme également.
- iv) Au Carbonifère inférieur, la subduction vers le sud-est de l'océan saxoturingien, provoque la formation des granites syn-tectoniques magnésio-potassiques que l'on retrouve dans le domaine Nord-Est de Belledonne.
- v) Au Viséen, la collision se produit, permettant le rétrocharriage du domaine ophilitique de Chamrousse sur le domaine central. Dans le même temps, le domaine Est (NE Belledonne, Grande Rousse) coulisse depuis la Bohême le long du grand cisaillement, mettant en contact le domaine Est avec le domaine central.
- vi) Enfin, au Stéphanien, le domaine ouest (Flysch de la série Satiné) est mis en contact avec le domaine central le long d'une autre zone de cisaillement. Pendant le même temps, l'effondrement de l'ensemble de la chaîne collapse s'accompagne de la mise en place des granites post-orogéniques du massif du Pelvoux.

Ce modèle propose que le décalage des sutures saxothuringiennes et éo-varisques (Océan méditerranéen) depuis le massif de la Bohême implique un déplacement au Carbonifère de la branche sud d'au moins 600 km le long de le EVSZ.

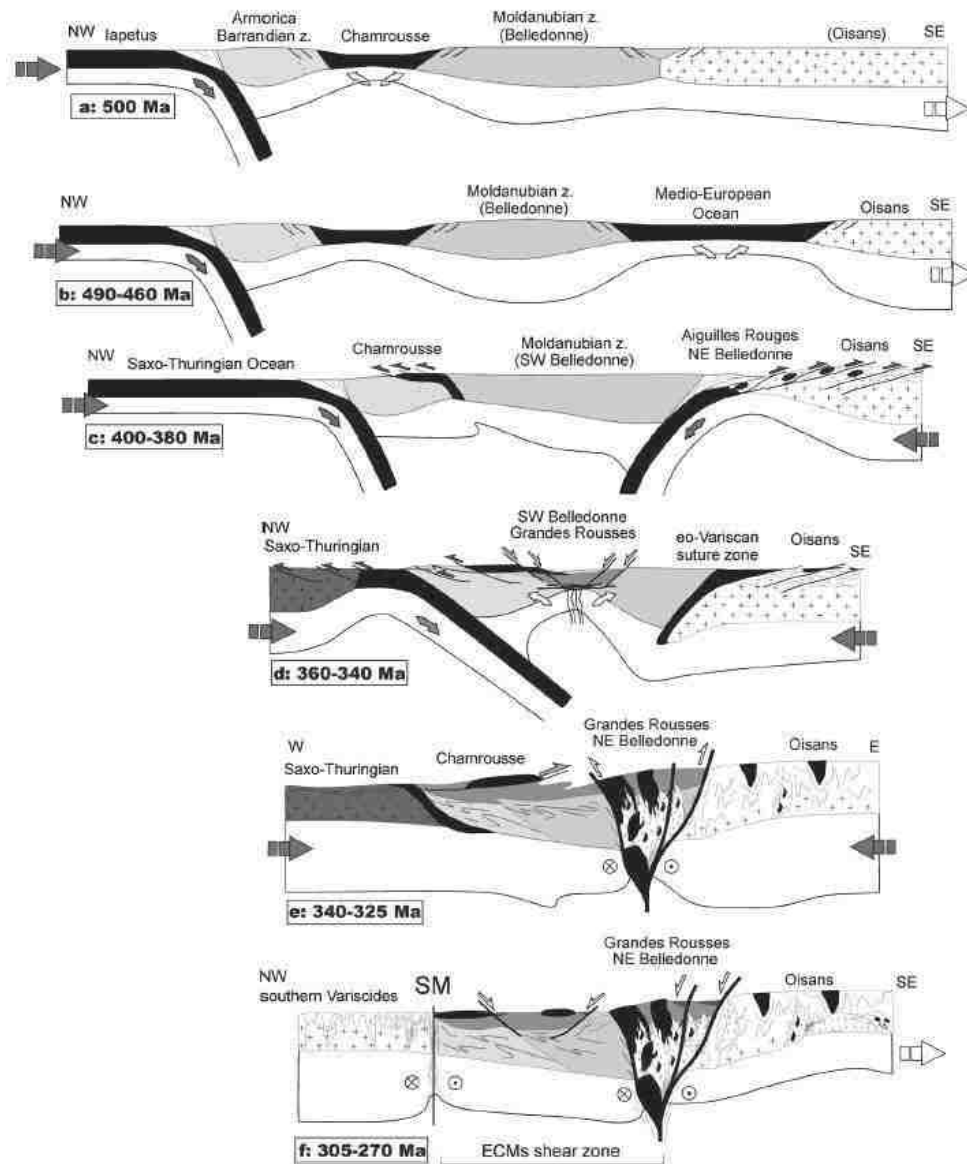


Figure B26. Evolution schématique des Massifs Cristallins Externes en six étapes au cours du Paléozoïque. D'après (Guillot et al., 2009).

Un autre modèle géodynamique propose que la structure actuelle des MCEs résulte d'une accréation de blocs Gondwaniens, dérivés le long de la marge armoricaine (e.g. Stampfli et al., 2002; Von Raumer et al., 2003)

Les MCEs, un assemblage de microcontinents dérivés de Gondwana

Ce modèle géodynamique propose une reconstruction de la chaîne varisque à l'échelle du globe (Figure B27). Il est donc difficile de faire des comparaisons de détail avec les structures observées dans les MCEs notamment.

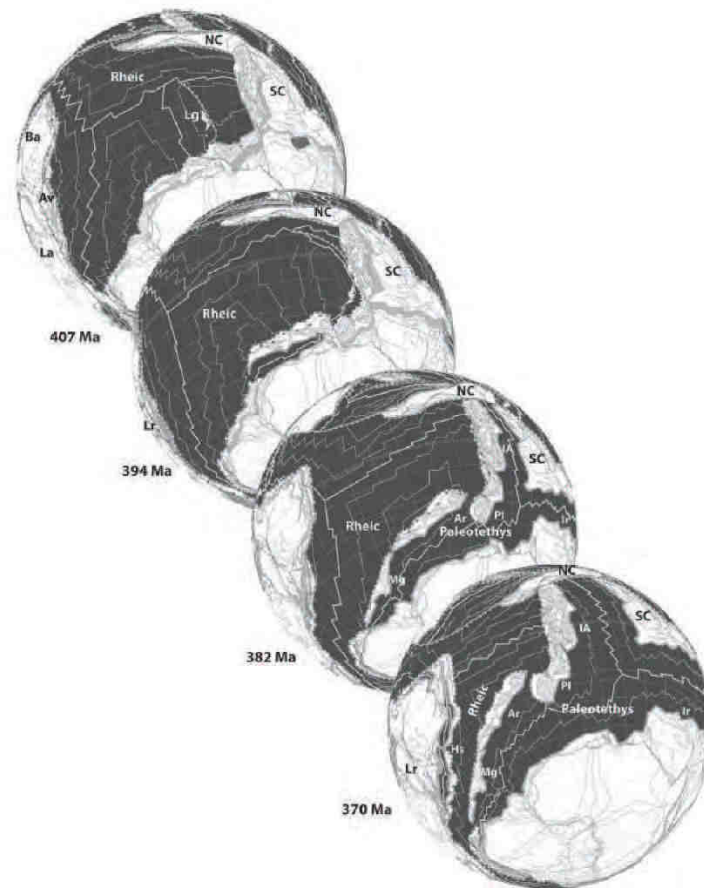


Figure B27. Reconstruction globale au Dévonien montrant l'évolution de la marge gondwanienne. IA— intra-Alpine; PI—Pyrenean-Iberic; Ar—Armorica; Mg—Meguma. (Hs—Hanseatic superterrane) are detached through slab rollback processes, representing parts of South Avalonia. Av—Avalonia; Ba—Baltica; Ir—Iran; La—Laurentia; Lg—Ligerian; Lr—Laurussia; NC—North China; SC—South China. D'après (Von Raumer et al., 2013).

Selon le modèle des microcontinents, l'évolution de la branche sud-est varisque dans ce modèle peut être résumée de la manière suivante (Von Raumer et al., 2009, 2013, 2014 ; Von Raumer and Stampfli, 2008)

- i) Au Cambrien moyen et inférieur, une dynamique d'arrière arc contrôle l'évolution de la marge gondwanienne, permettant la formation de grands domaines de rifts intracontinentaux.
- ii) Au Cambrien supérieur, le rifting de la marge gondwanienne évolue jusqu'à permettre la formation d'un domaine océanique d'arrière arc (i.e. domaine océanique de Chamrousse, (détails dans Von Raumer and Stampfli, 2008).
- iii) Au Dévonien, l'extension enregistrée dans la marge nord gondwanienne a permis de détacher de nombreux blocs continentaux, dont le futur socle alpin (Figure B28), mais également les blocs de la Bohême, de la Corse et de la Sardaigne, ces derniers évoluant indépendamment les uns des autres. C'est également au Dévonien que certains blocs dérivés du Gondwana entrent en collision, permettant alors d'obduire les domaines océaniques les plus internes (sud-ouest Belledonne) l'ophiolite de Chamrousse. Cette collision est également responsable de la mise en place de granites ordoviciens dans un contexte général de subduction/collision, ainsi que d'un premier épisode de migmatitisation (i.e. gneiss migmatitique du secteur nord-est de Belledonne ?)
- iv) Au Viséen, les roches du socle alpin enregistrent une subduction de type andine, caractérisée dans les MCEs par la mise en place des granites magnésio-potassiques contenant de nombreuses enclaves mafiques (i.e. granite du secteur nord-est de Belledonne).
- v) Enfin, du Carbonifère inférieur au Permien, on enregistre la phase principale de la collision entre le Gondwana et la Laurussia, le long de laquelle l'ensemble de microcontinents est maintenant accrétés. C'est au Carbonifère inférieur que l'on enregistre alors l'épaississement crustal observé dans le domaine central des MCEs (i.e. domaine sud-ouest de Belledonne et des Aiguilles Rouges). Et finalement, du Stéphanien au Permien, une extension de la chaîne permet la mise en place des granites stéphanien synchrones d'une migmatitisation.

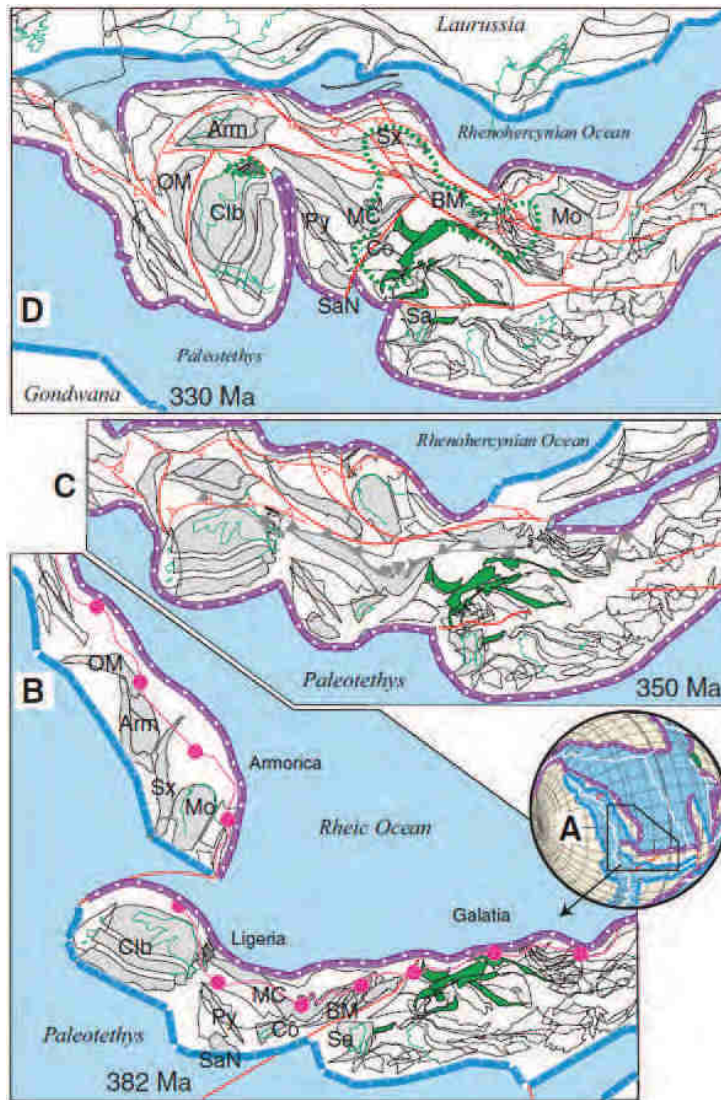


Figure B28. Evolution du socle alpin (en vert) du Dévonien au Carbonifère. D'après (Von Raumer et al., 2013).

Géodynamique tardi-carbonifère dans la branche sud-est varisque

De récentes études paléomagnétiques (e.g. Edel et al., 2015) montrent que les massifs au sud de la branche sud-est varisque, soit le massif des Maures-Tanneron, la Corse et la Sardaigne, ont subi plusieurs déplacements significatifs à la fin du Carbonifère et au début du Permien.

Le premier déplacement majeur correspond à un mouvement d'ouest en est, associé à une rotation horaire du bloc Corso-Sarde. Ce déplacement se produit du Carbonifère supérieur au Permien. Le second déplacement correspond à une nouvelle rotation horaire accompagnée

d'une remontée vers le nord, accommodée par des grands décrochements dextres (Figure B29). Ce dernier déplacement est également responsable du déplacement de la zone axiale pyrénéenne depuis l'est vers l'ouest, accompagnée également d'une rotation horaire.

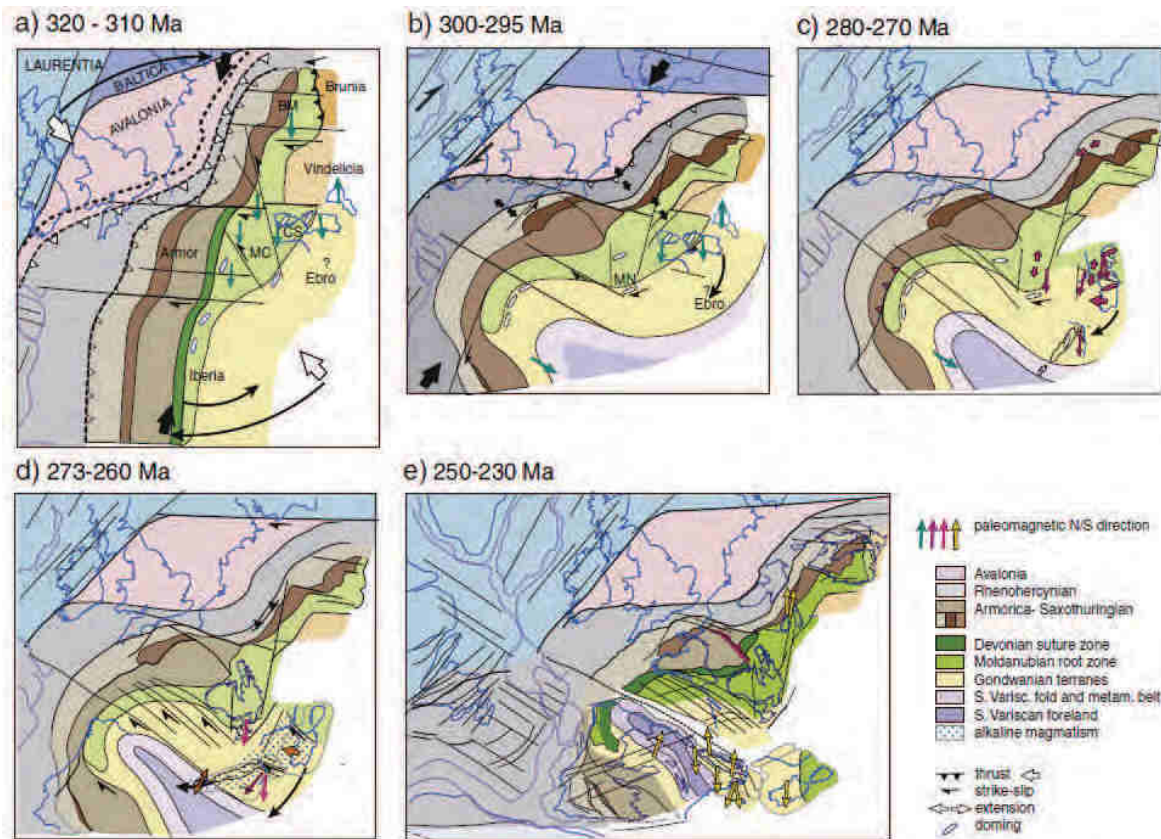


Figure B29. Evolution paléogéographique du varisque européen du Carbonifère au Trias. D'après (Edel et al., 2015).

L'histoire géologique de la branche sud de la chaîne varisque ne s'arrête pas au Permien, comme en atteste l'ensemble des sédiments mésozoïques et cénozoïques déposés en discordance sur le socle varisque.

B.6. Evolution géodynamique post-permienne de la branche sud-est varisque

Deux principaux événements géologiques ont affecté la branche sud-est varisque après la fin de l'histoire varisque : le rifting mésozoïque et la convergence cénozoïque.

Le rifting Mésozoïque

Dans les massifs de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux, l'histoire géologique mésozoïque se traduit essentiellement par la formation de demi-grabens remplis de dépôts liasiques anté-rift et syn-rift (Lemoine et al., 1986; Roux et al., 1988). Ces demi-grabens forment un ensemble de blocs basculés découpant les massifs en différentes unités. On peut ainsi reconnaître d'Ouest en Est différents blocs (Figure B30), celui de la Mure, du Taillefer, du Rochail et de l'Emparis, auxquels on peut rajouter vers l'est, le bloc de la Meije, du Combeynot et des Grandes Rousses (Bellanger, 2013 et références incluses).

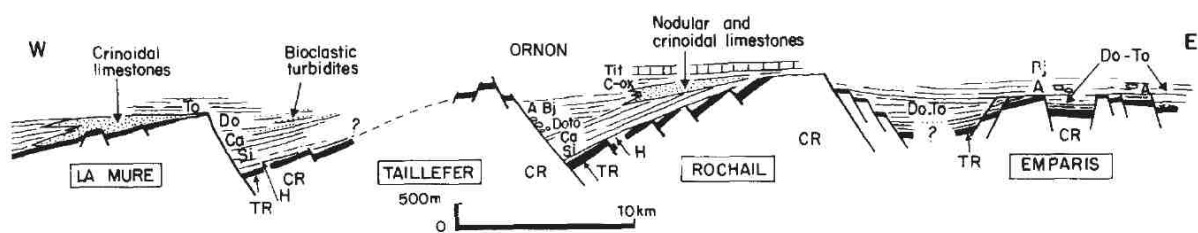


Figure B30. Coupe restaurée montrant le découpage du socle alpin par les demi-grabens liasiques. D'après (Lemoine et al., 1986).

Outre la formation de ces principaux blocs, le rifting liasique est également responsable de la formation d'un ensemble de failles normales affectant le socle. L'étude de la distribution de ces failles permet de distinguer trois directions principales (Figure B31). Une direction principale NE-SO, une direction secondaire NO-SE et enfin une troisième direction N-S (Bellanger, 2013 et références incluses).

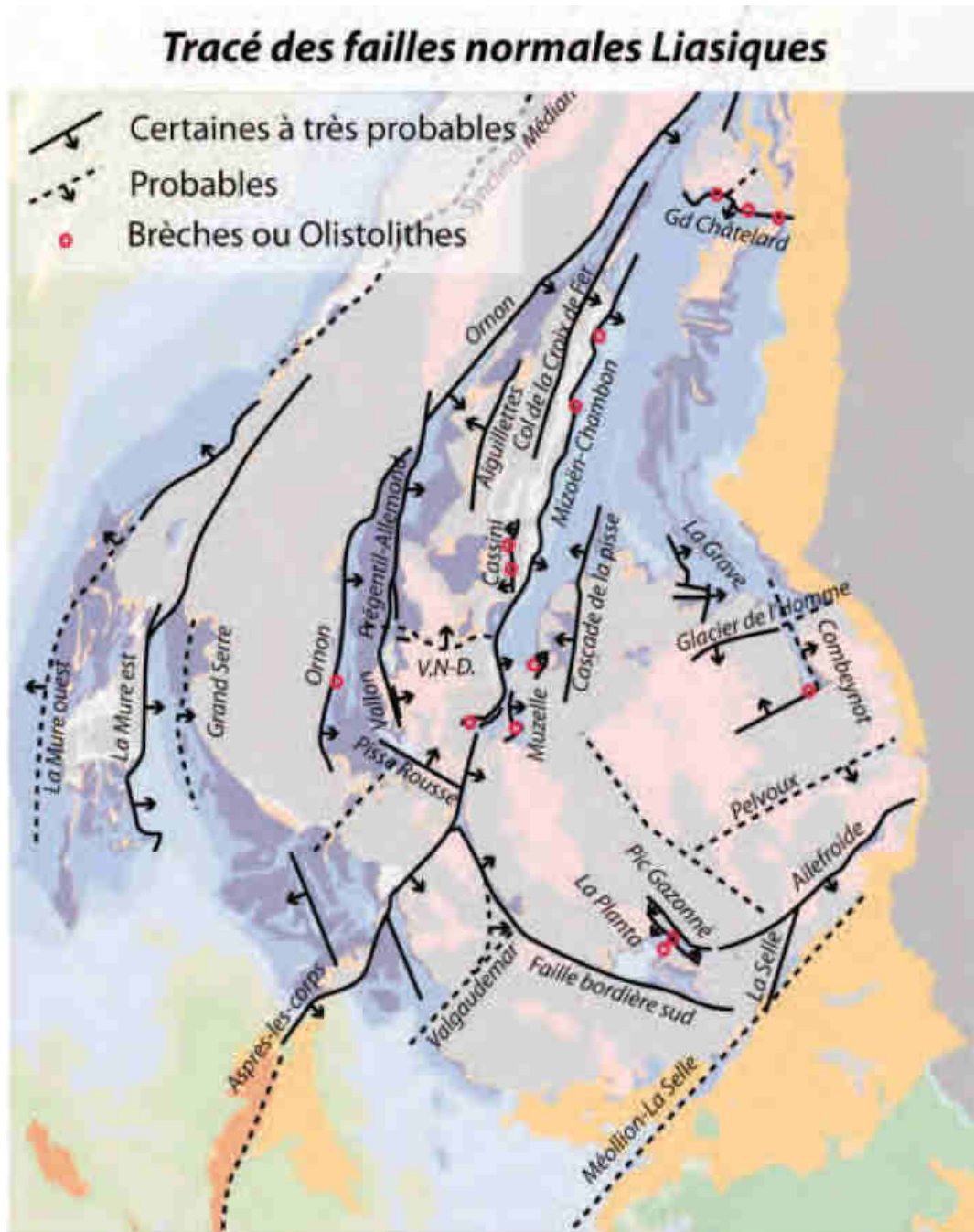


Figure B31. Distribution des failles normales liasiques dans les massifs de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux. D'après (Bellanger, 2013).

La convergence Cénozoïque

La tectonique cénozoïque a très largement affecté la branche sud-est varisque notamment durant l'orogénèse alpine. A grande échelle, les phénomènes géodynamiques liés à la convergence Europe-Afrique et à la disparition de l'océan "Tethys Ligure" sont responsables

de la rotation du bloc corso-sarde durant l’Oligo-Miocène (e.g. Bourgeois et al., 2007) (Figure B32).

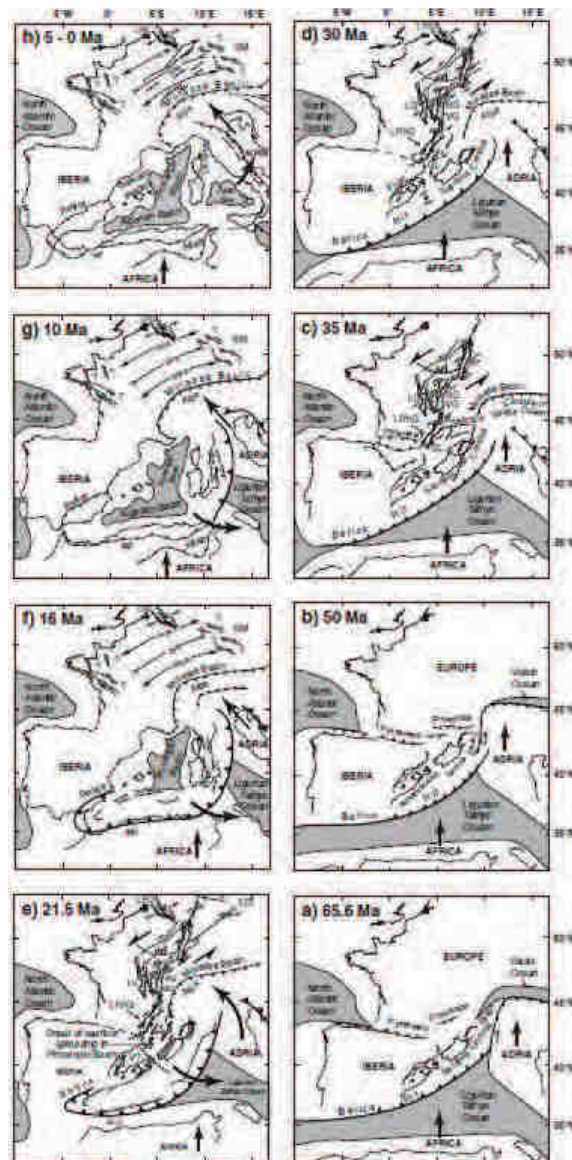


Figure B32. Exemple de reconstruction de méditerranée occidentale au Cénozoïque montrant la rotation du bloc corso-sarde. D’après (Bourgeois et al., 2007).

Dans les MCEs la convergence cénozoïque est responsable du plissement de la couverture (Gratier and Vialon, 1980) et du développement d’un métamorphisme à prehnite-pumpellyite enregistré dans le socle et dans la couverture (Gratier et al., 1973). Dans le socle varisque des MCEs, l’impact de la déformation alpine se caractérise par le développement de grandes zones de cisaillements ductiles (Figure B33) permettant d’accommoder le raccourcissement observé dans la couverture mésozoïque. Ce raccourcissement étant de l’ordre

de 50 km dans le secteur de Belledonne et du Pelvoux. (Figure B34) (Bellahsen et al., 2014; Bellanger, 2013; Bellanger et al., 2015, 2014).

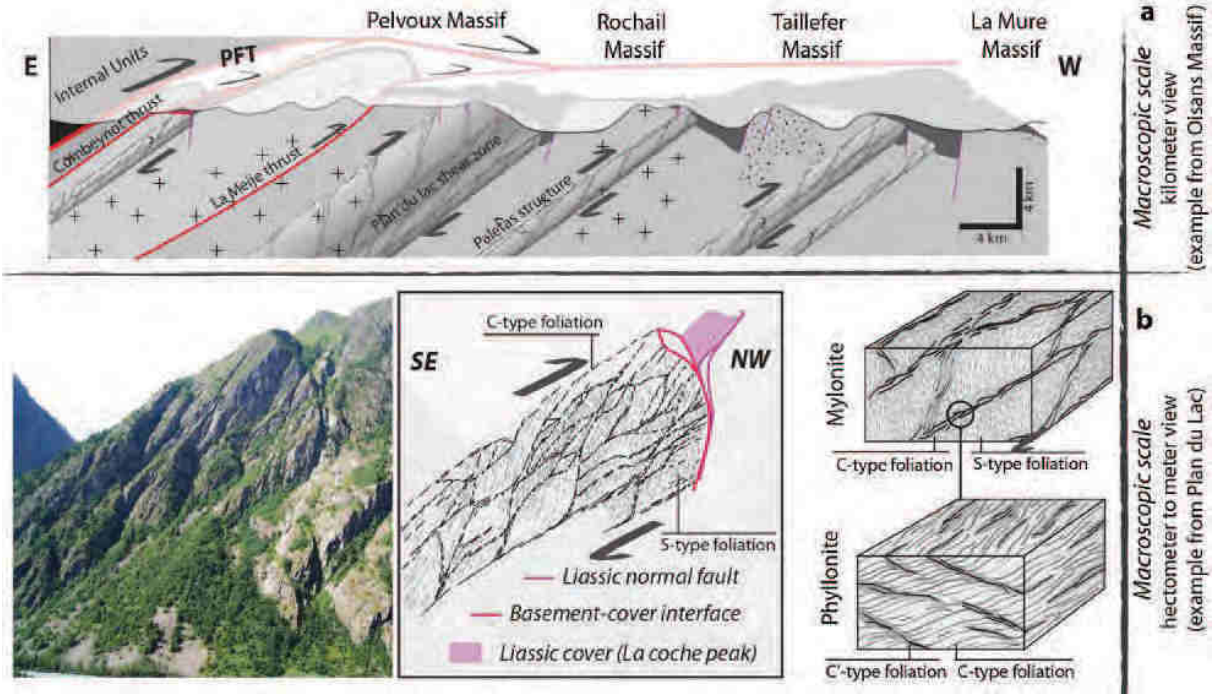


Figure B33. Exemple d’une zone de cisaillement ductile alpine affectant le socle. D’après (Bellanger et al., 2015).

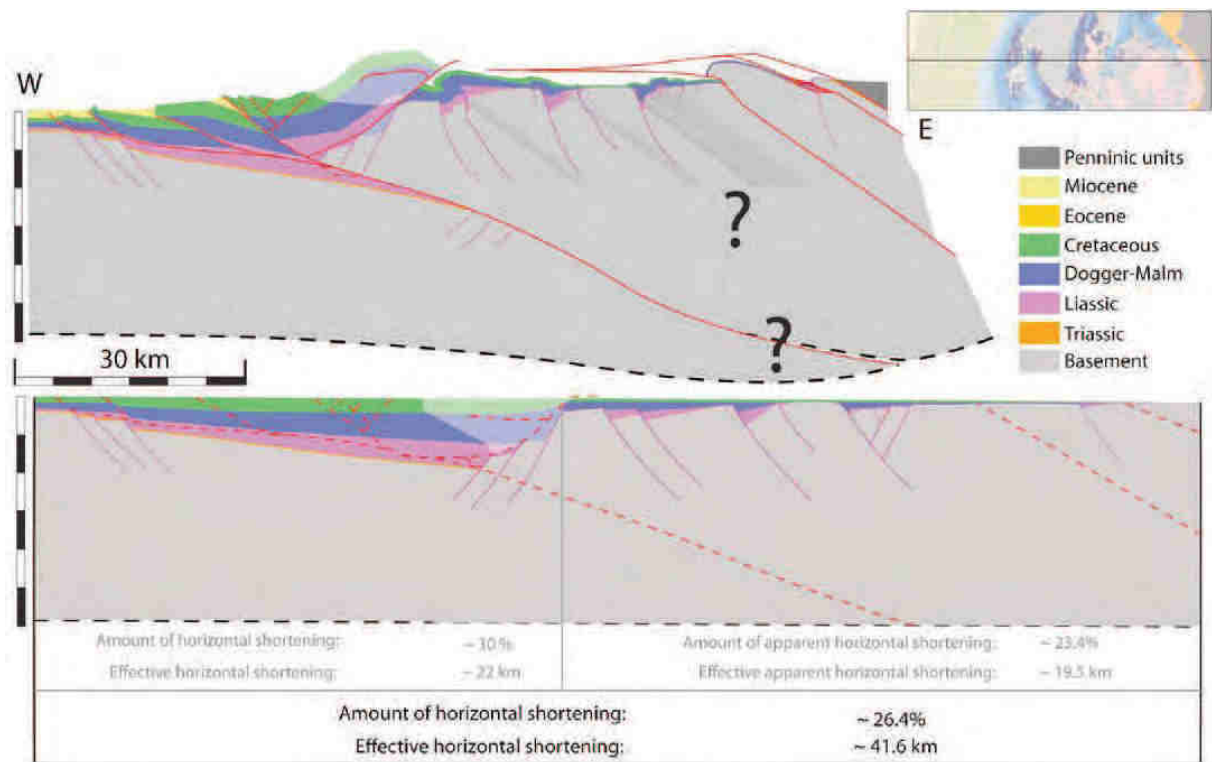


Figure B34. Coupe équilibrée au travers du massif de Belledonne et du Pelvoux. D'après (Bellanger et al., 2014).

La convergence cénozoïque est également responsable par le biais d'un décollement basal localisé sous les MCEs (Bellahsen et al., 2014 et référence incluses) d'un déplacement des MCEs de plusieurs dizaines de kilomètres vers l'ouest ou le nord-ouest qui s'accompagne également d'une rotation anti-horaire de certains MCEs de près de 15°-20°, notamment au niveau du nord du massif de Belledonne et du massif des Aiguilles Rouges-Mont Blanc (Figure B35).

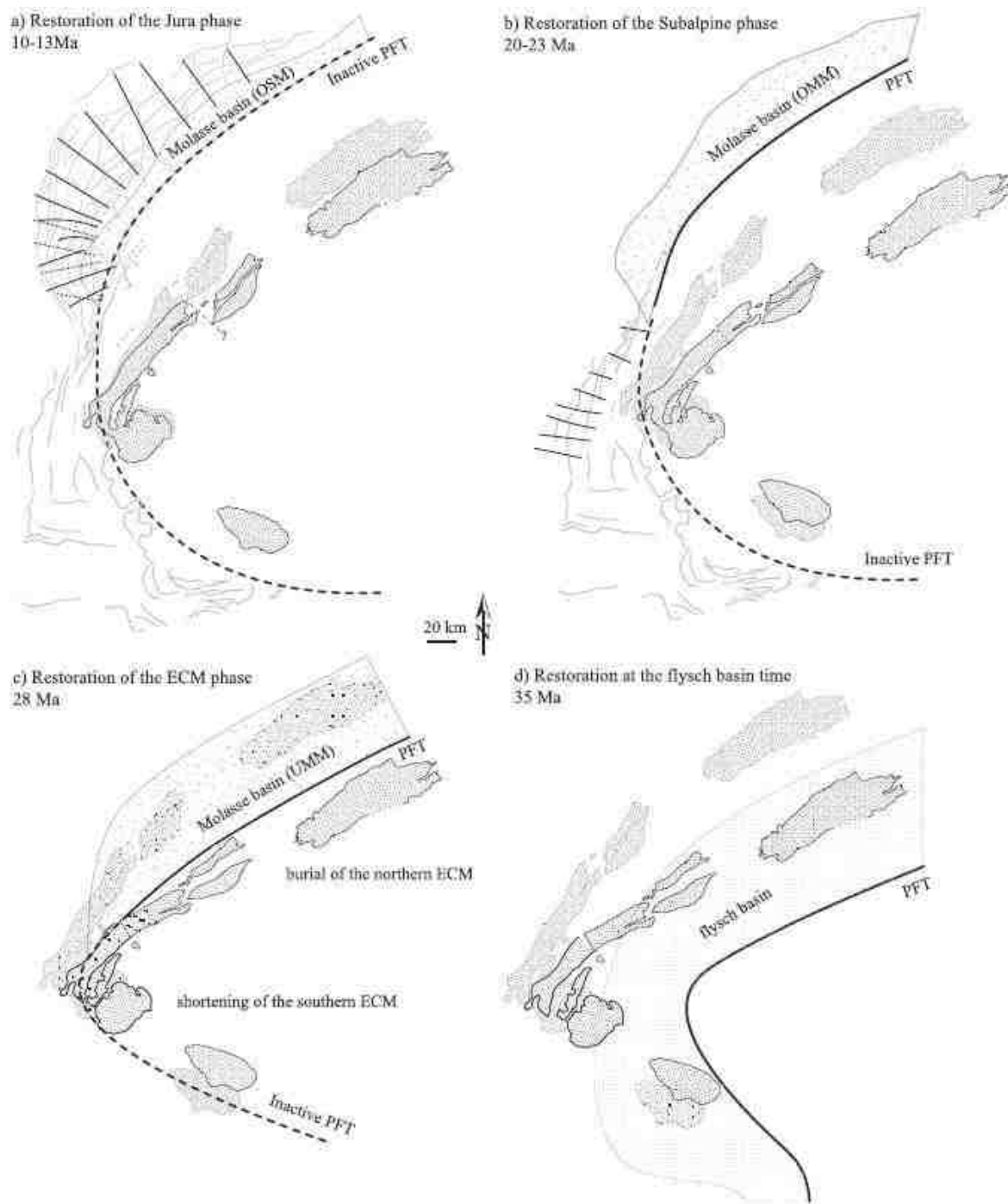


Figure B35. Reconstitution de l'évolution Cénozoïque de la position de MCEs à travers le temps montrant leur déplacement et leur rotation des MCEs au Cénozoïque. D'après (Bellahsen et al., 2014). PFT : Penitetic Frontal thrust.

Le massif de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux sont affecté de manière très localisés par les déformations mésozoïques et cénozoïques. Il est donc possible d'étudier ces Massifs afin (1) d'améliorer la compréhension de évolution géodynamique du segment

oriental de la chaîne Varisque et (2) de pouvoir discuter de l'impact de la fusion partielle sur l'évolution géodynamique des orogènes matures.

On a vu plus haut (Chapitre A) que le fluage de croûte ductile diffère en fonction du contexte tectonique durant lequel il a lieu. En effet, chaque mode de fluage se caractérise par une structuration particulière. En outre, ces modes de fluages ont lieu à différents moments dans l'histoire orogénique.

Comme présenté ci-dessus, plusieurs questions d'ordre régional restent à résoudre afin de contraindre le cadre tectono-métamorphique et définir les processus de fluage de la croûte partiellement fondue mis en jeu. Voici quelques-unes des questions qu'il convient de traiter :

-Quel est l'origine du domaine Océanique de Chamrousse ?

-Quel est l'origine du magmatisme bimodal de l'unité de Riouperoux-Livet ?

-Comment est structuré le prisme orogénique et quelle est la cinématique de mise en place des nappes syn-métamorphe ?

-Quel est l'origine de l'unité du Taillefer et quelle est sa relation spatiale et temporelle avec la pile de nappes ?

-Comment est structurée la croûte partiellement fondue ?

-Quand et comment se sont mis en place les nombreux granites dans cette zone ?

Afin de répondre à ces différents points, une étude structurale des massifs de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux a été réalisée (Chapitre C, et D), nous permettant d'établir l'évolution tectonique de ces massifs. Afin de contraindre l'évolution thermique de cette partie de l'orogène Varisque, les conditions Pression-Température enregistrées ainsi que l'âge de ces différents épisodes tectoniques ont également été contraints (Chapitre C, D et E).

Pour discuter de l'impact de la fusion partielle, il est nécessaire au préalable de définir le timing de cette dernière ainsi que son origine. Dans cette optique, nous avons effectué des analyses géochronologiques sur les produits de fusion partielle (migmatites, granites), ainsi que des analyses géochimiques (Chapitre E et F).

L'ensemble de ces nouvelles données, nous permettent de discuter de l'évolution orogénique de la branche Méridionale de la chaîne Varisque en prenant en compte l'impact de la fusion

partielle sur cette histoire, ainsi que de discuter de la place de la branche Méridionale dans l'architecture de la chaîne Varisque.

Bibliographie :

Autran, A., Cogné, J., 1980. La zone interne de l'orogène varisque dans l'ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. *Géologie Eur.* 26° CGI Paris Mém. BRGM 108, 90–111.

Ballèvre, M., Fourcade, S., Capdevila, R., Peucat, J.-J., Cocherie, A., Fanning, C.M., 2012. Geochronology and geochemistry of Ordovician felsic volcanism in the Southern Armorican Massif (Variscan belt, France): Implications for the breakup of Gondwana. *Gondwana Res.* 21, 1019–1036. doi:10.1016/j.gr.2011.07.030

Barfety, J.C., Bordet, P., Carne, F., Debelmas, J., Meloux, M., Montjuvent, G., Sarrot-Reynaud, J., 1972. Notice feuille de Vizille, 1/50000, 797.

Barfety, J.C., Gidon, M., Ménot, R.-P., Debon, F., Pécher, S., Guillot, S., Fourneaux, J.C., Gamond, J.-F., 2000. Notice feuille de Domène, 1/50000, 773.

Barfety, J.C., Montjuvent, G., Pécher, A., Carne, F., 1988. Notice feuille de La Mure, 1/50000, 821.

Barfety, J.-C., Pécher, A., Vivier, G., Demeulemeester, P., Poulain, P.-A., Vernet, J., Fourneaux, J.-C., Bambier, A., 1982. Notice feuille de St-Christophe-en-Oisans, 1/50000, 822.

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. doi:10.1002/2013TC003453

Bellanger, M., 2013. Racourcissement alpin du Massif des Ecrins: cinématique, calendrier tectonique et condition pression-température. Université d'Orléans.

Bellanger, M., Augier, R., Bellahsen, N., Jolivet, L., Monié, P., Baudin, T., Beyssac, O., 2015. Shortening of the European Dauphinois margin (Oisans Massif, Western Alps): New insights from RSCM maximum temperature estimates and ⁴⁰Ar/³⁹Ar in situ dating. *J. Geodyn.* 83, 37–64. doi:10.1016/j.jog.2014.09.004

Bellanger, M., Bellahsen, N., Jolivet, L., Baudin, T., Augier, R., Boutoux, A., 2014. Basement shear zones development and shortening kinematics in the Ecrins Massif, Western Alps. *Tectonics* 33, 84–111. doi:10.1002/2013TC003294

Bellot, J.-P., 2005. The Palaeozoic evolution of the Maures massif (France) and its potential correlation with others areas of the Variscan belt: a review. *J. Virtual Explor.* 19. doi:10.3809/jvirtex.2005.00116

Bodinier, J.L., Dupuy, C., Dostal, J., Carne, F., 1981. Geochemistry of Ophiolites from Chamrousse Complexe (Belledonne Massif, Alps). *Contrib Miner. Pet.* 78, 379–388.

Bogdanoff, S., Menot, R.P., Vivier, G., 1991. Les Massifs cristallins externes des Alpes occidentales françaises, un fragment de la zone interne varisque. *Extern. Cryst. Massifs Fr. West. Alps Part Intern. Variscan Zone* 44, 237–285.

Bordet, P., Bordet, C., 1963. Belledonne-Grande Rousses et Aiguilles Rouges Mont Blanc: quelques données nouvelles sur leurs rapports structuraux. -Livre à la mémoire du

professeur Fallot.- Mém. Hors Sér. Société Géologique Fr. 1, 309–316.

Bourgeois, O., Ford, M., Diraison, M., Veslud, C.L.C. de, Gerbault, M., Pik, R., Ruby, N., Bonnet, S., 2007. Separation of rifting and lithospheric folding signatures in the NW-Alpine foreland. *Int. J. Earth Sci.* 96, 1003–1031. doi:10.1007/s00531-007-0202-2

Bussy, F., Hernandez, J., Von Raumer, J., 2000. Bimodal magmatism as a consequence of the post-collisional readjustment of the thickened Variscan continental lithosphere (Aiguilles Rouges–Mont Blanc Massifs, Western Alps). *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 350, 221–233.

Cannic, S., 1998. Origin of Hercynian Magmatism in the French Western Alps: Geochemical and Geochronological Constraints. *Mineral. Mag.* 62A, 274–275. doi:10.1180/minmag.1998.62A.1.145

Carne, F., 1965a. Sur deux formations, d'origine volcanique, des schistes cristallins anté-houillers de la chaîne de Belledonne (Alpes Française). *C R Acad Sc Paris* 260, 6401–6404.

Carne, F., 1965b. Existence de deux formations détritiques remarquables dans les schistes cristallins anté-houiller du Taillefer (chaîne de Belledonne Alpes françaises). *C R Acad Sc Paris* 260, 6656–6659.

Carne, F., Pin, C., 1987. Vue d'ensemble sur le magmatisme pré-orogénique et l'évolution métamorphique et tectonique varisque dans le Sud de la chaîne de Belledonne (Massifs Cristallins Externes, Alpes françaises). *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. II* 304, 1177–1180.

Chelle-Michou, C., Laurent, O., Moyen, J.-F., Block, S., Paquette, J.-L., Gardien, V., Vanderhaeghe, O., Villaros, A., Zeh, A., in prep. Pre-Cadomian to late-Variscan odyssey of the eastern Massif Central,

France: formation of the West European crust in a nutshell.

Cocks, L.R.M., 2000. The Early Paleozoic geography of Europe. *J. Geol. Soc. Lond.* 157, 1–10.

Compagnoni, R., Ferrando, S., Lombardo, B., Radulesco, N., Rubatto, D., 2010. Paleoeuropean crust of the Italian Western Alps: Geological history of the Argentera Massif and comparison with Mont Blanc-Aiguilles Rouges and Maures-Tanneron Massifs. *J. Virtual Explor.* 36. doi:10.3809/jvirtex.2010.00228

Corsini, M., Rolland, Y., 2009. Late evolution of the southern European Variscan belt: Exhumation of the lower crust in a context of oblique convergence. *Comptes Rendus Geosci.* 341, 214–223.

Couzinie, 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. doi:10.3190/jgeosci.155

Debon, F., Cocherie, A., Ménot, R.-P., Vivier, G., Barféty, J.-C., 1994. Datation du plutonisme magnésien varisque des massifs cristallins externes des Alpes: l'exemple du granite des Sept Laux. *Comptes Rendus Académie Sci. Earth Planet. Sci. Sci. Terre Planètes Sér. II* 318, 1497.

Debon, F., Guerrot, C., Ménot, R.P., Vivier, G., Cocherie, A., 1998. Late variscan granites of the Belledonne massif (French Western Alps): an Early Visean magnesian plutonism. *Schweiz Miner. Petrogr Mitt* 78, 67–85.

Debon, F., Lemmet, M., 1999. Evolution of Mg/Fe Ratios in Late Variscan Plutonic Rocks from the External Crystalline Massif

of the Alps (France, Italy, Switzerland). *J. Petrol.* 40, 1151–1185.

Demeulemeester, P., 1982. Contribution à l'étude radiométrique à l'Argon et au Strontium des massifs cristallins externes (Alpes Française) distribution cartographique des âges sur biotites et amphiboles. Université de Grenoble.

Denèle, Y., Olivier, P., Gleizes, G., Barbey, P., 2007. The Hospitalet gneiss dome (Pyrenees) revisited: lateral flow during Variscan transpression in the middle crust. *Terra Nova* 19, 445–453. doi:10.1111/j.1365-3121.2007.00770.x

Dobmeier, C., 1998. Variscan P-T deformation paths from the southwestern Aiguilles Rouges massif (External massif, western Alps) and their implication for its tectonic evolution. *Int. J. Earth Sci.* 87, 107–123.

Driessche, J.V.D., Pitra, P., 2012. Viscous collision in channel explains double domes in metamorphic core complexes: COMMENT. *Geology* 40, 279.

Edel, J.-B., Schulmann, K., Lexa, O., Diraison, M., Géraud, Y., 2015. Permian clockwise rotations of the Ebro and Corso-Sardinian blocks during Iberian–Armorican oroclinal bending: Preliminary paleomagnetic data from the Catalan Coastal Range (NE Spain). *Tectonophysics* 657, 172–186. doi:10.1016/j.tecto.2015.07.002

Faure, M., Cocherie, A., Gache, J., Esnault, C., Guerrot, C., Rossi, P., Wei, L., Qiuli, L., 2014a. Middle Carboniferous intracontinental subduction in the Outer Zone of the Variscan Belt (Montagne Noire Axial Zone, French Massif Central): multimethod geochronological approach of polyphase metamorphism. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 405, 289–311. doi:10.1144/SP405.2

Faure, M., Cocherie, A., Mézème, E.B., Charles, N., Ph. Rossi, 2010. Middle Carboniferous crustal melting in the Variscan Belt: New insights from U-Th-Pb monazite and U/Pb zircon ages of the Montagne Noire Axial Zone (southern French Massif Central). *Gondwana Res.* 18, 653–673. doi:10.1016/j.gr.2010.02.005

Faure, M., Lardeaux, J.-M., Ledru, P., 2009. A review of the pre-Permian geology of the Variscan French Massif Central. *Comptes Rendus Geosci.* 341, 202–213.

Faure, M., Mézème, E.B., Cocherie, A., Rossi, P., Chemenda, A., Boutelier, D., 2008. Devonian geodynamic evolution of the Variscan Belt, insights from the French Massif Central and Massif Armoricaire. *Tectonics* 27, 1–19.

Faure, M., Mezeme, E.B., Duguet, M., Cartier, C., J.Y. Talbot, 2005. Paleozoic tectonic evolution of medio-europa from the example of the french massif central and massif armoricaire. *J. Virtual Explor.* 19, Paper 5.

Faure, M., Rossi, P., Gaché, J., Melleton, J., Frei, D., Li, X., Lin, W., 2014b. Variscan orogeny in Corsica: new structural and geochronological insights, and its place in the Variscan geodynamic framework. *Int. J. Earth Sci.* 103, 1533–1551.

Faure, M., Sommers, C., Melleton, J., Cocherie, A., Lautout, O., 2010. The Léon Domain (French Massif Armoricaire): a westward extension of the Mid-German Crystalline Rise? Structural and geochronological insights. *Int. J. Earth Sci.* 99, 65–81. doi:10.1007/s00531-008-0360-x

Fernandez, A., Guillot, S., Ménot, R.P., Ledru, P., 2002. Late Paleozoic polyphased tectonics in the SW Belledonne massif (external crystalline massifs, French Alps). *Geodin. Acta* 15, 127–139.

- Ferrando, S., Lombardo, B., Compagnoni, R., 2008. Metamorphic history of HP mafic granulites from the Gesso-Stura Terrain (Argentera Massif, Western Alps, Italy). *Eur. J. Mineral.* 20, 777–790. doi:10.1127/0935-1221/2008/0020-1891
- Fort, P.L., Barbieri, A., Lacombe, C.G. ans J., A. Pecher, Vialon, P., 1969. Existence d'un socle précambrien dans le massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes du Dauphiné, France). *C R Acad Sc Paris* 268, 2392–2395.
- Franke, W., 2000. The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 179, 35–61.
- Franke, W., 1989. Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 230, 67–90. doi:10.1130/SPE230-p67
- Fréville, K., Cenki-Tok, B., Trap, P., Rabin, M., Leyreloup, A., Régnier, J.-L., Whitney, D.L., 2016. Thermal interaction of middle and upper crust during gneiss dome formation: example from the Montagne Noire (French Massif Central). *J. Metamorph. Geol.* 34, 447–462. doi:10.1111/jmg.12188
- Fuchs, G., 1986. Zur Diskussion um den Deckenbau der Böhmisches Masse. *Jahrb. Geol. Bundesanst.* 127, 41–49.
- Gibergy, P., 1968. Découverte de “grès à trous” renfermant des schistes noirs de Valbonnais (série cristallophyllienne des Massifs Cristallins Externes dans les Alpes française). *C R Acad Sc Paris* 267, 1251–1254.
- Grandjean, V., Guillot, S., Pecher, A., 1996. Un nouveau témoin de l'évolution métamorphique BP-HT post-orogénique hercynienne: l'unité de Peyre-Arguet (Haut-Dauphiné). *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Sci. Terre Planètes* 322, 189–195.
- Gratier, J.-P., Lejeune, B., Vergne, J.L., 1973. Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux (depuis Les Aravis jusqu'à La région de Remollon). *Alpes françaises (phdthesis)*. Université Joseph-Fourier - Grenoble I.
- Gratier, J.-P., Vialon, P., 1980. Deformation pattern in a heterogeneous material: folded and cleaved sedimentary cover immediately overlying a crystalline basement (Oisans, French Alps). *Tectonophysics* 65, 151–180.
- Guerrot, C., 1998. Résultats de datation U-Pb par dissolution sur zircons pour deux échantillons du massif du Pelvoux, Alpes. - Massif du Rochail (R01) - Massif de Turbat-Lauranoure (TL1). *Rapp. Interne BRGM SMN/PEA/ISO 146/98 CG/NB*, 6pp.
- Guillot, S., di Paola, S., Ménot, R.-P., Ledru, P., Spalla, M., Gosso, G., Schwartz, S., 2009. Suture zones and importance of strike-slip faulting for Variscan geodynamic reconstructions of the External Crystalline Massifs of the western Alps. *Bull Soc Géol Fr.* 180, 483–500.
- Guillot, S., Ménot, R.P., 2009. Paleozoic evolution of the External Crystalline Massifs of the Western Alps. *C R Geosci.* 341, 253–265.
- Guillot, S., Ménot, R.P., 1999. Nappe stacking and first evidence of late Variscan extension in the Belledonne Massif (External Crystalline Massifs, French Alps). *Geodin. Acta* 12, 19–111.
- Guillot, S., Ménot, R.P., Lardeaux, J.M., 1992. Tectonique intra-oceanique distensive dans l'ophiolite paleozoïque de

- Chamrousse (Alpes occidentales). *Bull. Soc. Geol. Fr.* 163, 229–240.
- Kalt, A., Grauert, B., Baumann, A., 1994a. Rb-Sr and U-Pb isotope studies on migmatites from the Schwarzwald (Germany): constraints on isotopic resetting during Variscan high-temperature metamorphism. *J. Metamorph. Geol.* 12, 667–680. doi:10.1111/j.1525-1314.1994.tb00050.x
- Kalt, A., Hanel, M., Schleicher, H., Kramm, U., 1994b. Petrology and geochronology of eclogites from the Variscan Schwarzwald (F.R.G.). *Contrib. Mineral. Petrol.* 115, 287–302. doi:10.1007/BF00310768
- Kemnitz, H., Romer, R.L., Oncken, O., 2002. Gondwana break-up and the northern margin of the Saxothuringian belt (Variscides of Central Europe). *Int. J. Earth Sci.* 91, 246–259.
- Lardeaux, J.M., Ledru, P., Daniel, I., Duchene, S., 2001. The Variscan French Massif Central—a new addition to the ultra-high pressure metamorphic “club”: exhumation processes and geodynamic consequences. *Tectonophysics* 332, 143–167. doi:10.1016/S0040-1951(00)00253-5
- Lardeaux, J.M., Schulmann, K., Faure, M., Janoušek, V., Lexa, O., Skrzypek, E., Edel, J.B., tipska, P., 2014. The Moldanubian Zone in the French Massif Central, Vosges/Schwarzwald and Bohemian Massif revisited: differences and similarities. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 405, 7–44. doi:10.1144/SP405.14
- Latouche, L., Fabriès, J., Guiraud, M., 1992. Retrograde evolution in the Central Vosges mountains (northeastern France): implications for the metamorphic history of high-grade rocks during the Variscan orogeny. *Tectonophysics* 205, 387–407. doi:10.1016/0040-1951(92)90444-B
- Le Fort, P., 1973. Géologie du Haut-Dauphiné cristallin (Alpes Française): Etudes pétrologique et structurale de la partie occidentale (phdthesis). Université Nancy I.
- Ledru, P., Lardeaux, J.M., Santallier, D., Autran, A., Quenardel, J.M., Floc'h, J.P., Lerouge, G., Maillet, N., Marchand, J., Ploquin, A., 1989. Ou sont les nappes dans le massif central français? *Bull. Soc. Geol. Fr.* V, 605. doi:10.2113/gssgfbull.V.3.605
- Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., de Graciansky, P.-C., Rudkiewicz, J.-L., Megard-Galli, J., Tricart, P., 1986. The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Mar. Pet. Geol.* 3, 179–199. doi:10.1016/0264-8172(86)90044-9
- Leveridge, B., Hartley, A.J., 2006. The Variscan Orogeny: the development and deformation of Devonian/Carboniferous basins in SW England and South Wales. *Geol. Engl. Wales* edited PJ Brenchley PF Rawson Lond. Geol. Soc. Lond. 2006, 225–255.
- Li, X.-H., Faure, M., Rossi, P., Lin, W., Lahondère, D., 2015. Age of Alpine Corsica ophiolites revisited: Insights from in situ zircon U–Pb age and O–Hf isotopes. *Lithos* 220–223, 179–190. doi:10.1016/j.lithos.2015.02.006
- Marschall, H.R., Kalt, A., Hanel, M., 2003. P–T Evolution of a Variscan Lower-Crustal Segment: a Study of Granulites from the Schwarzwald, Germany. *J. Petrol.* 44, 227–253. doi:10.1093/petrology/44.2.227
- Matte, P., 2002. Variscides between the Appalachians and the Urals: similarities and differences between Paleozoic subduction and collision belts. *Spec. Pap.-Geol. Soc. Am.*

- 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.
- Matte, P., 1986. Tectonics and plate tectonics model for the variscan belt of Europe. *Tectonophysics* 126, 329–374.
- Melleton, J., 2008. Continental crust recycling in the variscan orogen by zircon inheritance investigation (U-Pb in situ measurements by LA-MC-ICPMS) (Theses). Université d'Orléans.
- Ménot, R.-P., 1988a. Magmatisme paléozoïque et structuration carbonifère du massif de Belledonne (Alpes françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque Ouest-Européenne (Mémoire et documents du centre armoricain d'étude structural des socles). Rennes.
- Ménot, R.-P., 1988b. An overview of the geology of the Belledonne Massif (External Crystalline Massifs of western Alps). *Schweiz Miner. Petrogr Mitt* 70, 33–53.
- Ménot, R.P., 1987. Magmatisme paléozoïques et structuration carbonifère de massif de Belledonne (Alpes Française). Contraintes nouvelles pour le schémas d'évolution de la chaîne Varisque ouest-européenne. Université de Rennes.
- Ménot, R.-P., 1986. Les formations plutono-volcaniques dévoniennes de Rioupéroux-Livet (massifs cristallins externes des Alpes françaises): nouvelles définitions lithostratigraphique et pétrographique. *Schweiz. Miner. Petrog Mitteilungen* 66, 229–258.
- Ménot, R.-P., Peucat, J.-J., Piboule, M., Scarni, D., 1985. Cambro-Ordovician age for the ophiolitic complex of Chamrousse-Tabor (Belledonne massif, french external alpine domain. *Ofioliti* 10, 527.
- Oliot, E., Melleton, J., Schneider, J., Corsini, M., Gardien, V., Rolland, Y., 2015. Variscan crustal thickening in the Maures-Tanneron massif (South Variscan belt, France): new in situ monazite U-Th-Pb chemical dating of high-grade rocks. *Bull. Société Géologique Fr.* 186, 145–169. doi:10.2113/gssgfbull.186.2-3.145
- Olsen, S.N., Johnson, C.M., Beard, B.L., Baumgartner, L.P., 2000. New U-Pb zircon data and constraints on the age and mode of migmatization in the Aar massif, Central Alps. *Eur. J. Mineral.* 12, 1245–1260. doi:10.1127/ejm/12/6/1245
- Padovano, M., Elter, F.M., Pandeli, E., Franceshelli, M., 2012. The East Variscan Shear Zone: new insights into its role in the Late Carboniferous collision in southern Europe. *Int. Geol. Rev.* 54, 957–970.
- Paquette, J.-L., Ménot, R.-P., Peucat, J.-J., 1989. REE, Sm-Nd and U-Pb zircon study of eclogites from the Alpine External Massifs (Western Alps)" evidence for crustal contamination. *Earth Planet. Sci. Lett.* 96, 181–198.
- Paris, F., Robardet, M., 1990. Early Palaeozoic palaeobiogeography of the Variscan regions. *Tectonophysics* 197, 193–213.
- Pecher, A., 1970. Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux: le socle ancien - Alpes françaises. (Theses). Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble.
- Petrakakis, K., 1997. Evolution of Moldanubian rocks in Austria: review and synthesis. *J. Metamorph. Geol.* 15, 203–222. doi:10.1111/j.1525-1314.1997.00015.x
- Pin, C., Carme, F., 1987. A Sm-Nd isotopic study of 500 Ma old oceanic crust in the Variscan belt of Western Europe: the Chamrousse ophiolite complex, Western

- Alps (France). *Contrib. Mineral. Petrol.* 96, 406–413. doi:10.1007/BF00371258
- Pin, C., Paquette, J.-L., 1997. A mantle-derived bimodal suite in the Hercynian Belt: Nd isotope and trace element evidence for a subduction-related rift origin of the Late Devonian Brévenne metavolcanics, Massif Central (France). *Contrib. Mineral. Petrol.* 129, 222–238. doi:10.1007/s004100050334
- Pin, C., Peucat, J.J., 1986. Ages des épisodes du métamorphisme paléozoïques dans le Massif centra et le Massif armoricain. *Bull Soc Géol Fr.* 3, 461–469.
- Pitra, P., Poujol, M., Driessche, J.V.D., Polivet, J.C., Paquette, J.L., 2012. Early Permian extensional shearing of an Ordovician granite: The Saint-Eutrope C/S-like orthogneiss (Montagne Noire, French Massif Central). *Comptes Rendus Géoscience* 344, 377–384. doi:10.1016/j.crte.2012.06.002
- Poujol, M., Pitra, P., Van Den Driessche, J., Tartèse, R., Ruffet, G., Paquette, J.-L., Poilvet, J.-C., 2016. Two-stage partial melting during the Variscan extensional tectonics (Montagne Noire, France). *Int. J. Earth Sci.* doi:10.1007/s00531-016-1369-1
- Rabin, M., Trap, P., Carry, N., Fréville, K., Cenki-Tok, B., Lobjoie, C., Goncalves, P., Marquer, D., 2015. Strain partitioning along the anatectic front in the Variscan Montagne Noire massif (southern French Massif Central). *Tectonics* 34, 2014TC003790. doi:10.1002/2014TC003790
- Racek, M., Štípská, P., Pitra, P., Schulmann, K., Lexa, O., 2006. Metamorphic record of burial and exhumation of orogenic lower and middle crust: a new tectonothermal model for the Drosendorf window (Bohemian Massif, Austria). *Mineral. Petrol.* 86, 221–251. doi:10.1007/s00710-005-0111-7
- Rey, P., Burg, J.-P., Lardeaux, J.-M., Fluck, P., 1989. *Pétrologie. Evolutions métamorphiques contrastées dans les Vosges orientales: témoins d'un charriage dans la chaîne varisque.* *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 309, 815–821.
- Rey, P.F., Teyssier, C., Kruckenberg, S.C., Whitney, D.L., 2012. Viscous collision in channel explains double domes in metamorphic core complexes: REPLY. *Geology* 40, 280.
- Robardet, M., 2003. The Armorica “microplate”: fact or fiction? Critical review of the concept and contradictory palaeobiogeographical data. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 195, 125–148.
- Roger, F., Respaut, J.-P., Brunel, M., Matte, P., Paquette, J.-L., 2004. Première datation U-Pb des orthogneisses ocellés de la zone axiale de la Montagne Noire (Sud du Massif Central) nouveaux témoins du magmatisme Ordovicien de la chaîne Varisque. *C R Geosci.* 336, 18–28. doi:10.1016/j.crte.2003.10.014
- Roger, F., Teyssier, C., Respaut, J.-P., Rey, P.F., Jolivet, M., Whitney, D.L., Paquette, J.-L., Brunel, M., 2015. Timing of formation and exhumation of the Montagne Noire double dome, French Massif Central. *Tectonophysics* 640–641, 53–69. doi:10.1016/j.tecto.2014.12.002
- Rossi, P., Durand-Delga, M., Cocherie, A., 1995. Identification en Corse d'un socle panafricain (cadomien), conséquences sur la paléogéographie de l'orogène varisque sud-européen. *CR Acad Sci Paris* 321, 983–992.
- Rossi, P., Oggiano, G., Cocherie, A., 2009. A restored section of the “southern Variscan realm” across the Corsica–Sardinia microcontinent. *Comptes Rendus Geosci.*

- 341, 224–238.
doi:10.1016/j.crte.2008.12.005
- Roux, M., Bourseau, J.-P., Bas, T., Dumont, T., De Graciansky, P.-C., Lemoine, M., Rudkiewicz, J.-L., 1988. Bathymetric evolution of the Tethyan margin in the western Alps (data from stalked crinoids) .a reappraisal of eustatism problems du ring the Jurassic. *BSGF* 8, 633–641.
- Rubatto, D., Ferrando, S., Compagnoni, R., Lombardo, B., 2010. Carboniferous high-pressure metamorphism of Ordovician protoliths in the Argentera Massif (Italy), Southern European Variscan belt. *Lithos* 116, 65–76.
doi:10.1016/j.lithos.2009.12.013
- Rubatto, D., Schaltegger, U., Lombardo, B., 2001. Complex Paleozoic magmatic and metamorphic evolution in the Argentera Massif (Western Alps) resolved with U-Pb dating. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitteilungen Bull. Suisse Minéralogie Pétrographie Boll. Svizzero Mineral. E Petrogr.* 213. doi:10.5169/seals-61689
- Schaltegger, U., Fanning, C.M., Günther, D., Maurin, J.C., Schulmann, K., Gebauer, D., 1999. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. *Contrib. Mineral. Petrol.* 134, 186–201. doi:10.1007/s004100050478
- Schneider, J., Corsini, M., Reverso-Peila, A., Lardeaux, J.-M., 2014. Thermal and mechanical evolution of an orogenic wedge during Variscan collision: an example in the Maures–Tanneron Massif (SE France). *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 405, SP405.4. doi:10.1144/SP405.4
- Schulmann, K., 2002. Rapid burial and exhumation during orogeny: Thickening and synconvergent exhumation of thermally weakened and thinned crust (Variscan orogen in Western Europe). *Am. J. Sci.* 302, 856–879. doi:10.2475/ajs.302.10.856
- Schulmann, K., Konopásek, J., Janoušek, V., Lexa, O., Lardeaux, J.-M., Edel, J.-B., Pavla Štípská, Ulrich, S., 2009. An Andean type Palaeozoic convergence in the Bohemian Massif. *Comptes Rendus Geosci.* 341, 266–286.
doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2008.12.006
- Schulmann, K., Lexa, O., Janoušek, V., Lardeaux, J.M., Edel, J.B., 2014. Anatomy of a diffuse cryptic suture zone: An example from the Bohemian Massif, European Variscides. *Geology* 42, 275–278. doi:10.1130/G35290.1
- Skrzypek, E., 2011. Structural, petrological and geochronological contribution to intracontinental tectonics of the European Variscan Belt (Sudetes, Vosges Mts) (phdthesis). Université de Strasbourg.
- Skrzypek, E., Schulmann, K., Tabaud, A.-S., Edel, J.-B., 2014. Palaeozoic evolution of the Variscan Vosges Mountains. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 405, SP405.8. doi:10.1144/SP405.8
- Skrzypek, E., Štípská, P., Cocherie, A., 2012. The origin of zircon and the significance of U–Pb ages in high-grade metamorphic rocks: a case study from the Variscan orogenic root (Vosges Mountains, NE France). *Contrib. Mineral. Petrol.* 164, 935–957. doi:10.1007/s00410-012-0781-1
- Stampfli, G.M., Borel, G.D., R.Marchant, Mosnar, J., 2002. Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. *J. Virtual Explor.* 7, 75–104.
- Štípská, P., Pitra, P., Powell, R., 2006. Separate or shared metamorphic histories of eclogites and surrounding rocks? An example from the Bohemian Massif. *J.*

- Metamorph. Geol. 24, 219–240. doi:10.1111/j.1525-1314.2006.00634.x
- Tabaud, A.-S., 2012. Le magmatisme des Vosges : conséquence des subductions paléozoïques (datation, pétrologie, géochimie, ASM). Université de Strasbourg.
- Tait, J.A., Bachtadse, V., Franke, W., Soffel, H.C., 1997. Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints. *Geol. Rundsch.* 86, 585–598.
- Tait, J., Schatz, M., Bachtadse, V., Soffel, H., 2000. Palaeomagnetism and Palaeozoic palaeogeography of Gondwana and European terranes. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 179, 21–31.
- Talbot, J.-Y., Faure, M., Chen, Y., Martelet, G., 2005. Pull-apart emplacement of the Margeride granitic complex (French Massif Central). Implications for the late evolution of the Variscan orogen. *J. Struct. Geol.* 27, 1610–1629. doi:10.1016/j.jsg.2005.05.008
- Trap, P., Roger, F., Cenki-Tok, B., Paquette, J.L., in review. Timing and duration of partial melting and magmatism in the Variscan Montagne Noire gneiss dome (French Massif Central). *Int J Earth Sci. Geol Rundsch.*
- 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. doi: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.
- Vivier, G., Ménot, R.-P., Giraud, P., 1987. Magmatismes et structuration orogénique paléozoïques de la chaîne de Belledonne (massifs cristallins externes alpins) le domaine nord-oriental. *Géologie Alp.* 63, 25–53.
- Von Drach, V., 1978. Mineral-Alter im Schwarzwald. Univ. Heidelb. Heidelb. Ger.
- Von Raumer, J., Albrecht, J., Bussy, F., Lombardo, B., Ménot, R.-P., Schaltegger, U., 1999. The Palaeozoic metamorphic evolution of the Alpine External Massifs. *Schweiz. Miner. Petrog Mitteilungen* 79, 5–22.
- Von Raumer, J.F., 1998. The Palaeozoic evolution in the Alps: from Gondwana to Pangea. *Geol. Rundsch.* 87, 407–435. doi:10.1007/s005310050219
- Von Raumer, J.F., Bussy, F., Scaltegger, U., Schulz, B., Stampfli, G.M., 2013. Pre-Mesozoic Alpine basements? Their place in the European Paleozoic framework. *GSA Bull.* 125, 89–108.
- Von Raumer, J.F., Bussy, F., Stampfli, G.M., 2009. The Variscan evolution in the External massifs of the Alps and place in their Variscan framework. *Comptes Rendus Geosci., Mécanique de l’orogénie varisque : Une vision moderne de le recherche dans le domaine de l’orogénie* Mechanics of Variscan Orogeny: A modern view on orogenic research 341, 239–252. doi:10.1016/j.crte.2008.11.007
- Von Raumer, J.F., Finger, F., Veselá, P., Stampfli, G.M., 2014. Durbachites–Vaugnerites – a geodynamic marker in the central European Variscan orogen. *Terra Nova* 26, 85–95. doi:10.1111/ter.12071
- Von Raumer, J.F., Ménot, R.P., Abrecht, J., Biino, G., 1993. The Pre-Alpine evolution of the External massifs, in: *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*. Springer, pp. 221–240.

Von Raumer, J.-F., Stampfli, G.M., Bussy, F., 2003. Gondwana-derived microcontinents, the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens. *Tectonophysics* 365, 7–22.

von Raumer, J.F., Stampfli, G.M., 2008. The birth of the Rheic Ocean — Early Palaeozoic subsidence patterns and subsequent tectonic plate scenarios. *Tectonophysics* 461, 9–20. doi:10.1016/j.tecto.2008.04.012

Whitney, D.L., Roger, F., Teyssier, C., Rey, P.F., Respaut, J.-P., 2015. Syn-collapse eclogite metamorphism and exhumation of deep crust in a migmatite dome: The P–T–t record of the youngest Variscan eclogite (Montagne Noire, French Massif Central). *Earth Planet. Sci. Lett.* 430, 224–234. doi:10.1016/j.epsl.2015.08.026

Chapitre C



Ce chapitre s'attache à définir l'évolution tectono-métamorphique de la partie SW du massif de Belledonne. Pour cela l'étude des structures et des conditions pressions-températures a été effectuée le long de la vallée de la Romanche. Dans le but de retracer la chronologie de ces différents évènements métamorphiques, un ensemble de datations géochronologiques ont également été réalisées.

Article soumis à Tectonophysics

C. New structural, metamorphic and geochronological insights on the Variscan evolution in the Alpine basement in the Belledonne massif (France).

Kévin Fréville^{a,c,*}, Pierre Trap^b, Michel Faure^a, Jérémie Melleton^c, Xian-Hua Li^d, Wei Lin^d,
Olivier Blein^c, Olivier Brugier^e, Marc Poujol^f

* Corresponding author: kevin.freville@univ-orleans.fr

^a UMR 7327, Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, Université d'Orléans, CNRS, 45071 ORLEANS Cedex 2, France.

^b UMR 6249 Chrono-environnement, Université de Franche-Comté, 16 route de Gray, 25030 Besançon Cedex, France

^c BRGM, Georesources Division, Mineral deposit studies and development unit, 3, avenue Claude-Guillemin, BP 36009 - 45060 Orléans cedex 2 – France

^d State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China.

^e Géosciences Rennes, UMR CNRS 6118, OSUR, Université Rennes 1, 35042 Rennes Cedex, France

^f Géosciences Montpellier, Université de Montpellier II, Place Eugene Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 5, France

Abstract:

The Variscan orogenic evolution of the Alpine basement remains poorly documented. A structural, petrological, and geochronological work has been carried out in the southern part of the Belledonne crystalline massif. Affecting, from top to bottom four litho-tectonic unit, the Taillefer unit, the Chamrousse ophiolitic complexe, the Rioupéroux Livet unit and the Allemont unit, three main tectono-metamorphic events were identified. The first one, called D_x, corresponds to the eastward thrusting of the Chamrousse ophiolitic complex characterized by a Low-Temperature – Moderate-pressure metamorphism up to $0.68 \pm$ GPa and $427 \pm 16^\circ\text{C}$. The second, but main, one, D₁, is responsible for the crustal thickening accommodated by the eastward emplacement of the Chamrousse ophiolitic complex upon the Rioupéroux-Livet unit at 337 ± 7 Ma. The D₁ event is characterized by an amphibolite facies metamorphism (0.58 GPa ± 0.06 ; $608 \pm 14^\circ\text{C}$) up to partial melting at the base of the nappe pile (0.78 ± 0.07 GPa; $680.5 \pm 11.5^\circ\text{C}$). The D₂ event that involves the uppermost weakly metamorphosed Taillefer unit is characterized by NE-SW trending upright to NE-verging synfolial folds. The D₂ folding is pervasively developed in all litho-tectonic units. A zircon SIMS U-Pb age from a plagiogranite of the Rioupéroux-Livet unit at 352 ± 1 Ma is interpreted as the age of magmatic emplacement of the plagiogranite protoliths. This new tectonic, metamorphic, and geochronological data set provides solid constraints to discuss the place of the Belledonne massif in the Variscan geodynamic evolution.

Keywords: Variscan Belt, Alpine External Crystalline Massifs, Belledonne massif, SIMS, LA-ICP-MS, Thermobarometry, zircon and monazite dating

C.1.Introduction:

It is well acknowledged that the Variscan belt, developed in Europe from Portugal to Poland, results from the collision of two main continents, Laurussia and Gondwana, in the north and the south, respectively with several intermediate micro-continents in between such as Armorica and Mid-German Crystalline Rise (Autran and Cogné, 1980; Bard et al., 1980; Franke, 2000; Faure et al., 2005; Matte, 1986, 2007; Paris and Robardet, 1990; Stampfli et al., 2013; Tait et al., 1997, 2000; Von Raumer et al., 2003). The Variscan orogenic evolution is relatively well understood in the main crystalline massifs that develops in Iberia, Armorican Massif, French Massif Central, Vosges, Ardennes, and Bohemian massif (Stampfli et al., 2002, 2013) (Fig. C1A). The Variscan belt is also exposed in eastern Europe extending from Bohemia to Sardinia through the Alpine Basement called the East Variscan branch. In spite of controversies concerning the timing of the main tectonic-metamorphic events and the correlations of the distinct basement domains, several reasonable interpretations have been already proposed (Corsini and Rolland, 2009; Fernandez et al., 2002; Faure et al., 2014; Guillot et al., 2009; Guillot and Ménot, 2009; Rossi et al., 2009; Von Raumer et al., 2013). Nevertheless, the tectono-metamorphic evolution of the Variscan basement within the East Variscan branch, remains poorly documented.

From the study of the External Crystalline Massifs (ECMs) of the Western Alps, Maures-Tanneron massif, Corsica-Sardinia area, and other fragments of the Alps, two main interpretations are proposed. The first one argues that the East Variscan branch results of a tectonic collage along a N030°E East Variscan Shear Zone (EVSZ) during the late Carboniferous to Permian time (Corsini and Rolland, 2009; Guillot et al., 2009; Padovano et al., 2012). The second hypothesis suggests that the Variscan massifs of the East Variscan branch were drifted from the Gondwana margin, and then accreted along the Armorica during the early Paleozoic time (Stampfli et al., 2002; Von Raumer, 1998; Von Raumer et al., 2003, 2009, 2013, 2014, 2015).

A recent study of the Cenozoic tectono-metamorphic history of the Belledonne External Crystalline Massif has shown that the Miocene ductile deformation and metamorphic overprint

are limited to localized high strain shear zones (Bellahsen et al., 2014; Bellanger et al., 2014, 2015). Consequently, the major part of this crystalline massif preserves the Variscan tectonic and metamorphic features. Furthermore, even if the Belledonne massif has been studied in the last 30 years, recent quantitative data remain rare and need to be updated.

This study presents new structural, thermo-barometric, and geochronological data for the Southwestern part of the Belledonne massif, mostly along the Romanche valley and surrounding areas. Based on these results, we propose a new interpretation of the tectono-metamorphic evolution of this part of the Variscan belt, focussing on the middle Carboniferous stages of the orogeny.

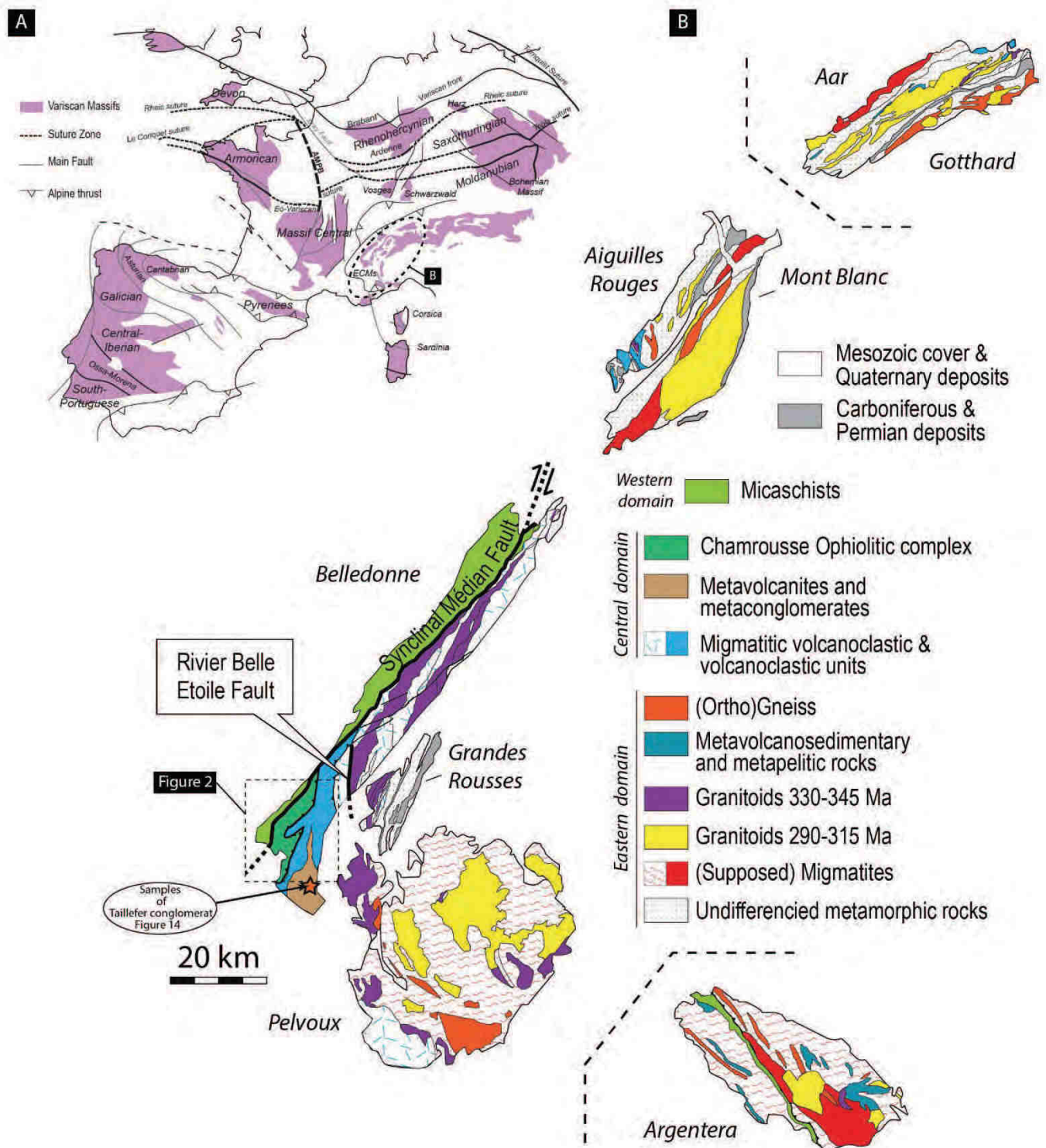


Figure C1. A: Location of External Crystalline Massifs (ECMs) within the Variscan belt, modified after (Von Raumer 1998; Faure et al. 2005; Talbot et al. 2005; Tabaud 2012; Faure et al. 2014). B: Geological map of ECMs, modified after (Debon and Lemmet 1999; Guillot et al. 2009). Dashed box shows the extent of Figure C2.

C.2. Geological setting

The External Crystalline Massifs

The ECMs are composed of various metamorphic, plutonic and migmatitic rocks of Cambrian to Carboniferous ages, mantled by Late Carboniferous to Permian non-metamorphic sedimentary and volcanic series, in turn unconformably overlain by Mesozoic sedimentary rocks (Fig. C1B, Barfety et al., 2000; Guillot et al., 2009). At the first order, the ECMs can be divided in three domains, the easternmost one corresponds to granite and migmatitic rocks. The central domain corresponds to SW Pelvoux, SW Belledonne and SW Aiguilles Rouges and it is composed by the Chamrousse Ophiolite, amphibolite facies metamorphic rocks, and Viséan volcano-sedimentary series (see details below). The westernmost domain displays a micaschist series called Série Satinée (NW Belledonne) (e.g. Bordet and Bordet, 1963; Fig. C1B). During the Alpine evolution, the ECMs underwent a Jurassic rifting resulting in local tilting of the Paleozoic basement (Barfety et al., 1988; Lemoine, 1988). Latter, the Miocene Alpine deformation was coeval with a low grade (prehnite-pumpellyite to greenschist facies) metamorphic overprint (Gratier et al., 1973). Nevertheless, the Pre-Alpine tectono-metamorphic events are particularly well preserved in the Belledonne massif. A Cambro-Ordovician ophiolitic series has been described at Chamrousse in SW Belledonne (Bodinier et al., 1981; Carne, 1965a, 1970; R.-P. Ménot, 1987; Ménot, 1988a, 1988b; Pin and Carne, 1987). Moreover several Siluro-Devonian (425-395 Ma) retrogressed mafic eclogites are reported in NE Belledonne, Aiguilles Rouges and Argentera massifs (Eastern Domain) (Paquette et al., 1989) but the significance of those ages remains controversial due to the geochronological method (Compagnoni et al., 2010). A recent study argues for a Carboniferous HP event (340-336 Ma) in the Argentera massif (Rubatto et al., 2010). The origin and evolution of the Chamrousse Ophiolite and its relationships with the surrounding lithological and tectonic units remain discussed (Guillot et al., 2009; Matte, 2001). This is partly due to the lack of detailed petrological, structural and geochronological data. This study focusses on the Belledonne Massif that lies in a central position along the ECMs.

The main litho-tectonic units in the Belledonne Massif

The Belledonne massif is divided into three tectonic parts by high angle strike slip faults (Figs. C1B, C2; Barfety et al., 1972, 2000). To the NW, in the External Domain, the Série-

Satinée (Bordet and Bordet, 1963; Simeon, 1979) is bounded to the East by the Synclinal Médian strike-slip Fault (SMF). This series that consists of low metamorphic grade alternations of quartz-feldspar sandstone and two-mica bearing micaschists is considered as a turbiditic formation (Bordet and Bordet, 1963). East of the SMF, the Internal Domain of the Belledonne Massif is divided in NE and SW parts by the Rivier-Belle Etoile fault (RBE, Fig. C1B). The NE part is composed of partly migmatitic volcanoclastic series intruded by Visean granitoids (Barfety et al., 2000; Debon and Lemmet, 1999). In the following, this area will not be considered. We shall focus on the SW part of the Belledonne massif, which is in contact with Mesozoic sediments by an Early Jurassic normal fault (Fig. C2). The following lithological or tectonic units are recognized: i) the Chamrousse ophiolitic complex, ii) the Rioupérroux-Livet volcanosedimentary unit, iii) the Allemont migmatitic unit, and iv) the Taillefer terrigenous-volcanic unit (Ménot, 1988b).

The Chamrousse ophiolitic complex consists of a well preserved kilometer-scale oceanic lithosphere (e.g. Bodinier et al., 1981). Detailed mapping indicates that the ophiolitic succession is overturned. The serpentinitized ultramafic rocks that form the uppermost part are tectonically underlain by gabbros and amphibolites. The lowermost part consists of pillow lava, volcanic and sedimentary rocks. This inverted lithology results of tectonic stacking since the ophiolitic sub-units are separated by ductile shear zones (Barfety et al., 1972, 1988; Carne, 1965a). A Sm/Nd isochron at 497 ± 24 Ma was obtained for the mafic protoliths (Pin and Carne, 1987). Zircons from plagiogranite yielded U/Pb age at 496 ± 6 Ma (Ménot et al., 1988). These Late Cambrian-Early Ordovician ages are interpreted as those of the ophiolitic magmatism. A low pressure high temperature (LP-HT) metamorphism estimated at 3-4 kbar and 500-600°C, coeval with magmatic textures, and solid state deformation, characterized by amphibole-plagioclase bearing foliation and a NW-SE striking mineral lineation coeval with a top-to-the NW shearing, were interpreted as ridge axis preserved features (Guillot et al., 1992). According to these authors, the intra-oceanic deformation events are interpreted as formed during the rifting stage.

The Rioupérroux-Livet unit is composed of bi-modal magmatic and volcano-sedimentary rocks (Ménot, 1988a). The magmatic part includes felsic and mafic lavas, the grauwackes, and the volcanoclastic part is intruded by trondhjemitic sills and stocks dated at 367-362 Ma by K/Ar method on amphibole (Ménot et al., 1985, 1987; Ménot, 1986), and at 367 ± 17 Ma and 352 ± 55 Ma by U-Pb method on zircon (Ménot et al., 1985; Ménot, 1988a). The volcano-sedimentary part is an alternation of plagioclase-rich leucocratic beds, felsic metavolcanics,

metapelites and rare marbles. Towards the east, the metapelites become more abundant and thicker than in the west. The Rioupéroux-Livet unit was interpreted as an active continental margin (Carme and Pin, 1987). However, Ménot (1987; 1988a) argued for a continental extensional setting with progressive change from mantle to crustal sources. An amphibolite facies metamorphism is documented by garnet-staurolite micaschists with P-T conditions at 8 ± 2 kbar and $590\pm 60^\circ\text{C}$, followed by a slight isothermal decompression at 7 ± 2 kbar and $590\pm 60^\circ\text{C}$, and lastly a Westphalian normal faulting developed under greenschist facies conditions (Fernandez et al., 2002; Guillot and Ménot, 1999).

West of Allemont, the *Allemont migmatitic unit* consists of anatectic granites and migmatitic gneisses, developed at the base of the Rioupéroux-Livet unit. These rocks were interpreted as being formed during a late Carboniferous to Permian extensional tectonic phase coeval with crustal melting (Fernandez et al., 2002; Guillot and Ménot, 1999).

The Taillefer unit is composed of terrigenous rocks, dominantly siltstones with graphitic layers, sandstones, conglomerates, and acidic volcanic rocks. On the basis of poorly preserved fossil plant fragments, the Taillefer unit was supposed to be upper Visean in age (ca. 330 Ma) (Gibery, 1968). However, new chronological data (Fréville, 2016) challenge this statement (see details in the discussion section). The Taillefer unit experienced a greenschist facies metamorphism coeval with a ductile deformation (Barfety et al., 1972). The Taillefer unit rocks unconformably overlies the Rioupéroux-Livet unit (Carme, 1965b), and both units experienced the same tectonic-metamorphic event, called D₂ event in the following. On the basis of the geochemical tholeiitic signature with crustal contamination of the magmatic rocks, the Taillefer unit was interpreted as a back arc basin developed on a thin continental crust (Vivier et al., 1987).

Concerning the tectonic history, several studies (Fernandez et al., 2002; Guillot et al., 2009; Guillot and Ménot, 2009) lead to the following structural evolution: (i) an Early Devonian nappe emplacement represented in the SW Belledonne through a top-to-the N-NW thrusting related to an early obduction of the Chamrousse ophiolite complex, (ii) a Visean nappe stacking responsible for the back thrusting of the Chamrousse ophiolitic complex upon the Rioupéroux-Livet unit, and the top to the E-NE shearing within this unit, (iii) a Westphalian-middle Stephanian extensional tectonics allowing the emplacement and metamorphism of the Allemont migmatitic unit (Fig. C2).

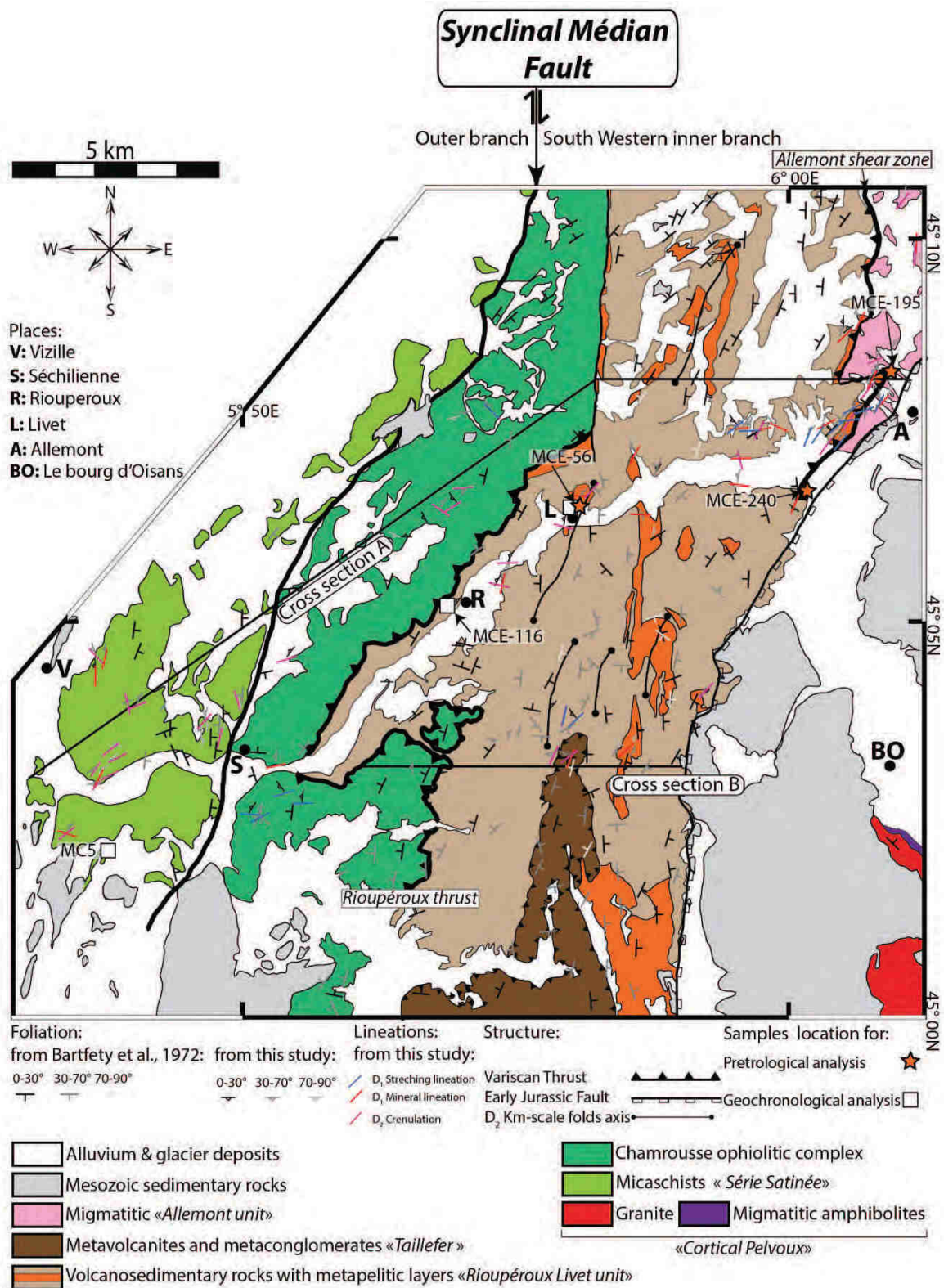


Figure C2. Geological map of the Southwestern part of the Belledonne Massif. Lines A and B, respectively locate the cross section of figures C6A and C6B. Stars locate samples used for pseudosection approach on figures C10 and C11. Squares locate the dated samples of figure C12, C13 C15.

Overall geometry of the SW part of Belledonne massif

In the outer branch of the Belledonne massif, upright folds deform the Série Satinée turbidites (Figs. C2, C6A). To the east of the SMF, the stacked mafic-ultramafic units that form the Chamrousse ophiolitic complex are separated by flat lying or low-dip ductile shear zones. In detail, serpentinized ultramafics overthrust gabbroic and microgabbroic rocks (Fig. C3A), and those mafic rocks tectonically overly foliated amphibolites and volcano-clastic rocks. Below the Chamrousse ophiolitic complex, the bimodal volcanosedimentary rocks and the biotite-garnet-staurolite-kyanite metapelites of the Rioupéroux-Livet unit develop widely eastwards. The metamorphic gap observed between the Chamrousse ophiolitic complex and Rioupéroux-Livet unit is interpreted by the thrusting of the former upon the latter along the Rioupéroux thrust (RT). The eastern part of the Rioupéroux-Livet unit is made of a hundred meters thick anatectic zone with garnet-bearing metatexites (Figs. C4B, C4E, C6A) that has been distinguished as the Allemont migmatitic unit (Guillot and Ménot, 1999). The Rivier-Belle Etoile fault zone truncates the metatexites observed near Allemont suggesting that their apparent thickness of ca. 1 km is probably underestimated (Fig. C6A).

C.3. Structural analysis

Macro- and microstructural investigations in the southwestern part of the Belledonne massif allow us to recognize a succession of two main ductile deformation phases, called D₁ and D₂. They are presented in each of the three lithological or tectonic units distinguished in the previous sections (Table C1).

D1 deformation: Nappe stacking

Superimposed to the deformation structures related to the rifting stage (see above), the main planar fabric of the *Chamrousse ophiolitic complex* is a metamorphic foliation, S₁, that is mostly parallel to the primary bedding. S₁ strikes N-S to NE-SW and dips mainly toward the West, but E- or SE-vergent post-folial folds may disturb the S₁ dip (Figs. C2, C5, C6). Along the tectonic contact between the Chamrousse and Rioupéroux-Livet units (i.e. the RT), and the low angle internal thrust faults within the Chamrousse unit, S₁ becomes very penetrative and

turns to mylonitic fabrics (Fig. C3A). The S_1 planar fabric holds a W-E to NE-SW trending mineral and stretching lineation L_1 (Fig. C5) that is well exemplified by elongated amphibole needles within amphibolite. Mafic boudins elongated parallel to L_1 may also develop. Intrafolial folds (F_1) with axes parallel to L_1 , are also observed. Alike for S_1 , L_1 becomes highly penetrative in the mylonitic zones that developed along the internal contacts in the Chamrousse ophiolitic complex, particularly between serpentinite and gabbro. Those shear zones show a top-to-the-E-NE motion (Fig. C3A).

In the western part of the *Riouperoux-Livet unit*, the structural elements are similar to those described in the Chamrousse ophiolitic unit. The main planar fabric is a metamorphic foliation S_1 that strikes N-S to NE-SW and dips mainly toward the west (Figs. C3B, C3C, C3D, C3E, C5, C6). S_1 holds an E-W to NE-SW trending L_1 (Fig. C5), which is well exemplified by elongated amphibole needles, biotite aggregates and elongated quartz within amphibolite and metapelite, respectively (Fig C3F). Kinematic indicators observed along L_1 in the field or in thin section are in agreement with a top-to-the-E shearing (Figs. C3C, C3D, C7A, C7C).

F_1 isoclinal folds marked by several quartz-rich layers within the volcano-sedimentary rocks are observed. S_1 and F_1 intrafolial folds strike N-S, and dip gently to the West (Figs. C3B, C3D, C5). Furthermore, the D_1 fabric observed in the Riouperoux-Livet reworked a previous bedding, (S_0), preserved as plagioclase-rich leucocratic layers in few F_1 fold hinges (Figs. C3B, C8A).

In the easternmost part of the Riouperoux-Livet unit, a D_1 strain gradient is documented by the progressive development of a mylonitic zone at the base of the unit (Fig. C3E, C6). There, several decimeter to pluri-meter thick, moderately westward dipping ($30^\circ - 50^\circ$), mylonitic bands exhibit a pervasive E-W trending, stretching lineation (L_1) along which top-to-the-E shear criteria, such as sigmoidal veins, drag fold and sigmoidal blasts are observed (Figs. C3C, C3D, C3E, C7C, C7D). These mylonitic bands correspond to a ca 1km-thick high strain zone here named, the Allemont shear zone (ASZ) (Figs. C2, C6A). Therefore, along the Eastern part of the Belledonne massif, a D_1 strain gradient increasing from West to East is observed. As described in the next section, the increase of metamorphic grade and partial melting is consistent with this East-directed strain gradient, which is interpreted here as related to the D_1 nappe stacking deformation phase.

Within the Allemont migmatitic unit the D_1 structural elements were partially erased during the melting, nevertheless when observed, they exhibit the same geometric features as those

described within the Rioupéroux-Livet unit. Furthermore, the biotite and quartzo-feldspathic leucosomes defines a mineral preferred orientation parallel to S_1 . In the following, this planar structure is also considered as coeval with S_1 observed in the Rioupéroux-Livet unit.

An early deformation, characterized by relictual N-S striking and westward dipping foliation, attributed to S_1 is also observed in the Série Satinée unit (Fig. C5). It is worth to note that the D_1 event described here in several units is not observed in the Taillefer unit (Table C1).

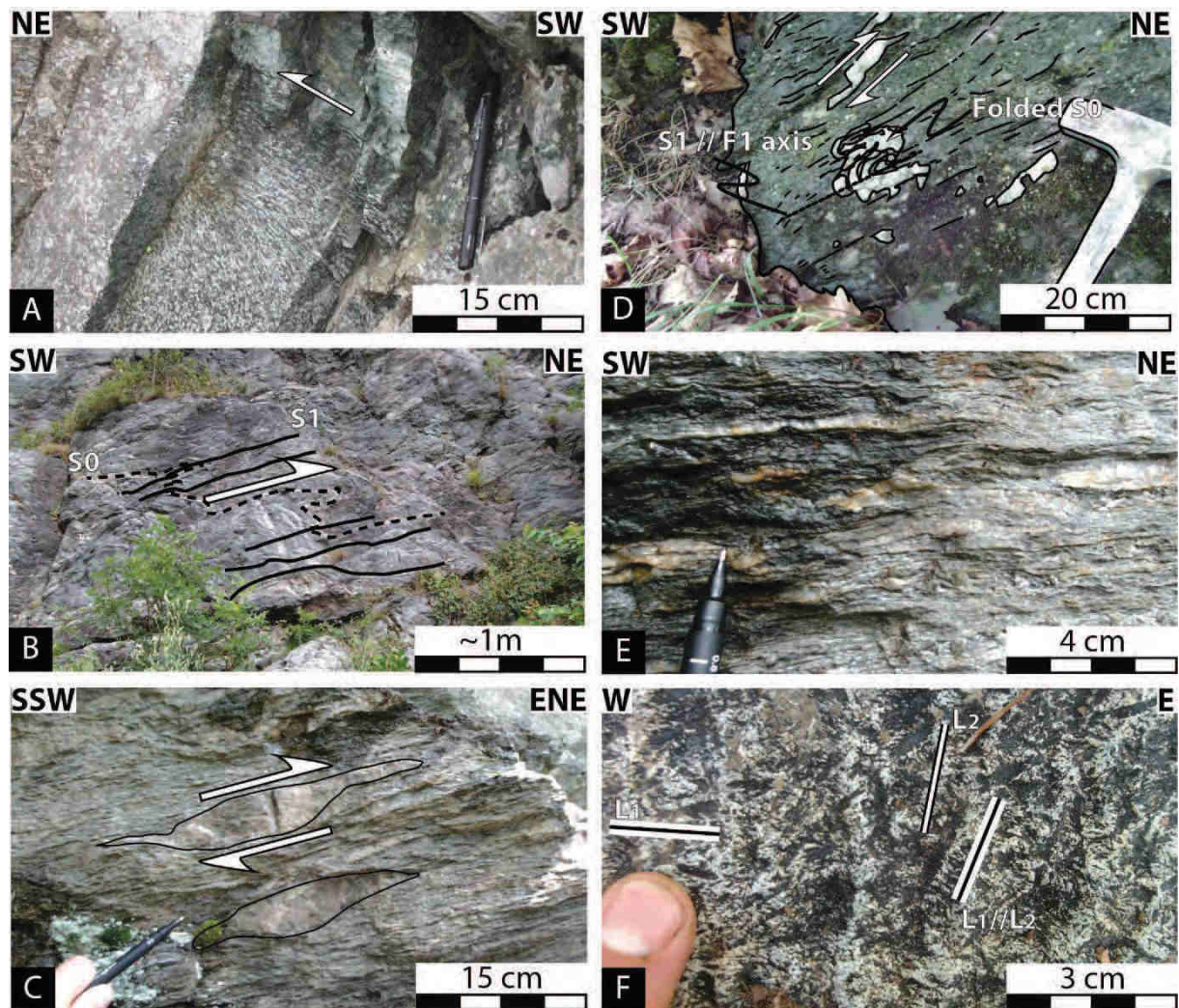


Figure C3. Outcrop photographs of D_2 deformation event. A: folding of S_{0-1} foliation during the D_2 event in the metavolcanic rocks of the Rioupéroux-Livet unit. Note the absence of penetrative S_2 foliation. B: NE-SW striking F_2 fold in metapelite near Allemont. Note i) the top-to-the-NW sense of shear on the NW flank and top to the SE shearing on SE flank, and ii) the presence of melt pockets on each flank of the fold showing that melting is postdated by the D_2 deformation. Black box locates the E and F detail photographs. C: S_2 foliation developed parallel to F_2 fold axial plane in metapelite in the Rioupéroux-Livet unit. D: NE-SW striking crenulation lineation in weakly metamorphosed schist in the Taillefer unit. E: Top-to-the-NW sheared melt pocket on the NW flank of the D_2 fold shown in picture B. F, Top-to-the-SE-sense of shear in the SE flank of the D_2 fold shown in picture B.

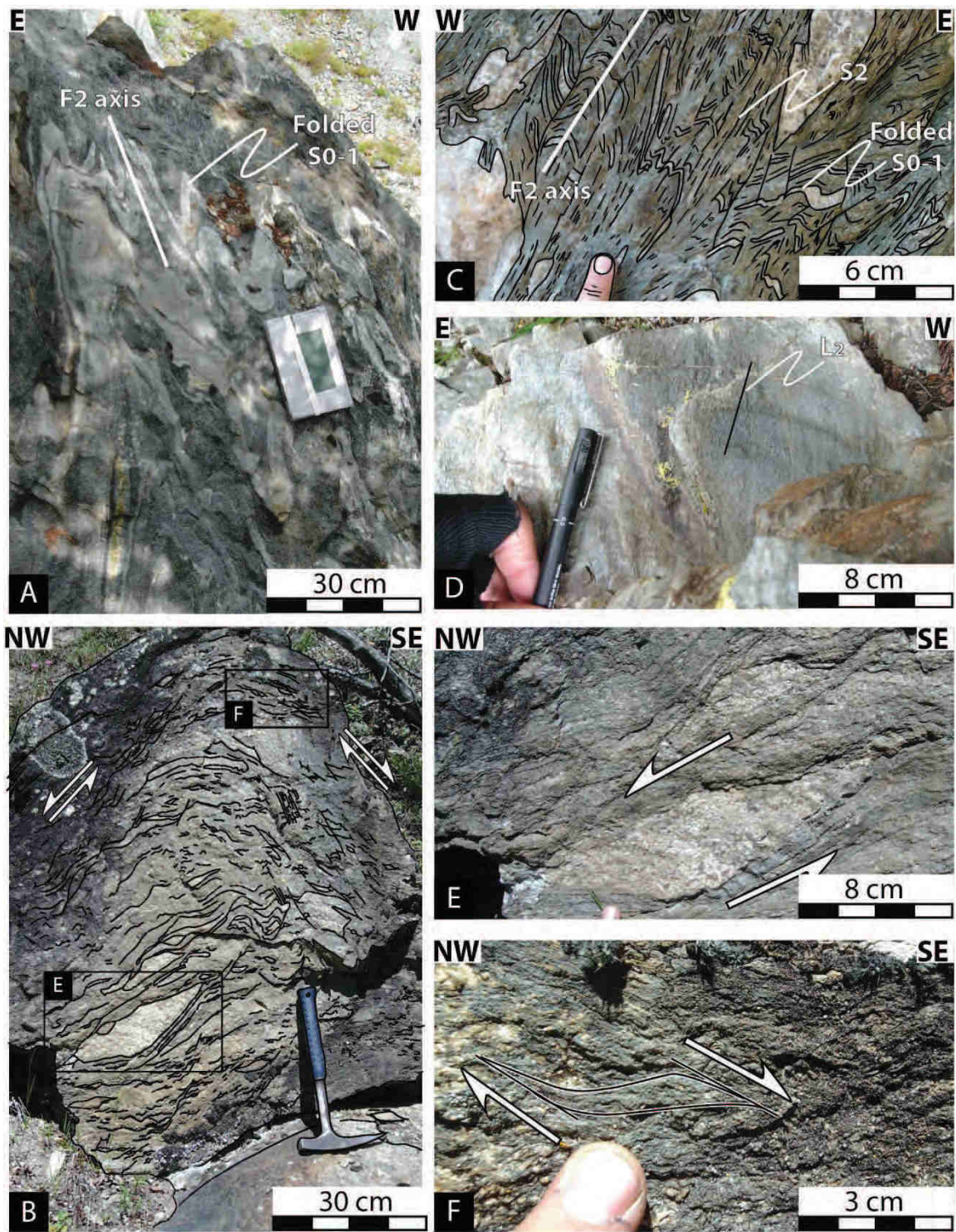


Figure C4. Outcrop photographs of D_2 deformation event. A: folding of S_{0-1} foliation during the D_2 event in the metavolcanic rocks of the Rioup eroux-Livet unit. Note the absence of penetrative S_2 foliation. B: NE-SW striking F_2 fold in metapelite near Allemont. Note i) the top-to-the-NW sense of shear on the NW flank and top to the SE shearing on SE flank, and ii) the presence of melt pockets on each flank of the fold showing that melting is postdated by the D_2 deformation. Black box locates the E and F detail photographs. C: S_2 foliation developed parallel to F_2 fold axial plane in metapelite in the Rioup eroux-Livet unit. D: NE-SW striking crenulation lineation in weakly metamorphosed schist in the Taillefer

unit. E: Top-to-the-NW sheared melt pocket on the NW flank of the D₂ fold shown in picture B. F: Top-to-the-SE-sense of shear in the SE flank of the D₂ fold shown in picture B.

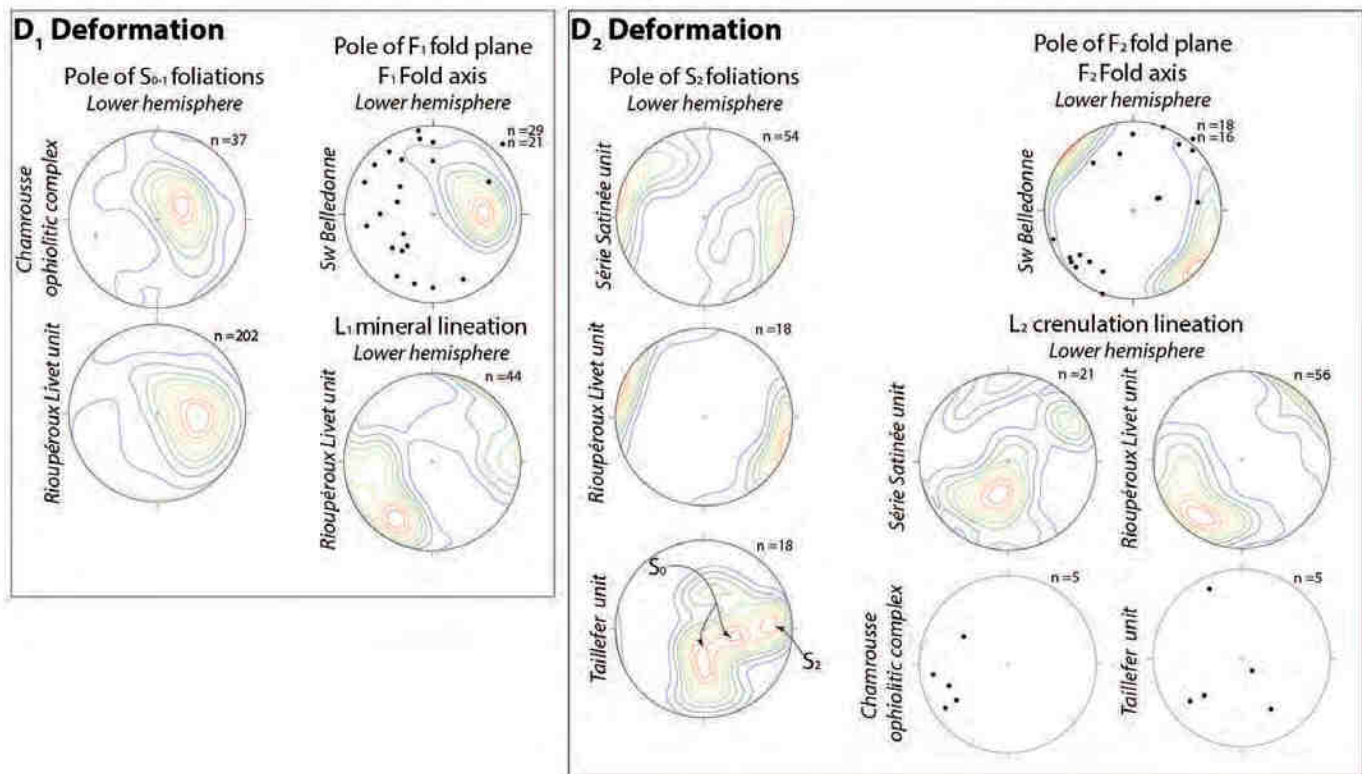


Figure C5. Stereographic plots of poles of foliation planes, lineations and fold axis plotted in the lower hemisphere in equal area projection. n, represents the number of . Contouring is made with an interval of 10% of probability of measurement values.

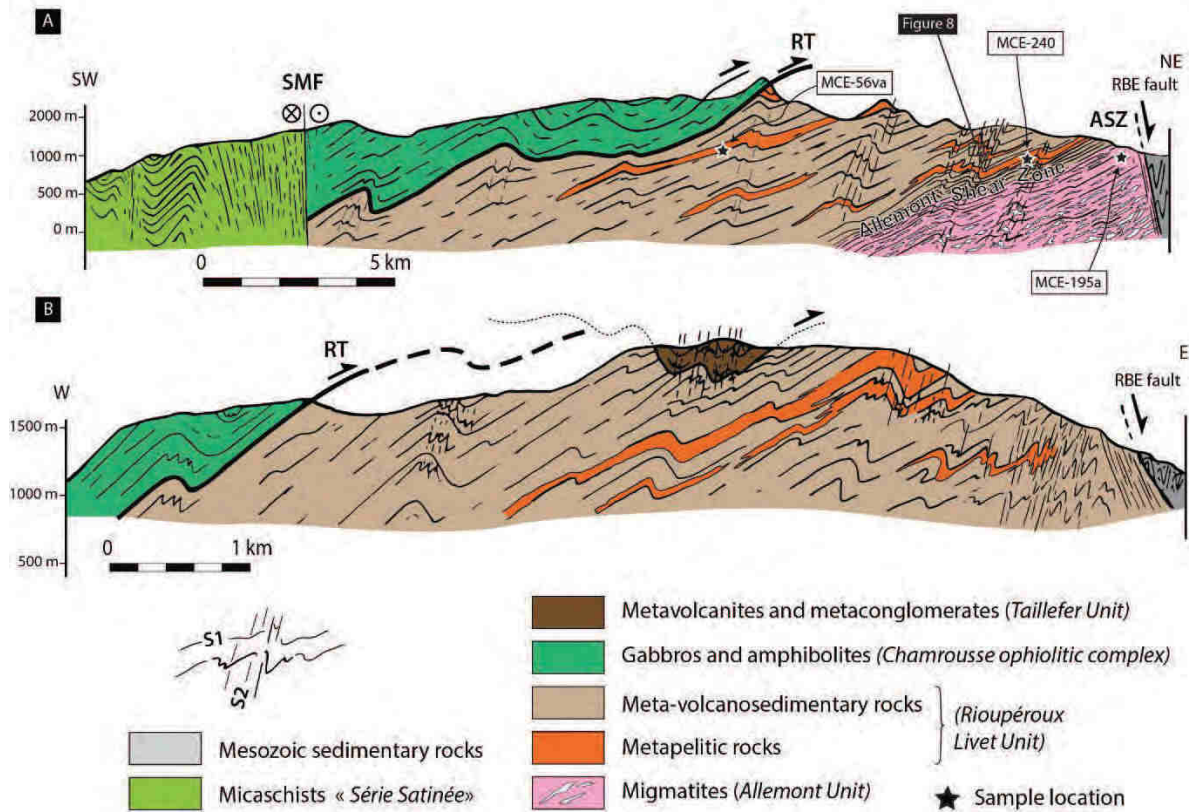


Figure C6. A: SW-NE cross section through the Belledonne massif. Stars indicate the location of samples used for pseudosection approach of figures 10 and 11. B: W-E cross section through the Taillefer unit. The two cross sections are located on figure 2. SMF: Synclinal Médian Fault; ASZ: Allemont Shear Zone; RBE: Rivier Belle Etoile fault; RT : Rioupéroux Thrust.

NW-SE D2 shortening

In the southwestern part of the Belledonne massif, in both inner and outer branches, N000°E to N030°E striking, upright or slightly eastward overturned, km-scale folds F_2 are observed (Fig. C2). These structures belong to the D_2 deformation as S_1 is folded along a broad N030°E trending subhorizontal axis with sub-vertical or steeply westward dipping axial planes (Figs. C2, C4A, C4B, C4C, C5). In this last case, the F_2 long limbs are moderately (i.e. 20° to 40°) west dipping, and the short limbs are subvertical (Fig C6). At the centimeter- to decimeter-scale F_2 folds tend to be more upright than overturned (Fig. C4A). The D_2 deformation is responsible for the refolding of L_1 with the initial E-W trend that becomes parallel to a NE-SW direction (Figs. C3F, C8B, C8C). The D_2 linear fabric is dominated by a NE-SW trending and weakly SW plunging L_2 crenulation lineation that parallels the meter-scale F_2 fold axes (Figs. C4D, C5). The L_2 crenulation lineation is observed in Chamrousse ophiolitic complex,

Rioupérroux-Livet unit and Taillefer unit (Fig. C4D) as well as in the Série Satinée unit (Fig. C5).

Shearing with opposite kinematics, attested by mm- to cm-scale shear bands formed during D₂ deformation along F₂ flanks are recognized (Fig. C4B, C4E, C4F, C7B and C8D). This opposite senses of shear, coeval with F₂ folding can be also observed at the microscopic scale (Fig. C7B). Due to the geometry of F₂ folds with long flanks dipping to the W-NW, the apparent top-to-the-W sense of shear is preponderant (Figs. C4E, C8D). These shear bands are easily observed in the plane perpendicular to the L₂ crenulation lineation (Fig. C8D). The Allemont migmatitic unit is also deformed by the D₂ folding. Sheared pockets of melt (Figs. C4B, C4E) and shear bands (Figs. C4B, C4E, C4F) show a top-to-the NW or to the SE.

Within the Rioupérroux-Livet unit, S₂ is subvertical and strikes NE-SW (Figs. C4C, C5). The S₂ foliation is predominantly observed near the hinge of F₂, and it is very penetrative in metapelitic layers and less penetrative in the more competent volcanoclastic layers (Figs; C4A, C4C, C8A). In the Rioupérroux-Livet unit near Allemont, a NW-SE directed D₂ shortening gradient is marked by the tightening of upright folds (Fig. C4A, C6B), and by the development of meter scale S₂ corridor along which the S₀₋₁ foliation is transposed (Fig. C8C).

Within the Taillefer unit, a NE-SW striking and steeply dipping predominantly to the NW, S₂ slaty cleavage pervasively develops. It is well marked within the black shale sediment but can be observed in the terrigenous and volcanic rocks as well. The elongation of quartz pebbles defines a L₂ stretching lineation, with a NE-SW trend and moderate plunge. Since the planar and linear structures observed in the Taillefer unit exhibit the same orientation as the D₂ structures recognized in the Rioupérroux-Livet unit, they are attributed to the D₂ event (Table C1).

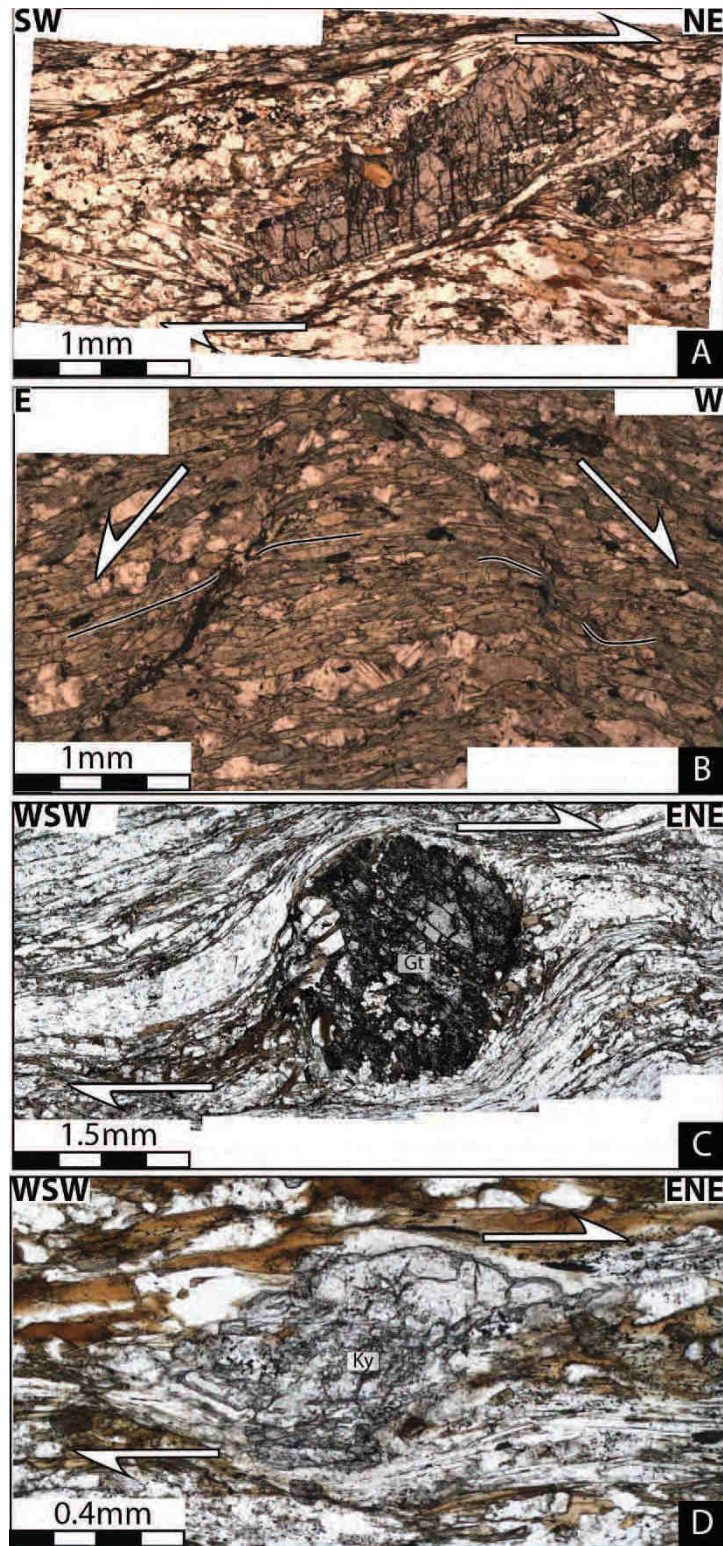


Figure C7. Representative microphotographs of microstructure and mineral phases. The thin sections are parallel to the stretching lineation and perpendicular to the foliation. A: sigmoidal garnet indicating a top-to-the-NE sense of shear in the Rioupéroux-Livet unit. B: conjugate shear bands developed on each flank of a D_2 fold in volcanoclastic facies of the Rioupéroux-Livet unit. C: sigmoidal garnet indicating a top-to-the-ENE sense of shear. D: sigmoidal kyanite indicating a top-to-the-ENE related to the D_x deformation.

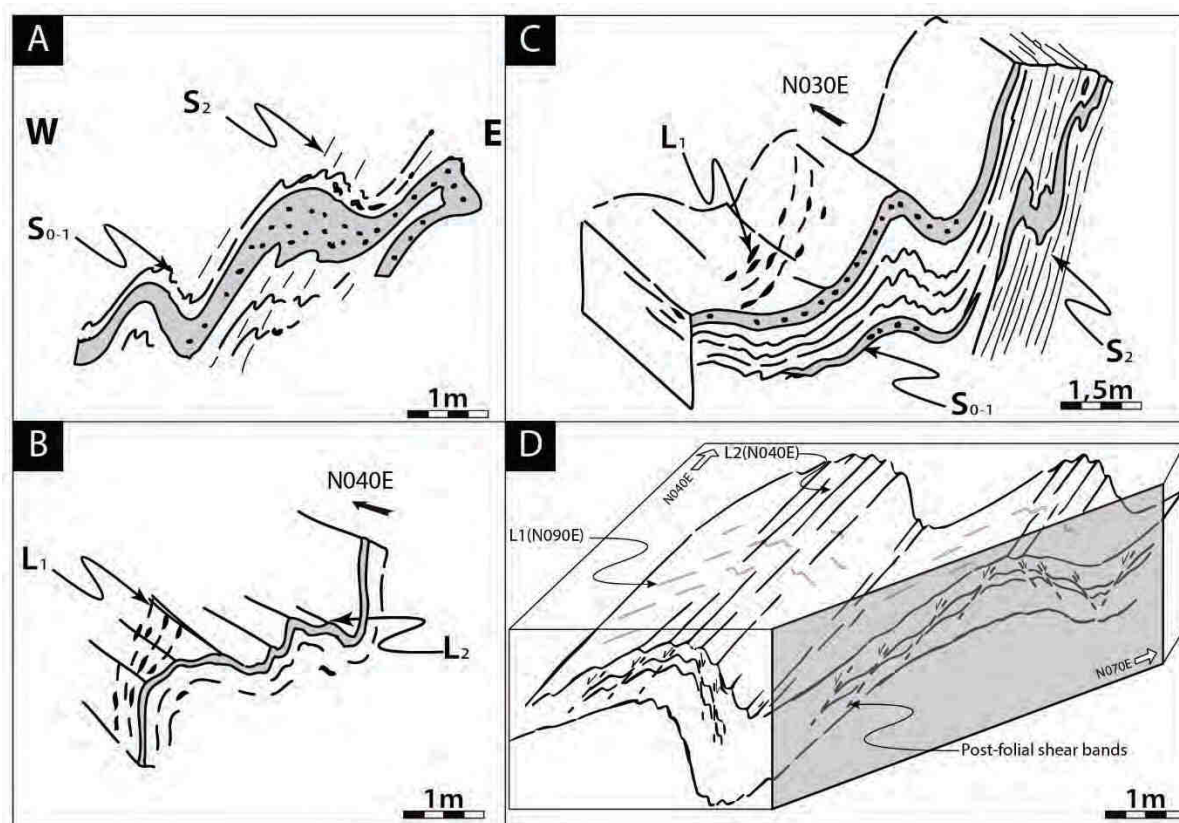


Figure C8. Field sketches of D₁-D₂ relationships. Quartz-feldspar-rich beds are represented in grey. A: folding of the S₀₋₁ foliation by D₂ folds responsible for the local development of S₂ in metapelitic layers. B: reorientation of the L₁ mineral lineation by D₂ event. C: tight D₂ folding was responsible for the shortening of S₀₋₁, development of S₂ foliation, and L₁ reorientation. D: Relationships between the conjugate post-folial shear bands developed on both limbs of D₂ folds, and refolding of L₁ stretching lineation. The N070E plane is parallel to the reoriented L₁ lineation.

In summary, two main phases of penetrative deformation are recognized along the Romanche valley, namely: an earlier D₁ deformation, corresponding to the eastward nappe stacking, and a subsequent D₂ deformation phase attributed to a general NW-SE directed shortening.

Table C1. Summary of tectonic-metamorphic events recorded in the Southwestern part of the Belledonne massif. Data from [1] Ménot et al. (1988) and Pin and Carme (1987).

EVENTS	Outer branch	SMF	SW Inner Branch		Taillefer unit	
	Série-Satinée	Chamrousse ophiolitic unit	RT Riouperoux-Livet unit	ASZ Allemont migmatitic unit		
D ₂	Structure	• upright folds • high angle S ₂ • NE-SW L ₂	• buckled folds SE vergent • NE-SW L ₂	• buckled folds SE vergent • upright folds • high angle S ₂ • NE-SW L ₂ crenulation	• buckled folds SE vergent • upright folds • high angle S ₂ • NE-SW L ₂ crenulation	• upright folds NE-SW axis • NE-SW L ₂ crenulation • L ₂ stretching lineation
	Metamorphism	Greenschist facies	Retrograde Greenschist facies ?	Retrograde Greenschist facies ?	Retrograde amphibolite facies ? Sill - melt	Greenschist facies
	Age					Visean ca. 340Ma
Late D ₁ thrusting of the Taillefer unit						
D ₁	Structure	Low angle S ₁ ?	• Low angle S ₁ • E-W L ₁	• Low angle S ₁ • Recumbent folds E vergent • E-W L ₁	• Low angle S ₁ • Recumbent folds E vergent • E-W L ₁	
	Kinematics		• top to the E-NE	• top to the E-NE	• top to the E-NE	
	Metamorphism	Greenschist facies?	Amphibolite Facies P ? T ?	Amphibolite Facies Gt-Bt-melt ca. 6 kbar; 600 °C	Amphibolite Facies Gt-Bt-melt ca. 8 kbar; 630 °C	
	Age		339 ± 5 Ma (U-Pb _{Mnz})	339 ± 5 Ma (U-Pb _{Mnz})	339 ± 5 Ma (U-Pb _{Mnz})	
Bi-modal magmatism @ 352 ± 1 Ma (U-Pb _{Zr}). • S ₀ bedding						
D _x	Kinematics		not documented • Eastward thrusting ?	• Eastward thrusting		
	Metamorphism			•Obduction metamorphic gradient •Gt-Ky-Ab metapelite ca. 3 kbar; 370°C up to ca. 7 kbar; 430°C		
	Age			?		
Pre orogenic		turbidite passive margin	Oceanic metamorphism 3-4kbar; 500- 600°C	terrigenous passive margin		
	Age	Cambro-ordovician	[1] 496 ± 6 Ma (U-Pb _{Zr}) [2] 497 ± 24 Ma (Sm-Nd _{wr})			

C.4. Petrological analysis

Two samples from the Rioupéroux-Livet unit, and one from the Allemont migmatitic unit were chosen in order to place thermobarometric constraints on the deformation events described in the previous section. Sample locations are shown in figures C2 and C6. From West to East, the samples are i) a staurolite-garnet bearing micaschist (MCE56Va), ii) a kyanite-garnet bearing micaschist (MCE240), and iii) a garnet bearing metatexite (MCE195a). Electron Microprobe Analyses were performed on a CAMECA SX100 at the University of Lille, France. Results are presented in Table C2.

Table C2. Bulk-chemical composition in weight percent oxides for samples MCE56-Va, MCE195-a, and MCE240.

Wt%	Samples		
	MCE240	MCE56-Va	MCE195a
SiO ₂	67.13	66.97	58.56
Al ₂ O ₃	15.52	17.1	18.60
Fe ₂ O ₃	5.64	5.8	7.52
MgO	2.02	1.51	2.68
CaO	0.83	0.33	1.24
Na ₂ O	1.76	0.71	3.28
K ₂ O	3.37	3.53	4.52
TiO ₂	0.80	0.8	1.02
MnO	0.09	0.07	0.06
P ₂ O ₅	0.12	0.11	0.19
Cr ₂ O ₃	0.01	0.04	0.01
NiO	0.00	0.01	0.00
H ₂ O	2.30	2.29	1.69
Sum	99.59	99.27	99.37

Sample petrography and mineral chemistry

Garnet-kyanite bearing micaschist (MCE240)

Sample MCE240 comes from the Eastern part of the Rioupéroux-Livet unit (Fig. C2, C6A). It is a fine-grained micaschist with a garnet + biotite + muscovite + kyanite + albite + plagioclase + quartz assemblage (Fig. C9A). The main planar fabric, S₁, is defined by the preferred orientation of biotite and muscovite platy grains (Fig. C9A). Garnet appears as fractured mm-

sized porphyroblasts. Garnet chemical composition varies from ca. 65% of almandine, 6% of pyrope, 21% of grossular, 9% of spessartine in the core to ca. 70% of almandine, 10% of pyrope, 19% of grossular, 1% of spessartine in the rim (Table C2). Kyanite grains are mm-sized and highly retrogressed with the development of secondary white mica (Fig. C9A). Plagioclase is homogeneous in composition with Ab₇₈₋₈₉. Biotite grains show an average X_{Mg} content ranging between 0.42- 0.45 (Table C2).

Garnet-staurolite micaschist (MCE56va)

The MCE56va rock, sampled near Livet (Fig. C2, C6A) consists of a fine-grained micaschist with a garnet + staurolite + biotite + muscovite + quartz main assemblage (Fig. C9B). The S₁ planar fabric is defined by the preferred orientation of micas (Fig. C9B). Garnet and staurolite grains appear as mm-large porphyroblasts with asymmetric quartz pressure shadow indicating a top-to-the-East shearing along L₁. Garnet porphyroblasts are subhedral, rich in quartz inclusions and have a homogeneous composition of ca. 80% of almandine, ca. 14% of pyrope, ca. 6% of grossular and ca. 0.4 % of spessartine. Subhedral staurolite grains reach 0.5 to 1mm in size and have X_{Fe} content ranging from 0.87 to 0.89. Biotite grain presents a variable composition with an X_{Mg} ranging between 0.45 and 0.49 (Table C2).

Garnet bearing metatexite (MCE195a)

Sample MCE195a comes from the Allemont migmatitic unit (Figs. C2, C6A). It consists of an assemblage of garnet, biotite, muscovite, plagioclase, quartz (Fig. C9C) and rare sillimanite (<1%). Muscovite and biotite platy grains define the planar fabric (Fig. C9C). Sillimanite grains oblique to the S₁ foliation argue for a late retrogression (insert Fig. C9C). Garnet appears as small μm-sized subhedral grains that commonly nucleate around biotite grain (Fig. C9C). Garnet is homogeneous in composition with ca. 75% of almandine, 10% of pyrope, 3 % of grossular and 10% of spessartine. Biotite presents a X_{Mg} around 0.46-0.48 (Table C2). The crystallized melt occurs as mm-to cm-thick leucocratic layers with a mineral assemblage of quartz, plagioclase, and muscovite rod shaped grains.

Table C3. Representative chemical compositions of minerals used for themobarometric calculation.

Sample	GARNET				BIOTITE			MUSCOVITE			PLAGIOCLASE		STAUROLITE
	MCE240		MCE56-Va	MCE195a	MCE240	MCE56-Va	MCE195a	MCE240	MCE56-Va	MCE195a	MCE240		MCE56-Va
	Rim	Core											
Wt%													
SiO ₂	37.87	37.87	37.29	36.45	34.61	35.96	35.30	46.61	45.99	49.34	70.08	64.40	27.72
Al ₂ O ₃	20.37	20.06	20.27	20.84	17.78	18.90	19.03	34.34	36.82	36.10	19.08	21.58	55.91
TiO ₂	0.12	0.04	0.08	0.00	2.12	1.60	2.97	0.78	0.27	0.55	0.00	0.00	0.54
FeO	31.47	28.49	35.72	32.66	20.14	19.72	17.20	1.11	1.07	1.01	0.11	0.10	10.71
MgO	2.02	1.31	3.28	2.64	8.91	9.76	8.67	0.56	0.66	0.75	0.00	0.00	0.70
MnO	0.96	3.54	0.17	4.59	0.12	-0.02	0.08	0.08	-0.01	0.00			0.19
CaO	6.75	7.58	2.27	0.96	0.00	-0.01	0.00	0.00	-0.02	0.01	0.23	4.02	0.02
Na ₂ O					0.09	0.22	0.22	1.04	1.78	0.25	11.51	9.31	0.07
K ₂ O					8.61	9.21	9.57	9.62	9.20	7.58	0.14	0.15	0.24
Total	99.55	98.88	99.09	98.12	92.38	95.34	93.02	94.15	95.76	95.59	101.14	99.56	96.09
Mol cations													
Si	3.05	3.08	3.03	3.00	5.62	5.61	5.65	6.29	6.04	6.61	12.09	11.42	7.70
Al	1.93	1.91	1.94	2.02	3.00	3.08	3.15	4.93	5.20	4.99	3.88	4.51	18.32
Ti	0.01	0.00	0.01	0.00	0.23	0.19	0.31	0.07	0.03	0.06	0.00	0.00	0.11
Fe	2.12	1.93	2.42	2.25	2.73	2.57	2.30	0.13	0.12	0.10	0.02	0.01	2.49
Mg	0.24	0.16	0.40	0.32	2.16	2.27	2.07	0.11	0.13	0.15	0.00	0.00	0.29
Mn	0.07	0.24	0.01	0.32	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00			0.04
Ca	0.58	0.66	0.20	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.76	0.01
Na					0.03	0.07	0.07	0.27	0.45	0.07	3.85	3.20	0.04
K					1.57	1.62	1.72	1.50	1.41	1.14	0.03	0.03	0.08
Fe#													0.89
Mg#					0.44	0.47	0.48						
End members %													
Ab											98.13	80.08	
An											1.06	19.09	
Orth											0.81	0.83	
Prp	8.04	5.29	13.10	10.87									
Alm	70.42	64.58	80.00	75.54									
Grs	19.36	22.01	6.52	2.84									
Sps	2.18	8.12	0.38	10.74									

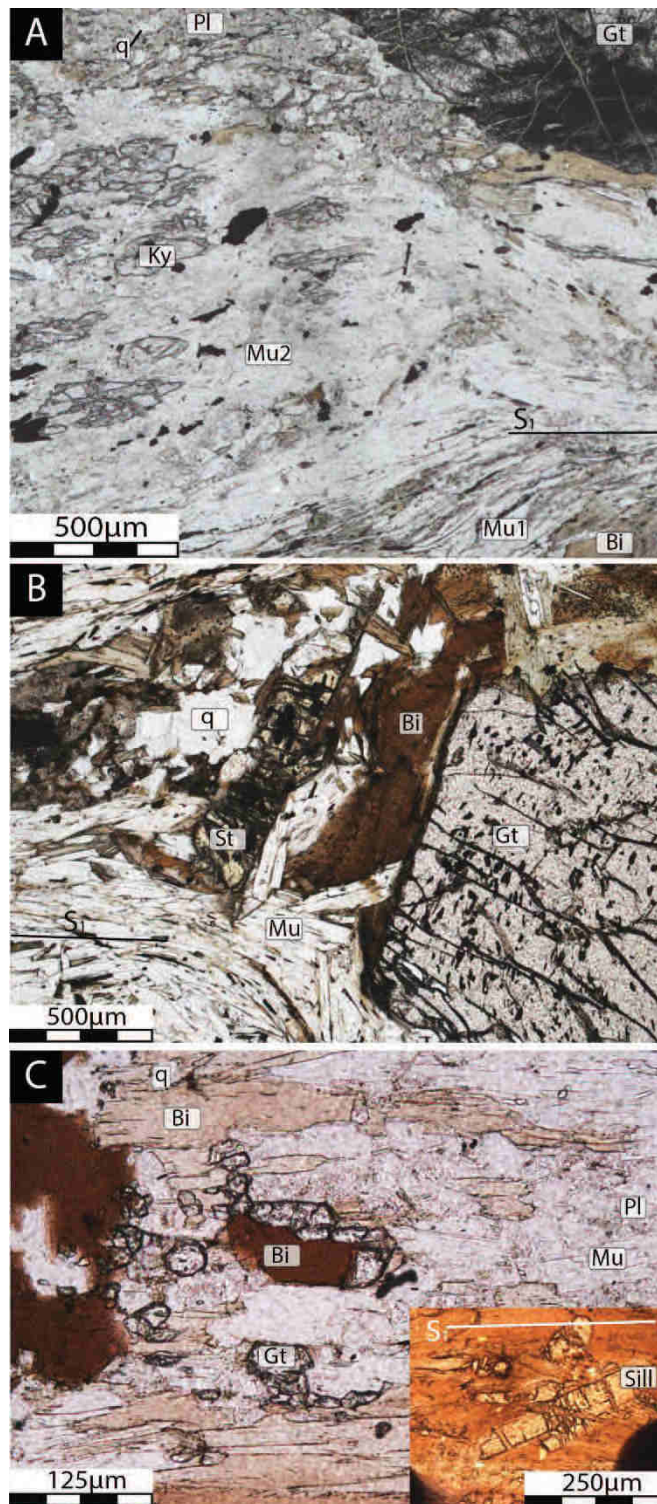


Figure C9. Microphotographs of mineralogical assemblage. A: kyanite (Ky), plagioclase (Pl), garnet (Gt), muscovite (Mu), biotite (Bio), quartz (q) mineralogical assemblage observed in migmatitic metapelite of the Allemont migmatitic unit (sample MCE240). B: garnet, biotite, muscovite, staurolite (Std), quartz mineralogical assemblage metapelite of the Rioupéroux-Livet unit (sample MCE-56va). C: garnet, biotite, muscovite, plagioclase, quartz mineralogical assemblage in metapelite (sample MCE-195a). Note the garnet overgrowth around biotite. Insert: Sillimanite grain cutting the S_1 foliation.

P-T metamorphic conditions

The P-T metamorphic conditions were obtained after computation of phase diagram sections calculated in the MnO-Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (MnNCKFMASH) system for micaschists. Calculation was performed with Perple_X'6.7.1 (Connolly and Pettrini, 2002; Connolly, 2005) using rock-specific bulk compositions that were obtained through WD-XRF analysis at the University of Lausanne, Switzerland (Table C3). Thermodynamic data of end-members are from the updated version of the internally consistent thermodynamic database of Holland and Powell (2003) revised in Holland and Powell (2004). Solution models and end-member phases considered in the pseudosection calculation are listed in Table C4. For sample MCE56Va, H₂O component is considered in excess. For micaschist samples (MCE240 and MCE195a), the amount of water used in the P-T pseudosection calculations was estimated from T-X_(H₂O) pseudosection calculations.

Table C4. List of solid solutions used in the thermobarometric modeling.

Mineral	Abbrev.	Solution model	Reference	End-Member
Biotite	Bi	Bio(TCC)	Tajmanova et al., 2009	mts, sdph, east, mnbi, ann, phl, obi
Muscovite	Mu	Mica(CHA)	Coggon and Holland, 2002 - Auzanneau et al., 2010	mu, pa, ma, cel, fcel
Garnet	Gt	Gt(WPH)	White et al., 2000	spss, alm, py, gr
Cordierite	Crd	hCrd	Baumgartner, 2003	mnocrd, fcrd, crd, hmncrd, hfcrd, hcrd
Plagioclase	Pl	Pl(h)	Newton et al., 1981	an, abh
K-Feldspar	San	San	Waldbaum and Thomson, 1968	san, abh
Staurolite	St	St(Hp)		mnst, fst, mst
Melt	melt	melt(HP)	White et al., 2001	h2oL, fo8L, fa8L, abl, sil8L, anL, kspL, q8L
Cino-Amphibole	cAmph	cAmph(DP)	Diener et al., 2007	tr, ftr, ts_dqf, fts, parg_dqf, fparg, gl_dqf, fgl, cumm, grun, mrb, frb, cz, fep
Epidote	Ep	Ep(Hp)		

Results for sample MCE240 are shown on figure C10. The predicted P-T fields of the observed main paragenesis (biotite + muscovite + plagioclase + albite + garnet + kyanite + quartz) extends from 310 °C to 450°C and 0.3 GPa to 0.78 GPa, respectively (Fig. C10 A). Garnet chemical composition of the rim and isopleth contouring allow us to refine P-T conditions at 0.68 ± 0.1 GPa and 427 ± 16 °C (Fig. C10B). Garnet core chemical composition provides prograde P-T estimates at 0.33 ± 0.05 GPa and 370 ± 25 °C (Fig. C10).

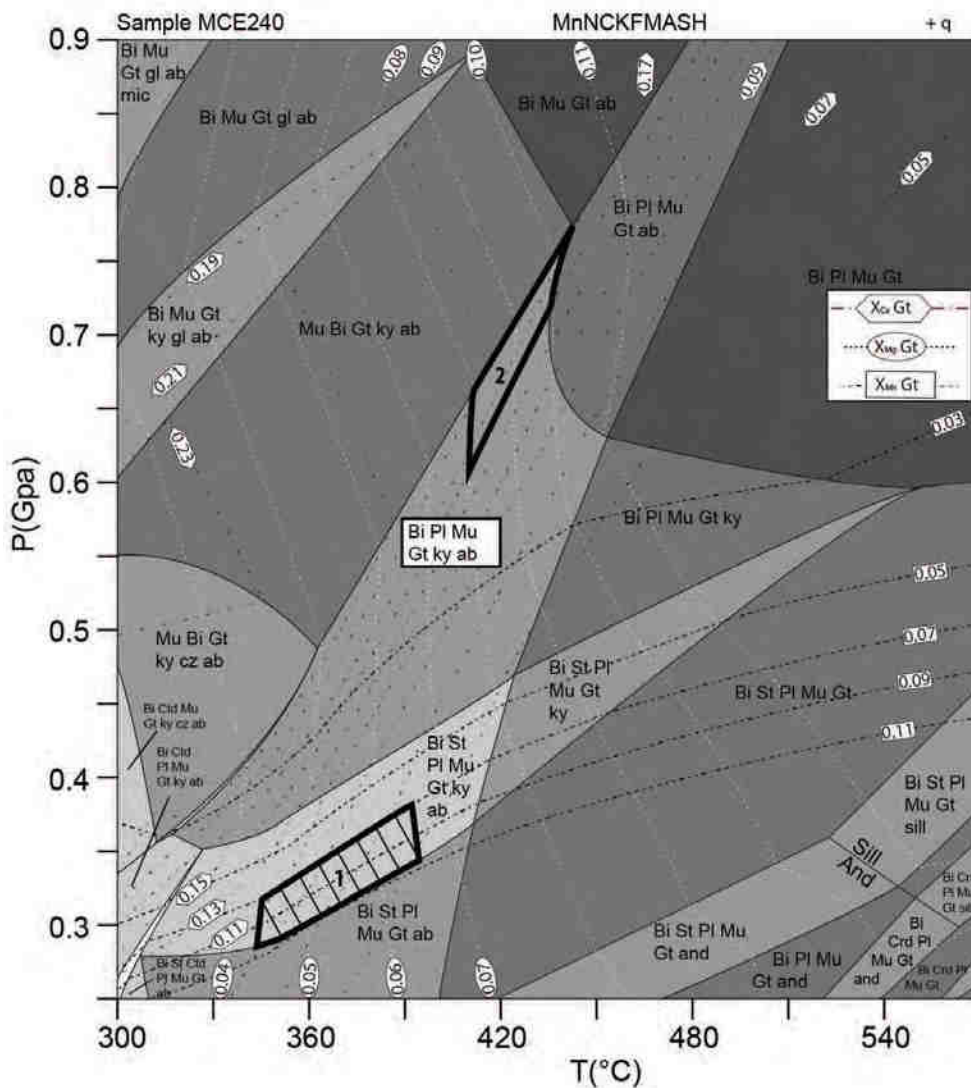


Figure C10. A. Pseudo section of metapelitic sample MCE240 calculated for MnNCKFMASH system. See figures C2 and, C6 for location. The predicted Bi+Pl+Ab+Mu+Gt+Ky+Q bearing peak assemblage observed in thin section (Figure C9A) gives P-T conditions at 0.68 ± 0.1 GPa and 427 ± 16 °C. Prograde P-T conditions are estimated at 0.33 ± 0.05 GPa and 370 ± 25 °C. B: Garnet compositional isopleth for rim and core. Minerals abbreviations used are: Bi, Biotite; Mu, muscovite; Chl, Chlorite; Crd, Cordierite; St, Staurolite; San, K-feldspar; Pl, Plagioclase; Ab, Albite; mic, Microcline; gl, Glaucophane; Gt, Garnet; and, Andalousite, ky, Kyanite; sill, Sillimanite; Opx, Orthopyroxene; q, Quartz; melt, silicate liquid.

Pseudosection of MCE56va sample (Fig. C11A) shows the stability field of biotite + muscovite + garnet + staurolite + quartz + H₂O equilibrium ranging between 0.43 GPa and 0.74 GPa and 575°C and 640°C (Fig. C11A). Isopleth contouring of chemical composition of biotite and garnet allow us to refine P-T conditions at 0.58 ± 0.06 GPa and 608 ± 14 °C (Fig. C11A).

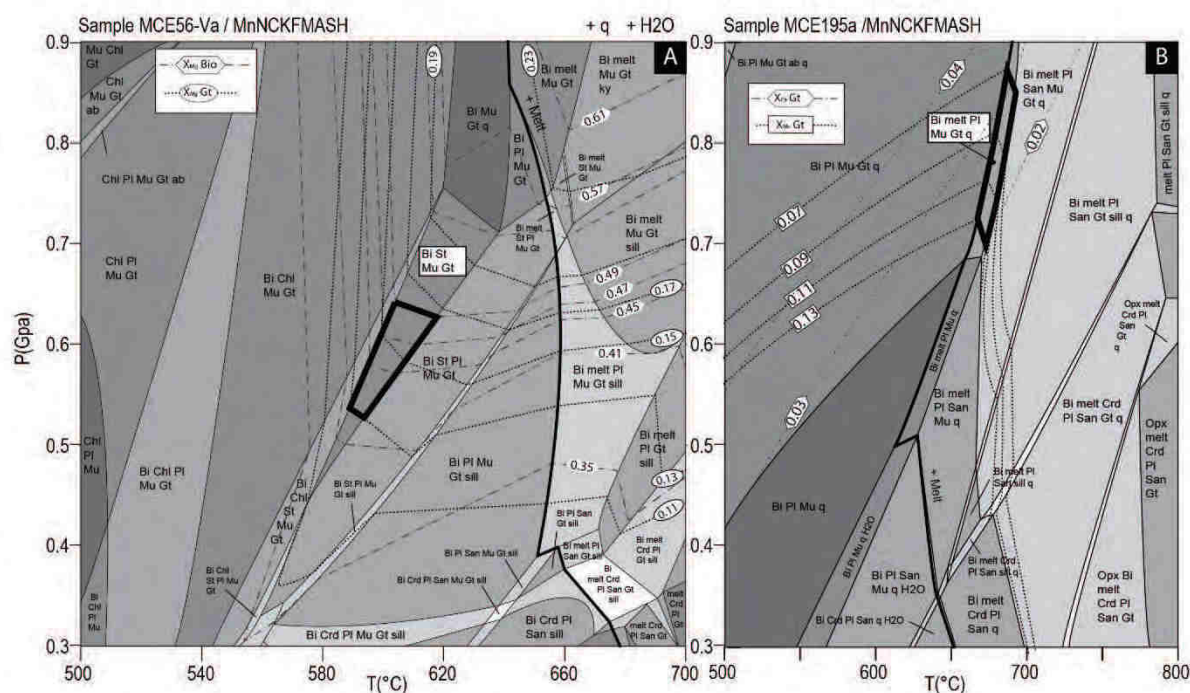


Figure C11. A: Pseudosection diagrams calculated for MnNCKFMASH system for metapelitic sample MCE-56va. See figure 2, 6 for location. The predicted Bi+St+Mu+Gt+q bearing assemblage observed in thin section (Figure 9B) give P-T conditions at 0.58 ± 0.06 Gpa and 608 ± 14 °C. Biotite, muscovite and pyrope compositional isopleth. B: Pseudosection diagrams calculated for MnNCKFMASH system for migmatitic metapelitic sample MCE-195a. See figure C2, C6 for location. The predicted Bi+Pl+Mu+Gt+q+melt bearing assemblage observed in thin section (Figure C9C) give P-T conditions at 0.78 ± 0.07 Gpa and 680.5 ± 11.5 °C. Garnet compositional isopleth. Minerals abbreviations are the same as for Figure C10.

Thermodynamic modelling of the migmatitic sample MCE195a shows a stability field for biotite + muscovite + plagioclase + garnet + quartz + melt equilibrium ranging between 0.66 GPa and 0.9 GPa and 650°C to 700°C (Fig.C11B). Garnet chemical composition constrains the P-T condition at 0.78 ± 0.07 GPa and 680.5 ± 11.5 °C (Fig.C11B).

To sum up, two metamorphic events are documented from these petrological results. The first one is characterized by kyanite bearing metapelite, and records a medium pressure – low temperature (MP-LT) metamorphism. The second one corresponds to a medium pressure – high

temperature (MP-HT) metamorphism characterized by staurolite-garnet micaschist and migmatitic rocks. These P-T conditions are interpreted as those of the D₁ nappe stacking event. Such thermodynamic modelling results are consistent with field observation and argue for an eastward increase in temperature up to partial melting (Fig. C6A).

C.5. Geochronological constraints

In the SE Belledonne area, radiometric data are rare, and some of them were acquired more than 30 years ago. The advance in analytical techniques and the development of in situ and punctual methods allow us to refine the timing of the evolution of this Variscan segment. In this section, zircon and monazite age data from several tectonic units are provided and discussed.

Zircon SIMS U-Pb age of plagiogranite in the Rioupéroux-Livet unit

As mentioned in the previous sections, several plagiogranitic dykes and sills intrude the bimodal volcanoclastic rocks of the Rioupéroux-Livet unit. Sample MCE116, sampled near Rioupéroux just below the RT, is one of these plagioclase-rich leucocratic sills, (located at 45° 5'17.99"N; 5°53'50.80"E; Fig. C2). This rock consists of an assemblage of quartz and plagioclase with some late chlorite and epidote, developing along fracture from Ca-rich plagioclase, and calcite probably developed during Cenozoic Alpine events. Plagioclase, up to 2-3 mm in size, holds a clear magmatic zonation (Fig C12B). 59 extracted zircon grains have been selected for SIMS U-Pb analysis performed at the Institute of Geology and Geophysics of the Chinese Academy of Sciences, Beijing. Used methodology is described in Li et al. (2009) and Do Couto et al. (2015). The zircon grains exhibit a well-developed magmatic oscillatory zoning, typical of a magmatic origin (Corfu et al., 2003) (Table C5; Fig. C12C). U and Pb concentrations are comprised between 70-685 ppm and 4-40 ppm, respectively. These zircon grains yield a concordant age at 352 ±1 Ma without metamorphic overprint (Fig. C12A). This age is interpreted as the age of magmatic emplacement of the plagiogranite protolith.

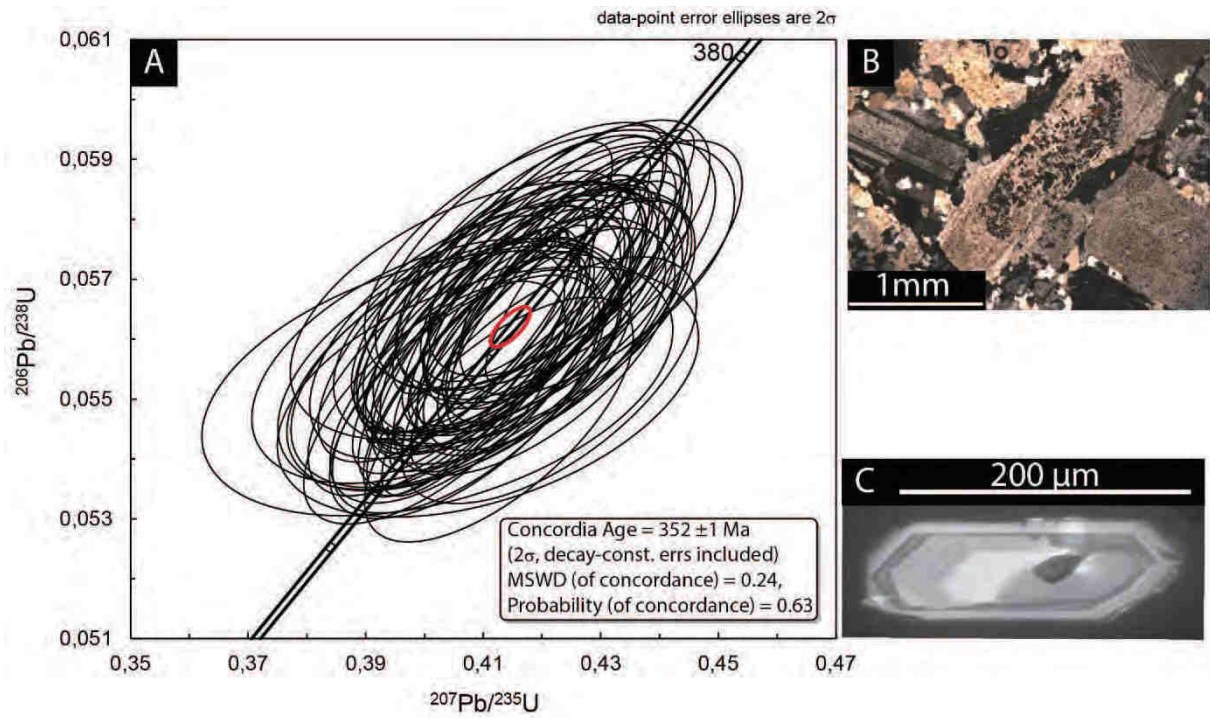


Figure C12 .Zircon SIMS U-Pb geochronological data for plagiogranite (sample MCE116), see figure C2 for location. A: Concordia diagram showing a 352.4 ± 1.4 Ma age. B: microphotograph showing the texture of the dated plagiogranite. C: SEM-BSE image of representative dated zircon.

Detrital Zircon of Série Satinée sandstone

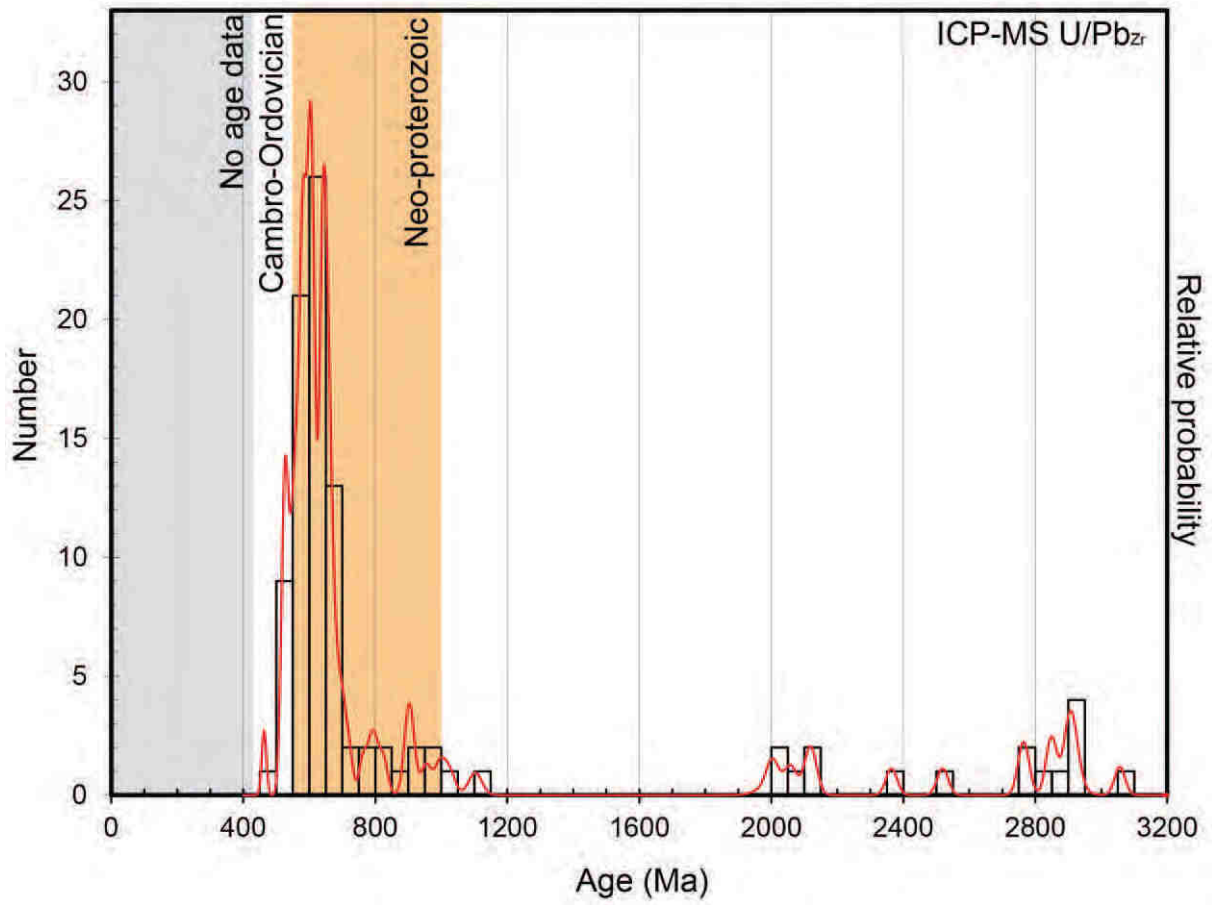


Figure C13. Relative probability of zircon LA-ICP-MS U-Pb ages of detrital zircon of a sandstone sample MC5 from the Série Satinée of Western Belledonne, see figure C2 for location. Age peaks are neo-Proterozoic, since no zircon younger than 463 Ma are measured, an Ordovician age is assumed.

Detrital zircon ages from the Taillefer conglomerate

112 detrital zircon grains extracted from a conglomerate of the Taillefer unit sampled in the Southern part of Taillefer massif (44°54'35.13"N, 5°56'50.69"E; Fig. C1) have been analyzed by LA-ICP-MS at Université de Rennes 2 using the protocol described by Poujol et al. (2016). In this study, we excluded zircon age analyses with >10% discordance.

The main population (104 grains) defines an Ordovician peak at ca. 450 Ma and a second major upper Cambrian peak in the range 500-550 Ma. Subordinate peaks at 600-800 Ma, 2100 Ma, 2600 Ma and 2900 Ma are also observed (Figure C14). Some Mesoproterozoic ages are also dated. The youngest concordant zircon leads to a Devonian age at ca. 395 Ma implying a post middle Devonian deposit (Table C7, Figure C14).

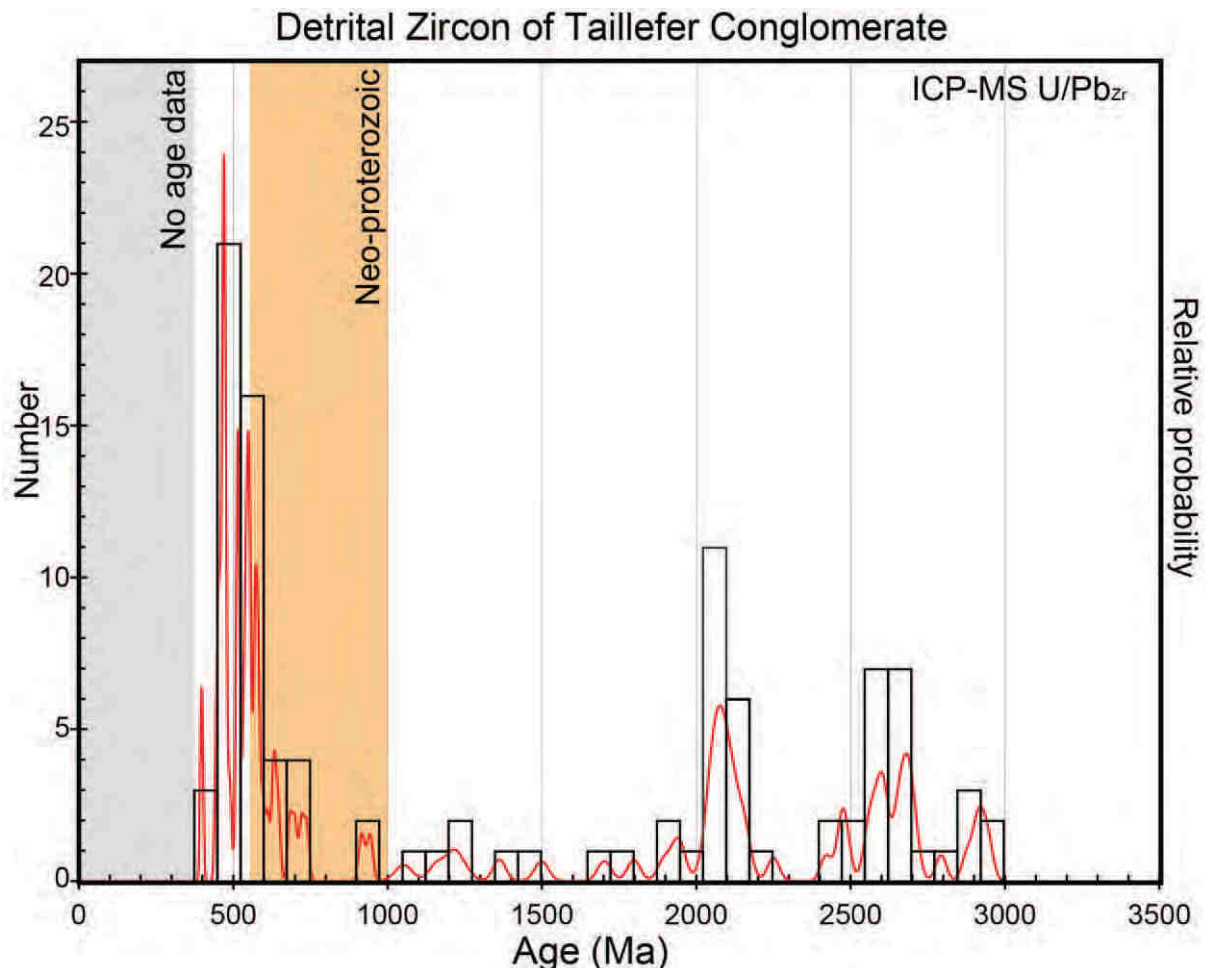


Figure C14. Relative probability age of zircon LA-ICP-MS ages of detrital zircons of a conglomerate sample from the Taillefer unit. Age peaks at Cambrian, with no zircon younger than 396 Ma. Location in Fig. C1.

Monazite LA- ICP-MS U-Pb dating of the micaschist of Rioupéroux-Livet unit

LA-ICP-MS U-Pb analyses on 7 monazite grains from a biotite-garnet-staurolite micaschist (MCE56Va; 45° 6'38.81"N, 5°56'3.63"E, Fig. C2), have been performed at the Université de Montpellier II following the procedure described in Bruguier (2009). The dated monazite grains are elongated in the metamorphic foliation (S_1) of the micaschist, and they do not exhibit any zoning (Fig C15A, 15B). Two slightly concordant analyses and 5 highly discordant analyses, with common lead assimilation, are spread along a discordia curve with theoretical common Pb values. The lower intercept gives an age at 337 ± 7 Ma.

The textural relationships, as well as grain contacts between monazite, biotite, staurolite and growing of monazite grains along pressure shadow indicate that the crystallization of these monazite grains occurred during amphibolite facies metamorphism (Fitzsimons et al., 2005). Thus we consider that the obtained age at 337 ± 7 Ma corresponds to the D_1 tectono-metamorphic event (Table C8; Fig. C15C).

Table C8. Monazite U-Pb analyses of micaschist MCE56-Va.

Spot. No.	Pb* (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Radiogenic isotopic ratios						Apparent ages (Ma)						Err R8%	Err 7/6%	Conc. (%)
				Th/ U	208Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb	$\pm \sigma$	207Pb/ 235U	$\pm \sigma$	206Pb/ 238U	$\pm \sigma$	206Pb/ 238U	$\pm \sigma$	207Pb/ 206Pb	$\pm \sigma$			
fe2	1419	14231	2076	6.86	2.13	0.0687	0.0012	0.5188	0.0110	0.0548	0.0006	344	4	888	37	1.1	1.8	38.7
fe3	652	4818	1350	3.57	1.17	0.1110	0.0026	0.8645	0.0241	0.0565	0.0008	354	5	1816	42	1.5	2.4	19.5
fe5	2151	20181	2940	6.86	2.17	0.0546	0.0013	0.4107	0.0108	0.0545	0.0007	342	4	397	51	1.3	2.3	86.3
fe6	1508	15072	2680	5.62	1.76	0.0555	0.0013	0.4089	0.0106	0.0534	0.0007	335	4	434	49	1.3	2.3	77.3
fe8	10738	11744	2829	4.15	1.90	0.1220	0.0027	0.9711	0.0253	0.0577	0.0008	362	5	1986	39	1.4	2.2	18.2
fe9	1103	10200	1702	5.99	1.84	0.0974	0.0024	0.7725	0.0219	0.0575	0.0008	361	5	1575	45	1.4	2.4	22.9
fe10	1345	13930	1912	7.29	2.24	0.0720	0.0016	0.5439	0.0141	0.0548	0.00071	344	4	986	45	1.3	2.2	34.9

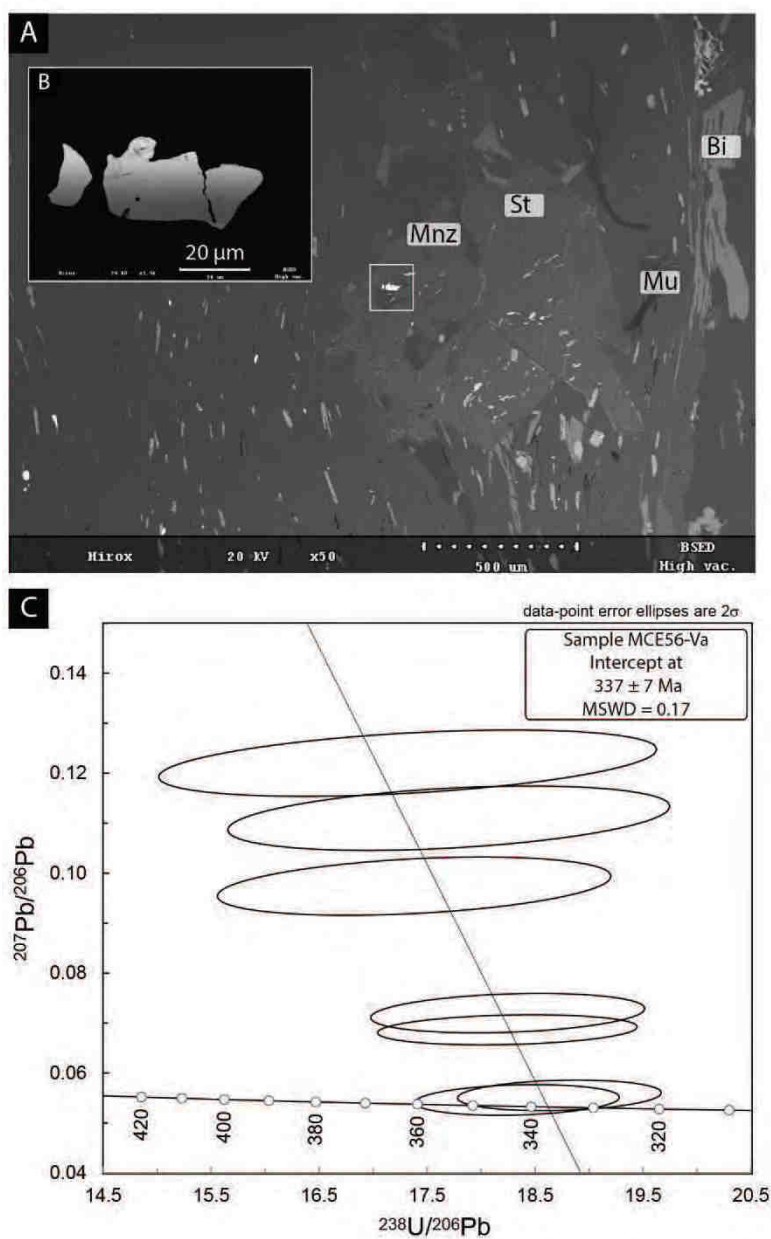


Figure C15. Monazite LA ICP-MS U-Pb ages of metapelite (sample MCE-56va), see figure C2 for location. A: Location of one representative monazite grain in the S_1 foliation plane. B: SEM-BSE image of representative dated monazite. C: Concordia diagram giving a discordant age at 337 ± 7 Ma.

C.6. Discussion

Tectono-Metamorphic evolution

Two metamorphic stages are recognized from our thermobarometrical work. A MP-LT metamorphism is recorded on kyanite bearing micaschist from Rioupéroux-Livet unit. The P-T estimations highlight a prograde evolution from 0.33 ± 0.05 Gpa and $370 \pm 25^\circ\text{C}$ up to 0.68

± 0.1 GPa and $427 \pm 16^\circ\text{C}$ that corresponds to a temperature gradient at around $10^\circ\text{C}/\text{Km}$ (Fig. C16). The strain fabric associated to the Dx/Mx kyanite-bearing assemblage remains unknown due to D_1 and D_2 intense reworking. Nevertheless, an earlier MP-LT Dx/Mx tectono-metamorphic event was already described by Guillot and Ménot (1999). We suggest here that the Dx/Mx event may correspond to the thrusting at the mid-crustal level of the Chamrousse ophiolite upon the Rioupéroux-Livet unit, from West to East.

The second metamorphism event (M_1) is recorded in the staurolite bearing micaschist from the Rioupéroux-Livet unit, with peak metamorphic conditions at 0.58 ± 0.06 GPa and $608 \pm 14^\circ\text{C}$. In agreement with Guillot and Ménot (1999), this M_1 metamorphism is interpreted as related to the top-to-the-E nappe stacking event responsible for the penetrative D_1 fabric (S_1 , L_1 , F_1) observed in the Chamrousse ophiolitic complex, the Rioupéroux-Livet unit and in the Allemont migmatitic unit. It is worth to note that the Série Satinée unit records a deformation anterior to the D_2 event, which could correspond to the D_1 event (Simeon, 1979). The absence of the D_1 deformation in the Taillefer unit is in agreement with the post- D_1 (Visean) deposition age, as proposed by Gibergy (1968).

In our interpretation, the D_1/M_1 event is the main tectonic phase experienced by the SE part of the Belledonne Internal Domain, whereas it was previously considered as a back-thrusting event (Guillot and Ménot, 1999). Previous authors (Fernandez et al., 2002; Guillot et al., 2009; Guillot and Ménot, 2009) argued for a top-to-the-NW shearing event responsible for the nappe stacking in the Chamrousse ophiolite, followed by a back thrusting of this realm. However, recent studies show that during the Alpine orogeny, the deformation was partially accommodated in the Variscan basement along shortening structures characterized by east dipping Alpine shear bands with a top-to-the-NW shearing (Bellahsen et al., 2014; Bellanger et al., 2014, 2015). Thus, we argue that the top-to-the-W shear bands are related to the Alpine events and that an early NW-directed nappe stacking event is unlikely.

The M_1 metamorphic event recorded in the Rioupéroux-Livet unit corresponds to the migmatization of micaschist of the Allemont unit, with P-T conditions of 0.78 ± 0.07 GPa and $680.5 \pm 11.5^\circ\text{C}$ obtained on metatexite (Fig. C16).

On the basis of the apparent top-to-the-W shear bands in the Allemont and Rioupéroux-Livet units, a southwestward extensional event was invoked to accommodate the exhumation of the Allemont migmatitic unit (Fernandez et al., 2002; Guillot et al., 2009; Guillot and Ménot, 1999, 2009). Those shear bands were interpreted as the result of a W-directed low angle normal fault

(Guillot and Ménot, 1999). According to our structural analysis, we suggest that the shear bands are rather the result of the D₂ shortening event developed in the West-dipping limbs of the F₂ folds. We also documented the D₂ deformation as a pervasive event corresponding to a bulk NE-SW shortening observed in the Série Satinée unit of Western Belledonne, Chamrousse ophiolitic complex, Rioupérroux-Livet, Allemont migmatitic unit, and Taillefer units. D₂ is also responsible for the partial reorientation of the E-W trending L₁ lineation into a N30 trending L₁ lineation.

In previous studies, the D₂ event was poorly documented and more commonly associated with the nappe stacking event, with the L₂ crenulation lineation interpreted as the result of interference between D₁ and an earlier West-directed deformation phase (Fernandez et al., 2002; Guillot et al., 2009). The N30 trending stretching lineation corresponding to the reoriented L₁, was previously interpreted as related to a late dextral strike slip shearing along the East Variscan Shear Zone (Guillot et al., 2009). Moreover, the petrologic analysis shows that migmatitization that occurred at the end of the prograde M₁ metamorphism, was contemporaneous with syn-D₁ crustal thickening event. Therefore, we prefer to interpret the migmatization in the Allemont migmatitic as the result of a syn-thickening deformation, rather than the expression of a late Carboniferous extensional event (Fernandez et al., 2002; Guillot et al., 2009; Guillot and Ménot, 1999, 2009).

In agreement with the previous petrological studies documenting the presence of sillimanite in the Allemont unit (Guillot and Ménot, 1999), our results support an eastward temperature increase, reaching its climax at the base of the nappe pile. Although not observed during our study, cordierite was reported in the Allemont migmatitic unit and interpreted as coeval with the deformation responsible of the shear band development (Guillot and Ménot, 1999). However, the growth of cordierite, unambiguously coeval with a late increment of the D₂ event, crystallized during the exhumation of the migmatite but this might have occurred in a bulk shortening setting as well.

Timing of the tectonic and metamorphic events

The absolute chronology of the tectono-metamorphic events is poorly documented in particular for the early MP-LT event. Nevertheless, the Dx event is widely bracketed between ca. 500 Ma and ca. 355 Ma that corresponds to the age of the Chamrousse ophiolitic complex and the age of the bi-modal magmatism of the Rioupéroux-Livet unit, respectively. Based on hornblende $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating from amphibolite at the base of the ophiolitic nappe, Guillot et al. (2009) proposed a ca. 376 ± 7 Ma age for the Dx event.

The age of the Rioupéroux-Livet unit was previously considered at 367-362 Ma by K/Ar method on amphibole and 367 ± 17 Ma and 352 ± 55 Ma by U/Pb method on zircon (Ménot, 1986; Ménot et al., 1985, 1987, 1988). Our new zircon SIMS U-Pb analyses allow us to better constrain the age of the bimodal magmatism of the Rioupéroux-Livet unit at 352 ± 1 Ma, i.e. in Tournaisian times.

The absolute age of the D₁ and D₂ events remains undocumented. Nevertheless, considering the K-Ar dating on amphibolite (Ménot et al., 1987), and granite emplacement age (Debon et al., 1998) that postdate the D₁ phases, Guillot et al. (2009) considered that the nappe stacking event occurred between 341 ± 13 Ma and 324 ± 13 Ma. Our new U-Pb LA-ICP-MS data obtained on monazite from a staurolite bearing micaschist of the Rioupéroux-Livet unit, allow us to constrain the age of the prograde metamorphism (M₁) contemporaneous coeval with the nappe stacking event (D₁) at 337 ± 7 Ma.

The place and the age of the Taillefer unit within the nappe pile remains uncertain. As shown above, this unit, which is assumed to be Viséan in age, is unconformably deposited upon the ophiolitic complex and the Rioupéroux-Livet unit (Carme, 1965a, 1965b; Gibergy, 1968). The deposition of the Taillefer unit was assumed to take place in an extensional phase during the Viséan (Guillot et al., 2009). However, no Viséan extensional features have been recognized in the SW Belledonne area. Furthermore, the absence of Carboniferous detrital zircon in the Taillefer conglomerates (Figure C14) is not in agreement with any rift-related basin as volcanic clasts would be expected there. Moreover, a recent study in the Pelvoux area, showed that the Taillefer unit is intruded by a Carboniferous granitoid emplaced at 336 ± 5 Ma (U/Pb, zircon, Fréville, 2016). This new data implies that the Taillefer unit have been already deposited before this intrusion and thus during the D₁ event. Nonetheless, the Taillefer unit did not experienced the D₁ event, but only the D₂ one. Thus, we propose that the Taillefer unit is a thrust sheet emplaced during the late stage of the D₁ event. Finally, the D₂ event occurred during the late

Carboniferous (i.e 330-300 Ma), which is in agreement with the age of 330 Ma and 325 Ma already proposed (Guillot et al., 2009; Guillot and Ménot, 2009).

It was previously proposed that the nappe stacking event was followed by the tectonic juxtaposition of the Série Satinée unit onto the Eastern Domain along the SMF at around 305 to 270 Ma according to the East Variscan Shear Zone model (Guillot et al., 2009; Guillot and Ménot, 2009). Nevertheless, if the upright folding experienced by the Série Satinée is the same as the D₂ deformation of the Internal Domain, the Série satinée unit already reached its present location before the onset of the D₂ event (Late Carboniferous). Assuming that the Série Satinée unit experienced the D₁ event implies that this unit was already in its present position before the D₁ event that occurred at ca. 340 Ma, and furthermore, it should have recorded the MP-LT Mx metamorphism. If the Série Satinée unit was already in its present location before the Viséan, the Late Carboniferous EVSZ cannot account for the position of this part of the Variscan basement as previously proposed (Corsini and Rolland, 2009; Guillot et al., 2009; Guillot and Ménot, 2009; Padovano et al., 2012).

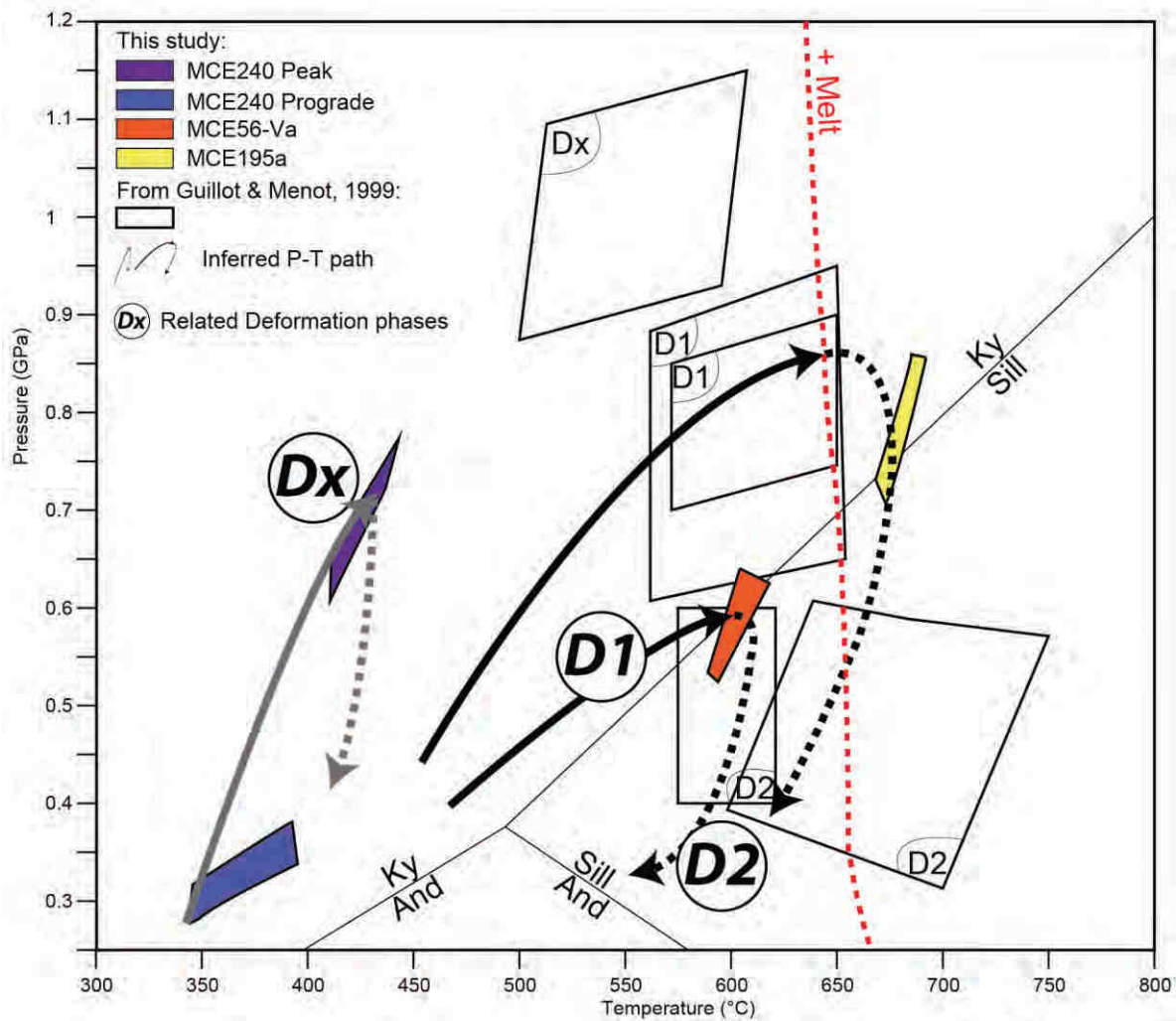


Figure C16. Summary of the metamorphic conditions recorded in Southwestern part of the Belledonne massif. The black squares are the P T data from (Guillot and Ménot 1999). Black and grey (dashed) arrows represent inferred P-T path corresponding to the observed structures. The Dx, D₁, and D₂ indicate the deformation phases described in this paper, including the literature data.

Comparison with some Variscan neighboring domains.

The major part of the ECMs consists of magmatic rocks and granitoids especially in the easternmost domain (Fig. C1). Early Paleozoic ophiolites, such as the Chamrousse ones, are not recognized in other parts of the ECMs, thus, a direct comparison between the SW part of the Belledonne massif and the Eastern domain is delicate.

However, the SW part of the Aiguilles Rouges massif displays some lithological and structural features similar to those described here in the Belledonne massif. Indeed, three units are recognized in the SW part of the Aiguille Rouge massif (Dobmeier, 1998), Namely: (i) a Viséan

unit made of metagraywacke and metavolcanics rocks, which can be compared to the Taillefer unit; (ii) a Greenstone and amphibolite unit consisting of micaschists and epidote-amphibolites, comparable to the Rioupéroux-Livet unit; (iii) a Gneissic unit with incipient traces of partial melting. These units display also a structural evolution similar to that experienced by the SW Belledonne massif with an East-directed thrusting event that emplaced the Greenstone and amphibolite unit upon the Gneissic unit. As for the Rioupéroux-Livet unit, this nappe stacking event is coeval with an amphibolite facies metamorphism developed under *ca.* 0.65 Gpa and 600°C P-T conditions, occurring probably at 331-337 Ma (Dobmeier, 1998; Von Raumer et al., 1999). This event would likely correspond to the D₁ event recorded in the SW part of the Belledonne massif.

After the thrusting of the Taillefer unit, the E-W bulk shortening event might correspond to the D₂ event observed in the Belledonne massif.

In the Argentera massif (Fig. C1), in spite of the recognition of HP metamorphic rocks and migmatites (Compagnoni et al., 2010; Paquette et al., 1989; Rubatto et al., 2010), but due to the important Alpine overprint, the Variscan deformation is not well acknowledged, yet. Nonetheless, recent U-Pb geochronological studies argue for a Carboniferous (340.7 ± 4.2 Ma and 336.3 ± 4.1 Ma) HP metamorphism recorded by zircons within HP granulites (735 ± 15 °C; 1.38 GPa) (Ferrando et al., 2008; Rubatto et al., 2010). This Carboniferous age is in agreement with the D₁/M₁ event observed in the Belledonne massif that corresponds to the nappe stacking event. Thus the Carboniferous age observed in the granulitic rocks from the Argentera massif can be related to the crustal thickening occurring in the lower crust coeval with the D₁/M₁ event. In the Maures massif, a polyphase synmetamorphic deformation is documented since a long time (e.g. Arthaud et al., 1966; Oliot et al., 2015 and enclosed references). There, top-to-the-W shearing appears as the main tectonic and metamorphic phase, and the East-vergent post-folial folds correspond to a back-folding event. Thus, correlations elements between the Belledonne and Maures massifs cannot be unambiguously defined. Farther South, in Variscan Corsica, a northern domain, characterized by ortho- and paragneiss, and amphibolites (partly retrogressed from eclogitic metagabbros) experienced a top-to-the-NE ductile shearing coeval with a MP-MT metamorphism (Faure et al., 2014). This tectonics event can be related to the D₁ nappe stacking event experienced in the SW Belledonne massif.

At a larger scale, on the basis of a recent review (Lardeaux et al., 2014), a tentative first order comparison of the tectono-metamorphic evolution of the Belledonne massif and other Variscan massifs, such as the French Massif Central, Vosges, and Bohemian massifs can be suggested.

The Carboniferous evolution of the Belledonne massif described in this paper, might show some similarity with the tectono-metamorphic history recognized in the Moldanubian zone of the Variscan belt, for instance: i) the formation of a bimodal magmatism similar to the Rioupéroux-Livet unit, ii) a collisional phase coeval with a MP-HT metamorphism M_1 ; iii) the Visean unconformity of the volcanosedimentary unit similar to the Taillefer unit. However, several lines of evidence do not support simple correlations. In particular, the bimodal magmatism of the Rioupéroux Livet unit, dated at 355 ± 1 Ma, is younger than other bimodal magmatic domains, such as the Brévenne unit in the French Massif Central for example, which is dated at 366 ± 5 Ma (Pin and Paquette, 1997). Furthermore, the Brévenne unit is interpreted as a back arc basin (Faure et al., 1997, 2009) while the geodynamic setting of the Rioupéroux-Livet unit is not settled yet, as introduced in the geological setting section above. Moreover, on the basis on similar P-T conditions, the age of the ca 337 Ma nappe stacking event D_1 , of the Belledonne massif might be compared to the D_2 event of the French Massif Central (Faure et al., 2005, 2009). However, in the French Massif Central, this event occurred during the late Devonian to Early Carboniferous time (ca 360 Ma), i.e. 20 Ma before the main tectono-metamorphic event in the Belledonne massif.

Based on the similar lithology and age, a parallel can be made between the Taillefer unit of the Belledonne massif and the Visean "Tufs Anthracifères series" that crop out in the NE part of the French Massif Central and in the southern Vosges. However, due to the lack of geochemical data concerning the Taillefer unit, an unambiguous correlation of this unit with the Tufs Anthracifères series remains risky yet. Concerning the possible relationships between the Belledonne massif, and the Vosges and Bohemian massifs, in the present state of knowledge, further investigation is necessary.

C.7. Conclusion

The SW part of the Variscan Belledonne massif recorded three tectono-metamorphic events, named D_x , D_1 and D_2 (Table. C1). The D_x event corresponds to the eastward thrusting of the Chamrousse ophiolitic complex upon the Rioupéroux-Livet unit. It is characterized by a

metamorphic gradient around 10°C/Km related to the obduction responsible of the LT-MP metamorphism at 0.68 ± 0.1 GPa and 427 ± 16 °C (Mx). This Dx event took place before 360 Ma, but the precise age and related deformation is not documented. In the following, an exhumation event, possibly coeval with the emplacement of the bimodal magmatism of the Rioupéroux-Livet unit, occurred at 352 ± 1 Ma. The main syn-metamorphic deformation even D₁ that occurred at 337 ± 7 Ma with peak metamorphic conditions at 0.58 ± 0.06 GPa and 608 ± 14 °C. D₁ corresponds to an eastward nappe stacking event that transported the Chamrousse ophiolitic complex upon the Rioupéroux-Livet unit. The partial melting at the base of the nappe pile gave rise to the Allemont migmatite developed at 0.78 ± 0.07 GPa and 680.5 ± 11.5 °C. During the late Viséan (330-325 Ma), volcanites, sandstone and conglomerate of the Taillefer unit is thrust upon the previously deformed units (Table. C1). Subsequently, the D₂, NW-SE bulk shortening event, characterized by the folding of the S₁ foliation, and the development of the NE-SW L₂ crenulation, affected all units, including the Cambro-ordovician flysch unit (Série Satinée unit). This D₂ deformation is responsible, in part, for the exhumation of the Rioupéroux-Livet unit and Allemont migmatite.

Acknowledgments

The authors thank ISTO, BRGM, the Laboratoire Chrono-Environnement, and the Observatoire des Sciences de l'Univers en Région Centre for their financial support.

References :

- Arthaud, F., Mattauer, M., Proust, F., 1966. La structure et la microtectonique dans les nappes hercyniennes de la Montagne noire, in: *Etages Tectoniques. Colloque de Neuchatel.*
- Autran, A., Cogné, J., 1980. La zone interne de l'orogène varisque dans l'ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. *Géologie Eur.* 26° CGI Paris Mém. BRGM 108, 90–111.
- Bard, J.P., Burg, J., Matte, P., Ribeiro, A., 1980. La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. *Géologie Eur.* 26° CGI Paris Mém. BRGM 108, 233–246.
- Barfety, J.C., Bordet, P., Carme, F., Debelmas, J., Meloux, M., Montjuvent, G., Sarrot-Reynaud, J., 1972. Notice feuille de Vizille, 1/50000, 797.
- Barfety, J.C., Gidon, M., Ménot, R.-P., Debon, F., Pêcher, S., Guillot, S., Fourneaux, J.C., Gamond, J.-F., 2000. Notice feuille de Domène, 1/50000, 773.
- Barfety, J.C., Montjuvent, G., Pécher, A., Carme, F., 1988. Notice feuille de La Mure, 1/50000, 821.
- 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. doi:10.1002/2013TC003453
- Bellanger, M., Augier, R., Bellahsen, N., Jolivet, L., Monié, P., Baudin, T., Beyssac, O., 2015. Shortening of the European Dauphinois margin (Oisans Massif, Western Alps): New insights from RSCM maximum temperature estimates and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ in situ dating. *J. Geodyn.* 83, 37–64. doi:10.1016/j.jog.2014.09.004
- Bellanger, M., Bellahsen, N., Jolivet, L., Baudin, T., Augier, R., Boutoux, A., 2014. Basement shear zones development and shortening kinematics in the Ecrins Massif, Western Alps. *Tectonics* 33, 84–111. doi:10.1002/2013TC003294
- Bodinier, J.L., Dupuy, C., Dostal, J., Carme, F., 1981. Geochemistry of Ophiolites from Chamrousse Complexe (Belledonne Massif, Alps). *Contrib Miner. Pet.* 78, 379–388.
- Bordet, P., Bordet, C., 1963. Belledonne-Grande Rousses et Aiguilles Rouges Mont Blanc: quelques données nouvelles sur leurs rapports structuraux. -Livre à la mémoire du professeur Fallot.- *Mém. Hors Sér. Société Géologique Fr.* 1, 309–316.
- Bruguier, O., 2009. Géochronologie U-Pb par ablation laser et ICP-MS (LA-ICP-MS): Principes, Complexités et Perspectives. Université Montpellier II.
- Carme, F., 1970. Age briovérien probable de la majeure partie des séries supposées dévono-dinantiennes et existence d'un cycle orogénique anté-hercynien, sans doute cadomien, dans la chaîne de Belledonne (Alpes Française). *C R Acad Sc Paris* 271, 631–633.
- Carme, F., 1965a. Sur deux formations, d'origine volcanique, des schistes cristallins anté-houillers de la chaîne de Belledonne (Alpes Française). *C R Acad Sc Paris* 260, 6401–6404.
- Carme, F., 1965b. Existence de deux formations détritiques remarquables dans les schistes cristallins anté-houiller du Taillefer (chaîne de Belledonne Alpes françaises). *C R Acad Sc Paris* 260, 6656–6659.
- Carme, F., Pin, C., 1987. Vue d'ensemble sur le magmatisme pré-orogénique et l'évolution métamorphique et tectonique varisque dans le Sud de la chaîne de Belledonne (Massifs Cristallins Externes,

- Alpes françaises). *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. II* 304, 1177–1180.
- Compagnoni, R., Ferrando, S., Lombardo, B., Radulesco, N., Rubatto, D., 2010. Paleo-European crust of the Italian Western Alps: Geological history of the Argentera Massif and comparison with Mont Blanc-Aiguilles Rouges and Maures-Tanneron Massifs. *J. Virtual Explor.* 36. doi:10.3809/jvirtex.2010.00228
- Connolly, J.A., 2005. Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 236, 524–541.
- Connolly, Pettrini, K., 2002. An automated strategy for calculation of phase diagram sections and retrieval of rock properties as a function of physical conditions. *J. Metamorph. Geol.* 20, 697–708.
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., Kinny, P., 2003. Atlas of Zircon Textures. *Rev. Mineral. Geochem.* 53, 469–500. doi:10.2113/0530469
- Corsini, M., Rolland, Y., 2009. Late evolution of the southern European Variscan belt: Exhumation of the lower crust in a context of oblique convergence. *Comptes Rendus Geosci.* 341, 214–223.
- Debon, F., Guerrot, C., Ménot, R.P., Vivier, G., Cocherie, A., 1998. Late variscan granites of the Belledonne massif (French Western Alps): an Early Visean magnesian plutonism. *Schweiz Miner. Petrogr Mitt* 78, 67–85.
- Debon, F., Lemmet, M., 1999. Evolution of Mg/Fe Ratios in Late Variscan Pultonic Rocks from the External Crystalline Massif of the Alps (France, Italy, Switzerland). *J. Petrol.* 40, 1151–1185.
- Do Couto, D., Faure, M., Augier, R., Cocherie, A., Rossi, P., Li, X.-H., Lin, W., 2015. Monazite U–Th–Pb EPMA and zircon U–Pb SIMS chronological constraints on the tectonic, metamorphic, and thermal events in the inner part of the Variscan orogen, example from the Sioule series, French Massif Central. *Int. J. Earth Sci.* doi:10.1007/s00531-015-1184-0
- Dobmeier, C., 1998. Variscan P-T deformation paths from the southwestern Aiguilles Rouges massif (External massif, western Alps) and their implication for its tectonic evolution. *Int. J. Earth Sci.* 87, 107–123.
- Faure, M., Lardeaux, J.-M., Ledru, P., 2009. A review of the pre-Permian geology of the Variscan French Massif Central. *Comptes Rendus Geosci.* 341, 202–213.
- Faure, M., Leloix, C., Roig, J.-Y., 1997. L'Evolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 168, 695–705.
- Faure, M., Mezeme, E.B., Duguet, M., Cartier, C., J.Y. Talbot, 2005. Paleozoic tectonic evolution of medio-europa from the example of the french massif central and massif armoricain. *J. Virtual Explor.* 19, Paper 5.
- Faure, M., Rossi, P., Gaché, J., Melleton, J., Frei, D., Li, X., Lin, W., 2014. Variscan orogeny in Corsica: new structural and geochronological insights, and its place in the Variscan geodynamic framework. *Int. J. Earth Sci.* 103, 1533–1551.
- Fernandez, A., Guillot, S., Ménot, R.P., Ledru, P., 2002. Late Paleozoic polyphased tectonics in the SW Belledonne massif (external crystalline massifs, French Alps). *Geodin. Acta* 15, 127–139.
- Ferrando, S., Lombardo, B., Compagnoni, R., 2008. Metamorphic history of HP mafic granulites from the Gesso-Stura Terrain

- (Argentera Massif, Western Alps, Italy). *Eur. J. Mineral.* 20, 777–790. doi:10.1127/0935-1221/2008/0020-1891
- Fitzsimons, I.C.W., Kinny, P.D., Wetherley, S., Hollingsworth, D.A., 2005. Bulk chemical control on metamorphic monazite growth in pelitic schists and implications for U-Pb age data. *J. Metamorph. Geol.* 23, 261–277. doi:10.1111/j.1525-1314.2005.00575.x
- Franke, W., 2000. The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 179, 35–61.
- Fréville, K., 2016. L'orogénèse Varisque dans les massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux (Alpes occidentales françaises). Rôle de la fusion partielle et du plutonisme dans la structuration de la croûte continentale. Université d'Orléans.
- Gibergy, P., 1968. Découverte de “grès à trous” renfermant des schistes noirs de Valbonnais (série cristallophyllienne des Massifs Cristallins Externes dans les Alpes française). *C R Acad Sc Paris* 267, 1251–1254.
- Gratier, J.-P., Lejeune, B., Vergne, J.L., 1973. Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux (depuis Les Aravis jusqu'à La région de Remollon). *Alpes françaises* (phdthesis). Université Joseph-Fourier - Grenoble I.
- Guillot, S., di Paola, S., Ménot, R.-P., Ledru, P., Spalla, M., Gosso, G., Schwartz, S., 2009. Suture zones and importance of strike-slip faulting for Variscan geodynamic reconstructions of the External Crystalline Massifs of the western Alps. *Bull Soc Géol Fr.* 180, 483–500.
- Guillot, S., Ménot, R.P., 2009. Paleozoic evolution of the External Crystalline Massifs of the Western Alps. *C R Geosci.* 341, 253–265.
- Guillot, S., Ménot, R.P., 1999. Nappe stacking and first evidence of late Variscan extension in the Belledonne Massif (External Crystalline Massifs, French Alps). *Geodin. Acta* 12, 19–111.
- Guillot, S., Ménot, R.P., Lardeaux, J.M., 1992. Tectonique intra-oceanique distensive dans l'ophiolite paleozoique de Chamrousse (Alpes occidentales). *Bull. Soc. Geol. Fr.* 163, 229–240.
- Holland, T., Powell, R., 2003. Activity–composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation. *Contrib. Mineral. Petrol.* 145, 492–501. doi:10.1007/s00410-003-0464-z
- Holland, T.J.B., Powell, R., 2004. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest: AN INTERNALLY CONSISTENT THERMODYNAMIC DATA SET. *J. Metamorph. Geol.* 16, 309–343. doi:10.1111/j.1525-1314.1998.00140.x
- Lardeaux, J.M., Schulmann, K., Faure, M., Janoušek, V., Lexa, O., Skrzypek, E., Edel, J.B., tipska, P., 2014. The Moldanubian Zone in the French Massif Central, Vosges/Schwarzwald and Bohemian Massif revisited: differences and similarities. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 405, 7–44. doi:10.1144/SP405.14
- Lemoine, M., 1988. Des nappes embryonnaires aux blocs basculés: évolution des idées et des modèles sur l'histoire mésozoïque des Alpes occidentales. *G-Alp.* 8, 787–797.

- Li, X.-H., Liu, Y., Li, Q.-L., Guo, C.-H., Chamberlain, K.R., 2009. Precise determination of Phanerozoic zircon Pb/Pb age by multicollector SIMS without external standardization: MULTICollector SIMS ZIRCON Pb/Pb DATING. *Geochem. Geophys. Geosystems* 10, n/a-n/a. doi:10.1029/2009GC002400
- Matte, P., 2007. Variscan thrust nappes, detachment, and strike-slip faults in the French Massif Central: Interpretation of lineations. *Geol. Soc. Am. Memoire* 200, 391–402.
- 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.
- Matte, P., 1986. Tectonics and plate tectonics model for the variscan belt of Europe. *Tectonophysics* 126, 329–374.
- Melleton, J., 2008. Continental crust recycling in the variscan orogen by zircon inheritance investigation (U-Pb in situ measurements by LA-MC-ICPMS) (Theses). Université d'Orléans.
- Ménot, R.-P., 1988a. Magmatisme paléozoïque et structuration carbonifère du massif de Belledonne (Alpes françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque Ouest-Européenne (Mémoire et documents du centre armoricain d'étude structural des socles). Rennes.
- Ménot, R.-P., 1988b. An overview of the geology of the Belledonne Massif (External Crystalline Massifs of western Alps). *Schweiz Miner. Petrogr Mitt* 70, 33–53.
- Ménot, R.-P., 1987. MAGMATISMES ET STRUCTURATION OROGENIQUE PALEOZOIQUES DE LA CHAINE DE BELLEDONNE (Massifs cristallins externes alpins). *LE DOMAINE SUD - OCCIDENTAL. G-Alp.* 63, 55–93.
- Ménot, R.P., 1987. Magmatisme paléozoïques et structuration carbonifère de massif de Belledonne (Alpes Française). Contraintes nouvelles pour le schémas d'évolution de la chaîne Varisque ouest-européenne. Université de Rennes.
- Ménot, R.-P., 1986. Les formations plutono-volcaniques dévoniennes de Rioupéroux-Livet (massifs cristallins externes des Alpes françaises): nouvelles définitions lithostratigraphique et pétrographique. *Schweiz. Miner. Petrog Mitteilungen* 66, 229–258.
- Ménot, R.-P., Bonhomme, M.G., Vivier, G., 1987. Structuration tectono-métamorphique carbonifère dans le massif de Belledonne (Alpes occidentales françaises): apport de la géochronologie K/Ar des amphiboles. *Schweiz. Miner. Petrog Mitteilungen* 67, 273–284.
- Ménot, R.-P., Peucat, J.-J., Piboule, M., Scarenzi, D., 1985. Cambro-Ordovician age for the ophiolitic complex of Chamrousse-Tabor (Belledonne massif, french external alpine domain. *Ofioliti* 10, 527.
- Ménot, R.-P., Peucat, J.J., Scarenzi, D., Piboule, M., 1988. 496 My age of plagiogranites in the Chamrousse ophiolite complex (external crystalline massifs in the French Alps): evidence of a Lower Paleozoic oceanization. *Earth Planet. Sci. Lett.* 88, 82–92. doi:10.1016/0012-821X(88)90048-9
- Oliot, E., Melleton, J., Schneider, J., Corsini, M., Gardien, V., Rolland, Y., 2015. Variscan crustal thickening in the Maures-Tanneron massif (South Variscan belt, France): new in situ monazite U-Th-Pb chemical dating of high-grade rocks. *Bull. Société Géologique Fr.* 186, 145–169. doi:10.2113/gssgfbull.186.2-3.145

- Padovano, M., Elter, F.M., Pandeli, E., Franceshelli, M., 2012. The East Variscan Shear Zone: new insights into its role in the Late Carboniferous collision in southern Europe. *Int. Geol. Rev.* 54, 957–970.
- Paquette, J.-L., Ménot, R.-P., Peucat, J.-J., 1989. REE, Sm-Nd and U-Pb zircon study of eclogites from the Alpine External Massifs (Western Alps)" evidence for crustal contamination. *Earth Planet. Sci. Lett.* 96, 181–198.
- Paris, F., Robardet, M., 1990. Early Palaeozoic palaeobiogeography of the Variscan regions. *Tectonophysics* 197, 193–213.
- Pin, C., Carme, F., 1987. A Sm-Nd isotopic study of 500 Ma old oceanic crust in the Variscan belt of Western Europe: the Chamrousse ophiolite complex, Western Alps (France). *Contrib. Mineral. Petrol.* 96, 406–413. doi:10.1007/BF00371258
- Pin, C., Paquette, J.-L., 1997. A mantle-derived bimodal suite in the Hercynian Belt: Nd isotope and trace element evidence for a subduction-related rift origin of the Late Devonian Brévenne metavolcanics, Massif Central (France). *Contrib. Mineral. Petrol.* 129, 222–238. doi:10.1007/s004100050334
- Poujol, M., Pitra, P., Van Den Driessche, J., Tartèse, R., Ruffet, G., Paquette, J.-L., Poilvet, J.-C., 2016. Two-stage partial melting during the Variscan extensional tectonics (Montagne Noire, France). *Int. J. Earth Sci.* doi:10.1007/s00531-016-1369-1
- Robardet, M., 2003. The Armorica “microplate”: fact or fiction? Critical review of the concept and contradictory palaeobiogeographical data. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 195, 125–148.
- Rossi, P., Oggiano, G., Cocherie, A., 2009. A restored section of the “southern Variscan realm” across the Corsica–Sardinia microcontinent. *Comptes Rendus Geosci.* 341, 224–238. doi:10.1016/j.crte.2008.12.005
- Rubatto, D., Ferrando, S., Compagnoni, R., Lombardo, B., 2010. Carboniferous high-pressure metamorphism of Ordovician protoliths in the Argentera Massif (Italy), Southern European Variscan belt. *Lithos* 116, 65–76. doi:10.1016/j.lithos.2009.12.013
- Schulmann, K., Lexa, O., Racek, M., Tajcmanova, L., Konopasek, J., Edel, J.-B., Lehmann, A.P. and J., 2008. Vertical extrusion and horizontal channel flow of orogenic lower crust: key exhumation mechanisms in large hot orogens? *J. Metamorph. Geol.* 26, 273–297.
- Simeon, Y., 1979. Etude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins de Belledonne entre l’Arc et l’Isère (Alpes Françaises). Université de Grenoble.
- Stampfli, G.M., Borel, G.D., Marchant, R., Mosar, J., 2002. Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. *J. Virtual Explor.* 7, 75–104.
- Stampfli, G.M., Hochard, C., Vérard, C., Wilhem, C., Von Raumer, J.F., 2013. The formation of Pangea. *Tectonophysics* 593, 1–19. doi:10.1016/j.tecto.2013.02.037
- Tabaud, A.-S., 2012. Le magmatisme des Vosges : conséquence des subductions paléozoïques (datation, pétrologie, géochimie, ASM). Université de Strasbourg.
- Tait, J., Schatz, M., Bachtadse, V., Soffel, H., 2000. Palaeomagnetism and Palaeozoic palaeogeography of Gondwana and European terranes. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 179, 21–31.
- Tait, J.A., Bachtadse, V., Franke, W., Soffel, H.C., 1997. Geodynamic evolution

of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints. *Geol. Rundsch.* 86, 585–598.

Talbot, J.-Y., Faure, M., Chen, Y., Martelet, G., 2005. Pull-apart emplacement of the Margeride granitic complex (French Massif Central). Implications for the late evolution of the Variscan orogen. *J. Struct. Geol.* 27, 1610–1629. doi:10.1016/j.jsg.2005.05.008

Vivier, G., Ménot, R.-P., Giraud, P., 1987. Magmatismes et structuration orogénique paléozoïques de la chaîne de Belledonne (massifs cristallins externes alpins) le domaine nord-oriental. *Géologie Alp.* 63, 25–53.

Von Raumer, J., Albrecht, J., Bussy, F., Lombardo, B., Ménot, R.-P., Schaltegger, U., 1999. The Palaeozoic metamorphic evolution of the Alpine External Massifs. *Schweiz. Miner. Petrog. Mitteilungen* 79, 5–22.

Von Raumer, J.F., 1998. The Palaeozoic evolution in the Alps: from Gondwana to Pangea. *Geol. Rundsch.* 87, 407–435. doi:10.1007/s005310050219

Von Raumer, J.F., Bussy, F., Schaltegger, U., Schulz, B., Stampfli, G.M., 2013. Pre-Mesozoic Alpine basements? Their place in the European Paleozoic framework. *GSA Bull.* 125, 89–108.

Von Raumer, J.F., Bussy, F., Stampfli, G.M., 2009. The Variscan evolution in the

External massifs of the Alps and place in their Variscan framework. *Comptes Rendus Geosci., Mécanique de l'orogénie varisque : Une vision moderne de la recherche dans le domaine de l'orogénie* Mechanics of Variscan Orogeny: A modern view on orogenic research 341, 239–252. doi:10.1016/j.crte.2008.11.007

Von Raumer, J.F., Finger, F., Veselá, P., Stampfli, G.M., 2014. Durbachites–Vaugnerites – a geodynamic marker in the central European Variscan orogen. *Terra Nova* 26, 85–95. doi:10.1111/ter.12071

Von Raumer, J.-F., Stampfli, G.M., Bussy, F., 2003. Gondwana-derived microcontinents, the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens. *Tectonophysics* 365, 7–22.

Von Raumer, J.F., Stampfli, G.M., Arenas, R., Martínez, S.S., 2015. Ediacaran to Cambrian oceanic rocks of the Gondwana margin and their tectonic interpretation. *Int. J. Earth Sci.* 104, 1107–1121. doi:10.1007/s00531-015-1142-x

Wang, L.-J., Griffin, W.L., Yu, J.-H., O'Reilly, S.Y., 2010. Precambrian crustal evolution of the Yangtze Block tracked by detrital zircons from Neoproterozoic sedimentary rocks. *Precambrian Res.* 177, 131–144. doi:10.1016/j.precamres.2009.11.008

C.8. Données complémentaires

Dans ce chapitre nous avons vu que l'évènement D₁, caractérisé par l'empilement des nappes vers l'est, se produisait vers ca. 340 Ma et était responsable de la fusion partielle de la croûte à la base de ces nappes. D'autres données géochronologiques permettent de conforter cet âge.

L'échantillon MCE83 correspond à un échantillon provenant de l'unité volcano-sédimentaire de Rioupéroux-Livet. Les datations U-Pb sur zircon (La-ICPMS) permettent de mettre en évidence un âge à 338 ± 5 Ma (Figure C17, MSWD 0.031, n=4). Cet âge a été obtenu sur les bordures métamorphiques de quatre zircons. Ici, nous interprétons cet âge comme caractérisant l'évènement D₁.

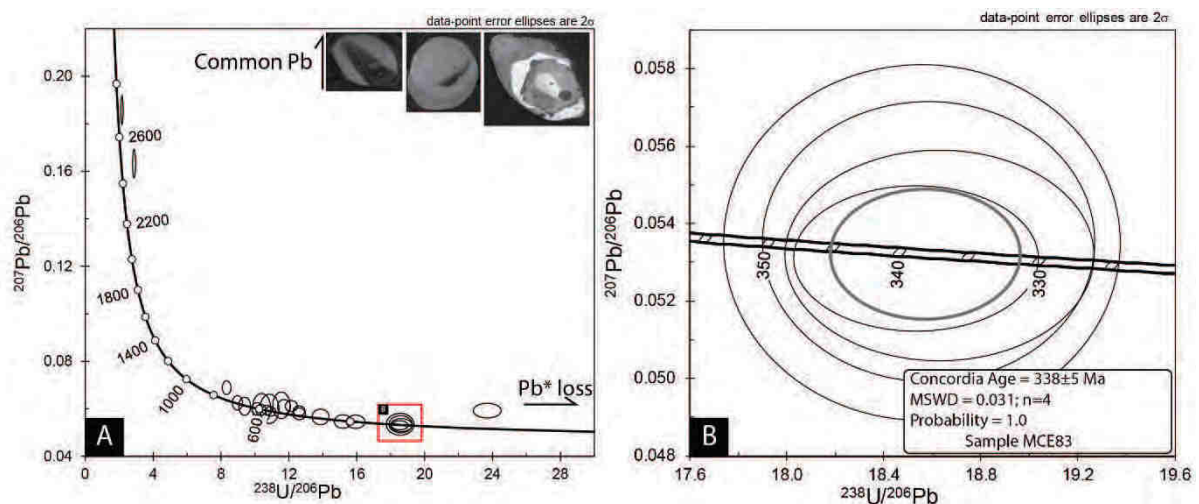


Figure C17. A Diagramme Tera-Wasserburg reportant les données U-Pb pour l'échantillon MCE83, et sélection représentative d'image en cathodoluminescence de zircons extrais. B. Diagramme Tera-Wasserburg des analyses concordant donnant un âge de 338 ± 5 Ma.

Des analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite, ont également été effectués sur une migmatite de l'unité de d'Allemont (MCE195a). Les données $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ permettent de définir un âge plateau à 340.20 ± 1.31 Ma (Figure C18).

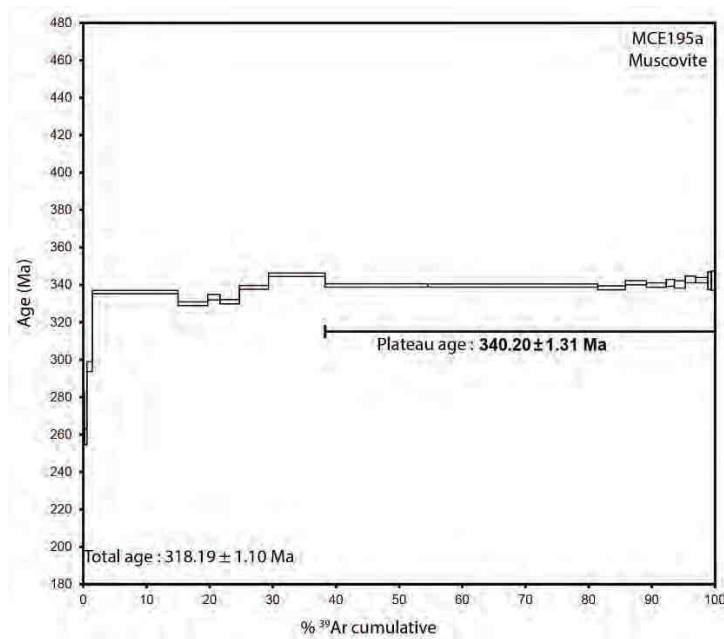


Figure C18. Diagramme % ^{39}Ar cumulatif vs. Age pour l'échantillon MCE195a définissant un âge plateau à 340.20 ± 1.31 Ma

Cet âge permet de confirmer l'hypothèse proposée dans ce chapitre selon laquelle l'unité migmatitique d'Allemont se forme pendant l'évènement D_1 , vers 340 Ma et non pendant un évènement extensif se produisant vers 310-290 Ma (Guillot and Ménot, 1999; Fernandez et al., 2002; Guillot et al., 2009; Guillot and Ménot, 2009).

Chapitre D



Ce chapitre présent les données structurales, métamorphiques et géochronologiques du massif du Pelvoux qui ont permis d'établir son évolution tectono-métamorphique de ce massif. Dans ce but, une étude structurale a été effectuée sur une large partie du massif du Pelvoux. Cette étude a permis de caractériser et de compléter l'architecture et l'évolution tectono-métamorphique dans le secteur de Belledonne-Pelvoux.

D. Tectono-thermal evolution of the partially molten Variscan crust in the Belledonne-Pelvoux area (French Alps).

D.1. Introduction

The variscan belt is recognized as a large and mature collisional orogen that suffered intense partial melting with widespread plutonism, and formation of numerous migmatitic domes. A great number of studies put forward the strong rheological implication of partially molten rocks and magmas on the tectono-thermal evolution of orogen [e.g. *Vanderhaeghe and Teyssier, 2001; Vanderhaeghe, 2009*] and of the variscan belt in particular [*Ledru et al., 2001; Skrzypek, 2011; Lardeaux et al., 2014; Rabin et al., 2015*]. During variscan orogeny, an important part of the convergence may be accommodated by lateral flow of the partially molten crust, in transpressional or transtensive regime [*Denèle et al., 2009; Franke et al., 2011; Whitney et al., 2015*]. In particular, several studies highlight that some migmatitic domes of the variscan belt formed in response to lateral flow of the partially molten crust [*Teyssier et al., 2005; Rabin et al., 2015; Whitney et al., 2015*]. The mechanisms of crustal flow in the variscan belt are documented through field observations and highlighted by numerical modeling [e.g. *Rey et al., 2011; Maierová et al., 2014*]. Best-documented areas are the French Massif Central, the Vosges and Bohemian massifs, Maure-Tanneron massif and the Variscan Pyrenean Axial Zone. In the western Alps, the Belledonne-Pelvoux area is large Variscan domain where widespread migmatites and numerous granites occur. Nevertheless, its tectono-thermal evolution remains poorly studied. In this contribution, we document detailed structural analyses of the Pelvoux massif in order to bring new insights into the understanding of the role of partial melting and magmatism on the tectonic evolution of the Variscan belt. The different structural levels that crop out in the Belledonne-Pelvoux area allow to tackle strain partitioning in time and space and coupling/decoupling relationships between the unmolten upper crust and its partially molten lower counterpart. Besides, this study brings new relevant data for

understanding of the behavior of the Belledonne-Pelvoux area implicated in the Alpine orogeny. Recent studies revealed that the Alpine shortening resulted in a thick-skinned tectonism during which strain was accommodated by hundred meter-wide shear zones in the basement and disharmonic folding in the overlying sedimentary cover [*Bellahsen et al.*, 2012, 2014; *Bellanger et al.*, 2014; *Boutoux et al.*, 2014]. These studies focus on Alpine structures and do not document the Variscan ones. Our results allow to discuss the role of Variscan strain pattern impacting crustal deformation during Alpine collision, in particular considering structural inheritance.

D.2. Geological setting.

The Variscan Belt

Resulting from the collision between two large continents (Gondwana, and Laurussia, and several Gondwana-derived microcontinents during the Early Carboniferous, the Variscan belt forms a large part of the European basement from Portugal to Poland (Figure D1A) [*Autran and Cogné, 1980; Paris and Robardet, 1990; Matte, 1991, 2001, 2007, Tait et al., 1997, 2000; Franke, 2000; Robardet, 2003; Von Raumer et al., 2003; Faure et al., 2005; Melleton, 2008; Stampfli et al., 2013*]. Since the Visean (ca. 345-330 Ma), intense crustal melting occurred after the completion of the continental collision, contemporaneously with the intra continental deformation that was accommodated by wrenching, thrusting and normal faulting [*Malavieille et al., 1990; Faure et al., 2005, 2009, 2010; Lardeaux et al., 2014; Rabin et al., 2015; Poujol et al., 2016; Fréville et al., In Review*]. Although the Variscan orogenic evolution is relatively well understood throughout the main segments (e.g. Martinez-Catalan et al., 2009; Ballèvre et al., 2009; Franke et al., Schulmann et al., 2009), the Variscan belt exposed in the submeridian branch of the belt that develops from Carpathians to Sardinia remains poorly documented partly due to the Alpine orogenic cycle. In spite of several geodynamic interpretations already proposed [*Fernandez et al., 2002; Corsini and Rolland, 2009; Guillot and Ménot, 2009; Guillot et al., 2009; Rossi et al., 2009; Von Raumer et al., 2013; Faure et al., 2014; Oliot et al., 2015*], the timing of the main tectono-metamorphic events and the correlation between the distinct basement domains remain poorly constrained. Two main interpretations are presently available. The first one argues for a tectonic collage of the distinct domains along the N030E striking East Variscan Shear Zone (EVSZ) during the Carboniferous time [*Corsini and Rolland, 2009; Guillot et al., 2009; Padovano et al., 2012*]. The second hypothesis suggests that the distinct domains of the sub-meridional branch are accreted along the Armorican plate during early Paleozoic time [*Von Raumer et al., 2015*].

The External Crystalline Massifs

The External Crystalline Massifs (ECMs) of the Alps forms a major part of the sub-meridional Variscan branch. They are composed of various metamorphic, plutonic, and migmatitic rocks of Cambrian to Carboniferous ages, mantled by Late Carboniferous to Permian rocks unconformably overlain by Mesozoic Sedimentary cover (Figure D1B) [*Barfety*

et al., 2000; *Guillot and Ménot*, 2009]. From north to south, the ECMs form the *Aar-Gothard*, *Aiguilles Rouges-Mont Blanc*, *Belledonne*, *Grandes Rousses*, *Pelvoux*, and *Argentera* massifs (Figure 2B). At first order, the ECMS can be subdivided in three main domains; the Western domain consists in slightly metamorphosed micaschists considered as an ancient turbiditic serie probably Ordovician in age [*Bordet and Bordet*, 1963; *Fréville et al.*, in review]. The central domain including the SW part of the *Aiguilles Rouges*, the SW part of *Belledonne* massifs, and the western part of the *Pelvoux* massif (cortical *Pelvoux* area) (Figure D1B,D2) is made of several litho-tectonic units, namely, ophiolitic rocks (*Chamrousse* unit), an amphibolite facies volcanosedimentary unit (VSU, *Riouperoux-Livet* and *Allemont* unit; [*Fréville et al.*, in review] and a weakly metamorphosed Viséan volcano-sedimentary series, named the *Taillefer* unit (see detail in *Fréville et al.* In Review). The Eastern part of the ECMs including the *Argentera* massif, the inner *Pelvoux* area, the NE *Belledonne* area, the major part of the *Aiguilles Rouges-Mont Blanc* massif and the *Aar-Gothard* massif, is mostly composed of migmatite and granitoides (Figure 1). Moreover, several retrogressed eclogites blocks of Cambro-Ordovician protolith age, and recording a Carboniferous HP event have been reported in the *Aiguilles Rouges* massif, NE *Belledonne* Massif, and *Argentera* massif [*Paquette et al.*, 1989; *Compagnoni et al.*, 2010; *Rubatto et al.*, 2010].

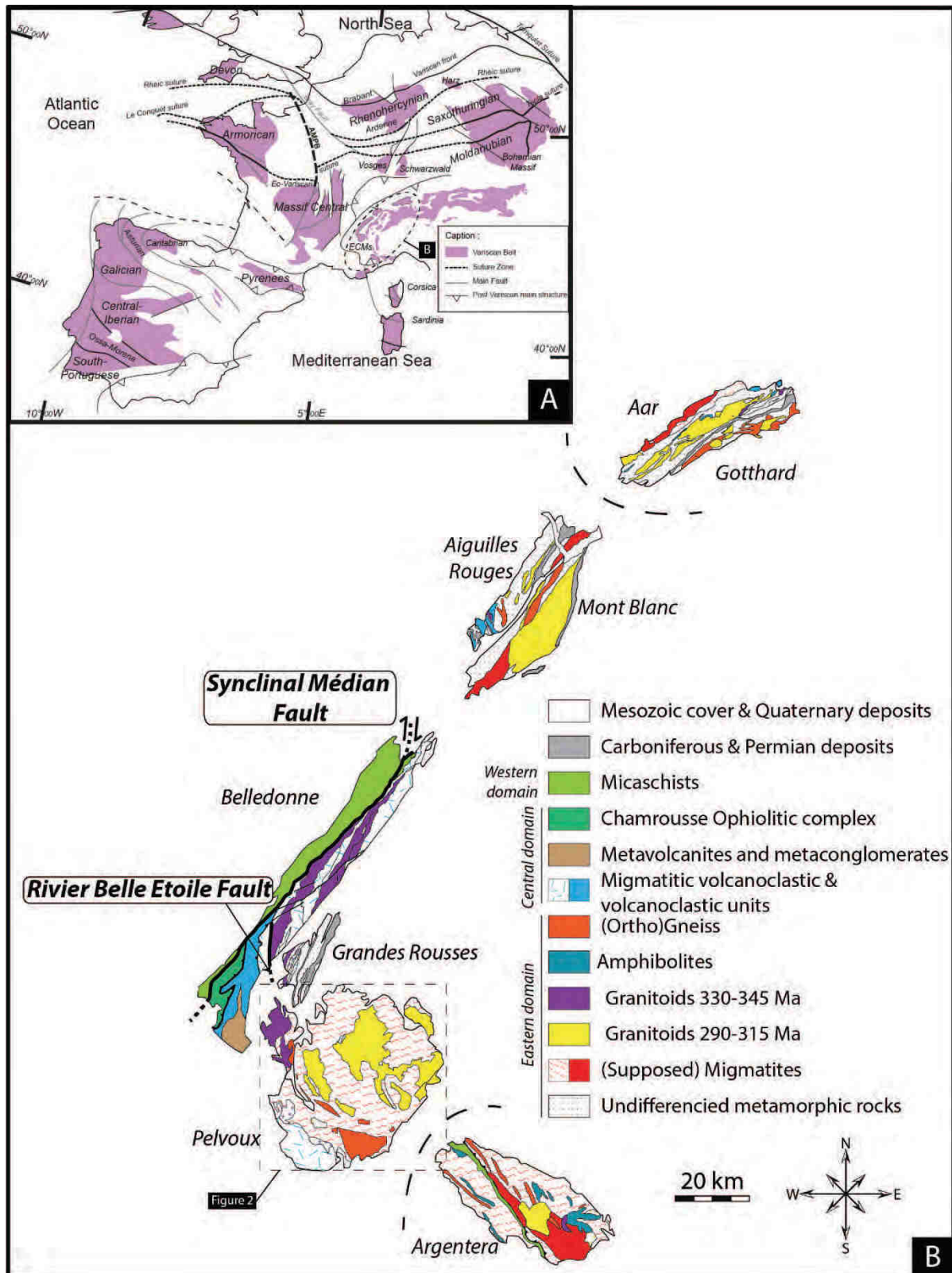


Figure D1. A : Location of the External Crystalline Massif (ECMs) within the Vraiscan framework, Modified after [Von Raumer, 1998; Faure et al., 2005, 2014; Talbot et al., 2005; Tabaud, 2012]. B. Simplified Geological map of the ECMS, modified after [Debon and Lemmet, 1999; Guillot et al., 2009] Dashed square shows the extend of the figure 2.

The Belledonne-Pelvoux Area

The *Belledonne-Pelvoux* area experienced several deformation events overprinting the Variscan events. A Jurassic rifting was responsible for the local tilting of the Paleozoic basement allowing the formation of different Liassic blocks within the Belledonne-Pelvoux area, *La Mure* block and *Le Taillefer* block within the Belledonne massif, and *Le Rochail* block, *L'Emparis* block, *La Meije* block, and *Le Combeynot* block in Pelvoux massif (Figure D2) [Lemoine *et al.*, 1986; Barfety *et al.*, 1988; Lemoine, 1988]. The Miocene Alpine deformation is characterized by the development of localized NW-SE trending shear zones along which top-to-the NW kinematics is documented [Bellahsen *et al.*, 2014; Bellanger *et al.*, 2014, 2015]. This Alpine tectonism is accompanied by a local metamorphic overprint in the phrenite-pumpellyite to greenschist facies coeval with the shortening of the Paleozoic basement. Outside these localized Alpine zones, the Pre-Alpine tectono-metamorphic event are particularly well preserved in the Belledonne-Pelvoux area.

The Belledonne massif can be subdivided in two major parts separated by the *Rivier-Belle Etoile* strikes slip fault (Figure D1B), the NE Belledonne area mainly composed of migmatitic and granitoids, and the SW part of the Belledonne which is composed of several unit. The Cambro-Ordovician ophiolite of Chamrousse [Carme, 1965, 1970; Bodinier *et al.*, 1981; Ménot, 1987, 1988a, 1988b; Pin and Carme, 1987]. The Volcano-sedimentary unit (VSU) made of an alternation of micaschist and bi-modal magmatic rocks, characterized by a MP-HT metamorphism (M_1) recording P-T condition at ca. 0.5-06 GPa, 600°C up to Ca. 0.8 GPa, 680°C for the migmatitic gneiss at the base of the VSU unit [Fréville *et al.*, in review; Guillot and Ménot, 1999; Fernandez *et al.*, 2002]. A supposed Viséan volcano-detritic unit made of weakly metamorphosed conglomerate, black schist, and acidic volcanic rocks [Gibergy, 1968; Ménot, 1988a]. The SW Belledonne area records three deformation phases; the first one is only characterized by an undated MP-LT (ca.7Gpa, 425°C) metamorphism (M_x) recorded by relictual kyanite-albite bearing micaschist from the VSU [Fréville *et al.*, in review; Guillot and Ménot, 1999]. The second and the main deformation event corresponds to an eastward nappe stacking event occurring at around 340 Ma coeval with the MP-HT metamorphism event (M_1), and responsible for the development of the D_1 features, represented by a westward dipping foliation S_1 , and the W-E striking mineral lineation L_1 . The last deformation event corresponds to a N030E subvertical foliation developed in the axial plane of upright P_2 fold, and by the development of a N30E L_2 crenulation lineation. This event has been

interpreted as the result of a NW-SW bulk shortening event (See details in [Fréville *et al.*, in review]).

The Pelvoux massif is mainly composed of volcanosedimentary rock, micaschist, migmatitic rocks and granitoids (Figure. D2). Three groups of granitoids have been recognized that are albitic granites (group 1), monzonitic granites (group 2), and other types of granitoids (group 3) [Barfety *et al.*, 1982; Debon and Lemmet, 1999]. The Pelvoux massif is subdivided in two parts, the external one, located in the western part and called "Cortical Pelvoux", consists of an alternation of volcanoclastic rocks and micaschists with migmatitic gneiss at the base of this series that can be attributed to the VSU unit observed in the SW part of the Belledone massif, and interpreted as an East-directed nappe pile (Figure 2). This series is overlain by black schist and conglomerates similar to the Taillefer unit observed in SW Belledonne [Barfety *et al.*, 1988, 2000; Guillot *et al.*, 2009] (Figure D2). To the East of the "Cortical Pelvoux", the "Inner Pelvoux" is composed of migmatite, orthogneiss, and numerous granitoids body (Figure D2). Some metabasites associated with granulites (e.g. *Peyre-Arguet*, Figure2, 3) record amphibolite facies P-T condition (0.7 ± 0.1 GPa, $650\pm 50^\circ\text{C}$) up to low pressure granulite facies ($0.5\text{GPa}\pm 0.1\text{GPa}$, $800\pm 50^\circ\text{C}$) followed by retrogressive evolution with a second amphibolite facies ($0.3\text{GPa}\pm 0.1\text{GPa}$, $700\pm 50^\circ\text{C}$) and lastly a greenschist facies metamorphism ($<0.2\text{GPa}$, $<500^\circ\text{C}$) [Pecher, 1970; Pecher and Vialon, 1970; Barfety *et al.*, 1982; Grandjean *et al.*, 1996]. Kyanite and Cordierite bearing gneiss have been also recognized [Bogdanoff *et al.*, 1991]. From the structural point of view, only few study are available [Pecher, 1970; Le Fort, 1973; Strzeczynski *et al.*, 2005] that show the existence of three distinct preferred orientation a NE-SW, a N-S and NW-SE orientations. However, the relations between these orientations remain unclear, and only the sinistral reworking of the N-S plan by the NW-SE plan have been showed in some granite [Strzeczynski *et al.*, 2005].

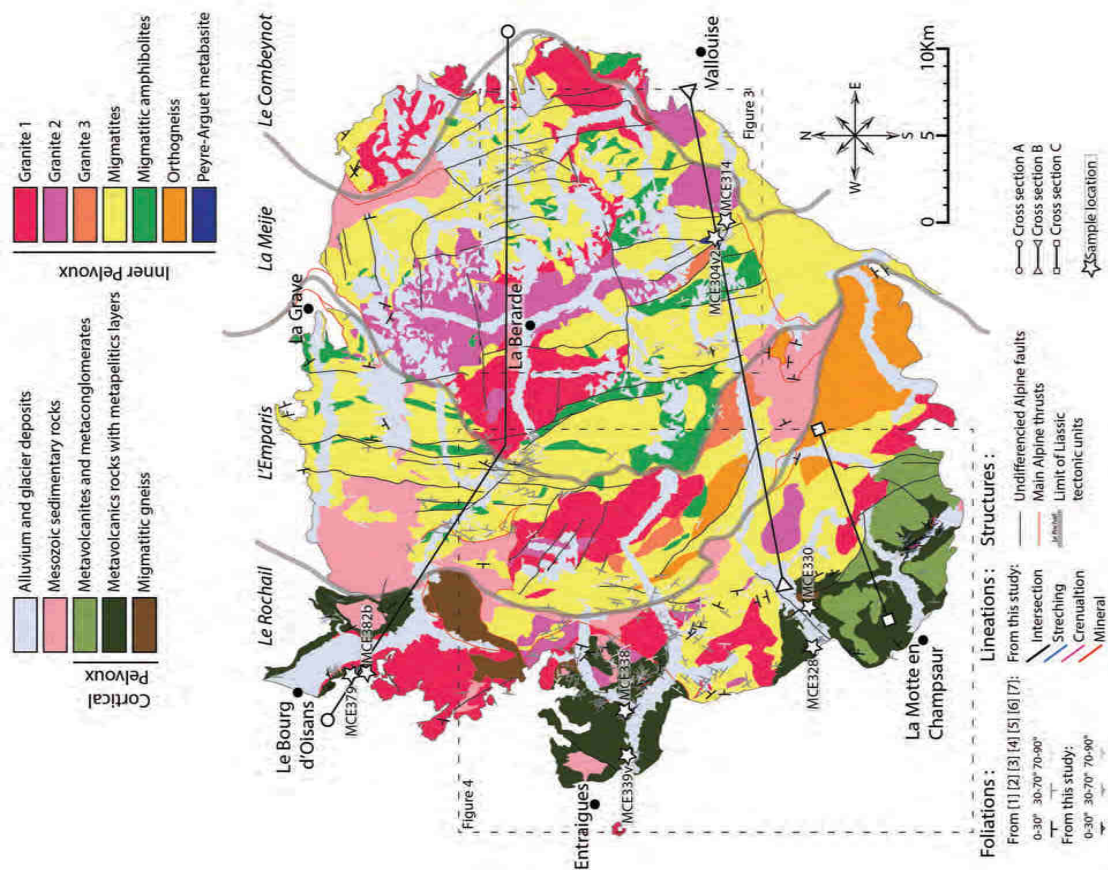


Figure D2. Geological map of the Pelvoux Massif. Dashed box shows the location of the map zooming in the figure 3A and 3B. Foliation data comes from [1][Barfety et al., 1972]; [2][Barbier et al., 1973]; [3] [Barfety et al., 1988]; [4][Barfety et al., 1982]; [5][Barfety et al., 1995]; [6][Gidon et al., 1980]; [7][Debelmas et al., 1980].

D.3. Structural analysis

Deformation of the Belledonne-Pelvoux area

Macro- and micro-structural investigations in the Belledonne massif allow us to determine two main deformation phases called D_1 and D_2 . The first deformation occurring under amphibolite facies metamorphic conditions is characterized by the development of a westward dipping foliation S_1 and an E-W stretching lineation that both formed during an eastward nappe stacking event (Freville et al., in review). The second deformation event, D_2 , is responsible for upright folding of S_1 and the development of a subvertical S_2 foliation striking N030E (See detail in Freville et al. in review and in the geological setting session) is interpreted as the result of a NW-SE horizontal bulk shortening. In the Pelvoux massif, the D_1 deformation is nearly inexistent because of a strong reworking by D_2 . In the Pelvoux massif, D_2 is more penetrative than in the Belledonne area. In addition, a D_3 deformation is also observed. The D_2 and D_3 structures are fully described in the following session.

The D_2 and D_3 deformations in the Pelvoux massif

D_2 deformation:

In the Pelvoux massif, the D_2 deformation is characterized by the development of three structural elements. Namely, a subvertical migmatitic N030E trending foliation, S_2 (Figure D3, D4, D5). Some relictual P_2 folds with the S_2 foliation developed in the axial plane are observed (Figure D6E). Similar P_2 folds, with a NE-SW striking axial plane are observed in the Belledonne area. The S_2 foliation is reworked by a set of localized subvertical C_2 shear bands oriented in the N180-170E direction forming up to kilometer thick penetrative shear zones (Figure D3, D4 D5). The deflection of S_2 along these shear zones indicates a sinistral motion (Figure D5A2, D6A). In some areas the, C_2 are the main planar fabrics forming 100 meters to several kilometers thick penetrative shear zones, holding a L_2 N-S striking and southward plunging stretching lineation (Figure D3, D6C, D6D). Where C_2 is penetrative, another set of shear bands, named C'_2 are observed that trend N130E to N150E associated with an apparent sinistral kinematics (Figure D3, D4, 5, D 6C). When the C'_2 shear bands become the preponderant planar fabrics at meter scale, the C_2 planes are totally transposed or remains as

cm-to-meters scale lenticular bodies. This S-C-C'-like D₂ deformation pattern can be observed in the entire Pelvoux massif, but changes in strain partitioning are observed between each Liassic block. In the *La Meije* and *Le Rochail* block the D₂ deformation pattern is marked by the development of the S₂-C₂ structures with the dominance of the C₂ planes (Figures D3, D4 and D5A1), . In the *L'Emparis* block, the D₂ deformation is characterized by the C₂-C'₂ structures (Figures D4, D5A1) with a predominance of the C'₂ shear bands forming the main planar fabrics. The D₂ deformation event of the Pelvoux massif, characterized by the S₂-C₂-C'₂ pattern, is interpreted to be related to a NW-SE shortening, as recognized for the D₂ event in the Belledonne massif.

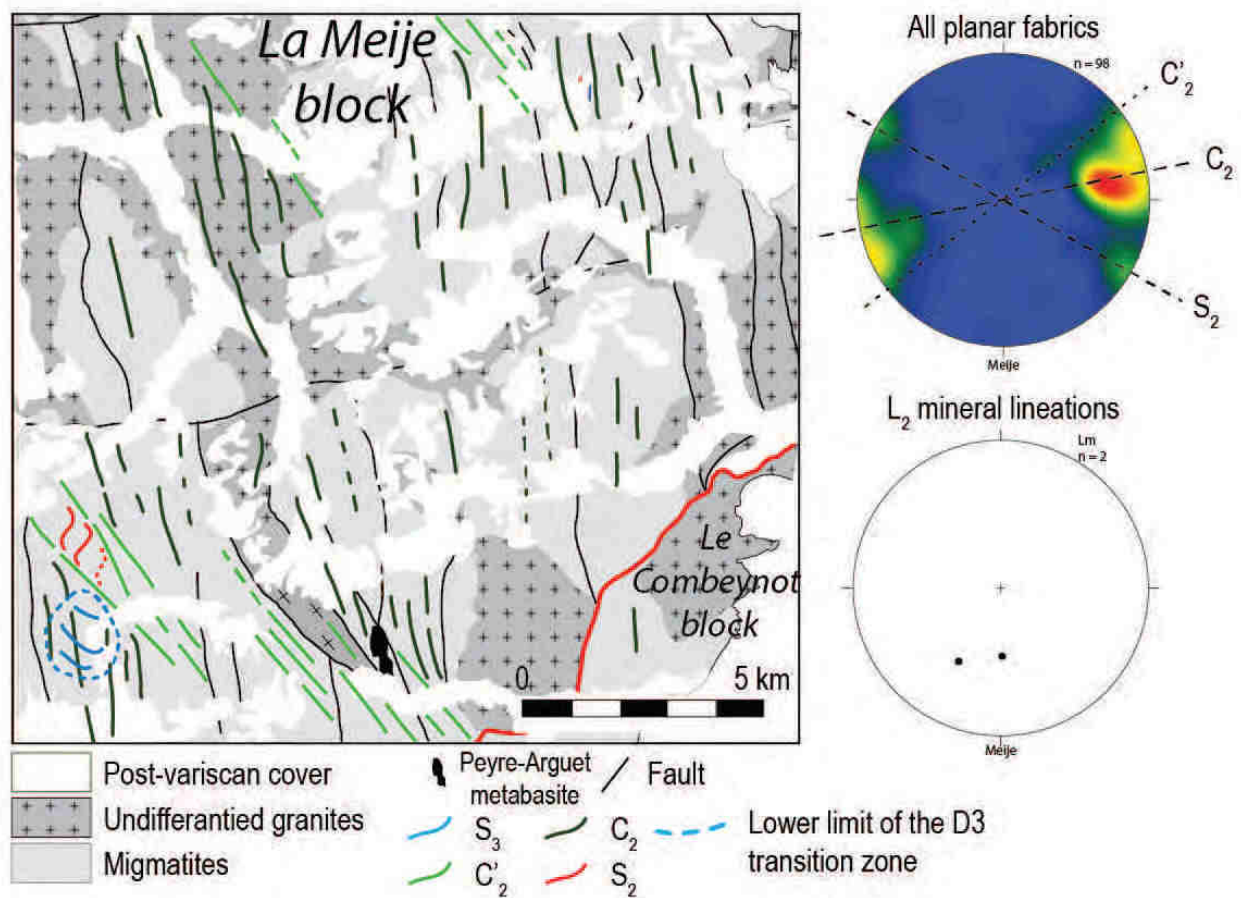


Figure D3. Stereographic plot and zoom of the Geological map of the Pelvoux massif showing the Variscan foliations trajectory within the *La Meije* block. Stereographic plot of poles of foliations contoured with an interval of 10% of probability of measurement values, and stereographic projection of lineations. n, represent the number of measures.

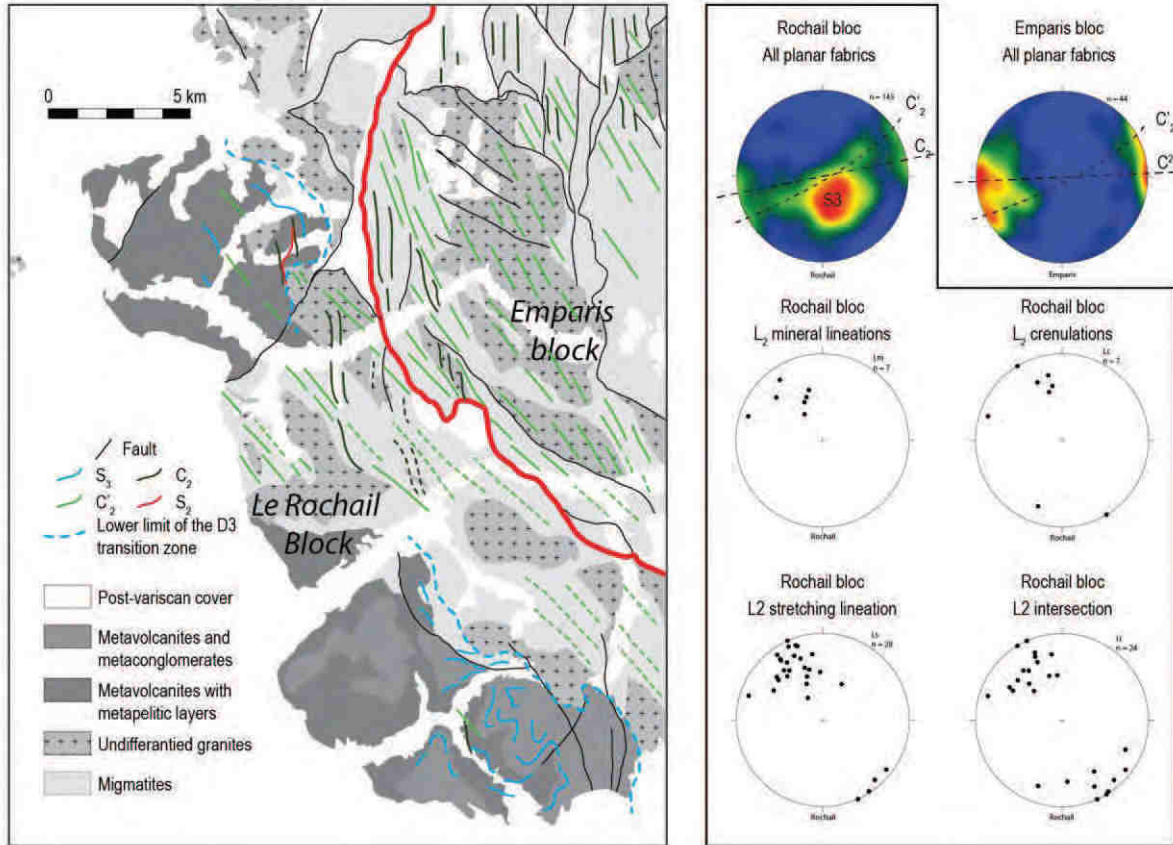


Figure D4. Stereographic plot and zoom of the Geological map of the Pelvoux massif showing the Variscan foliations trajectory within the *Emparis* and *Le Rochail* block. Stereographic plot of poles of foliations contoured with an interval of 10% of probability of measurement values, and stereographic projection of lineations. n, represent the number of measures.

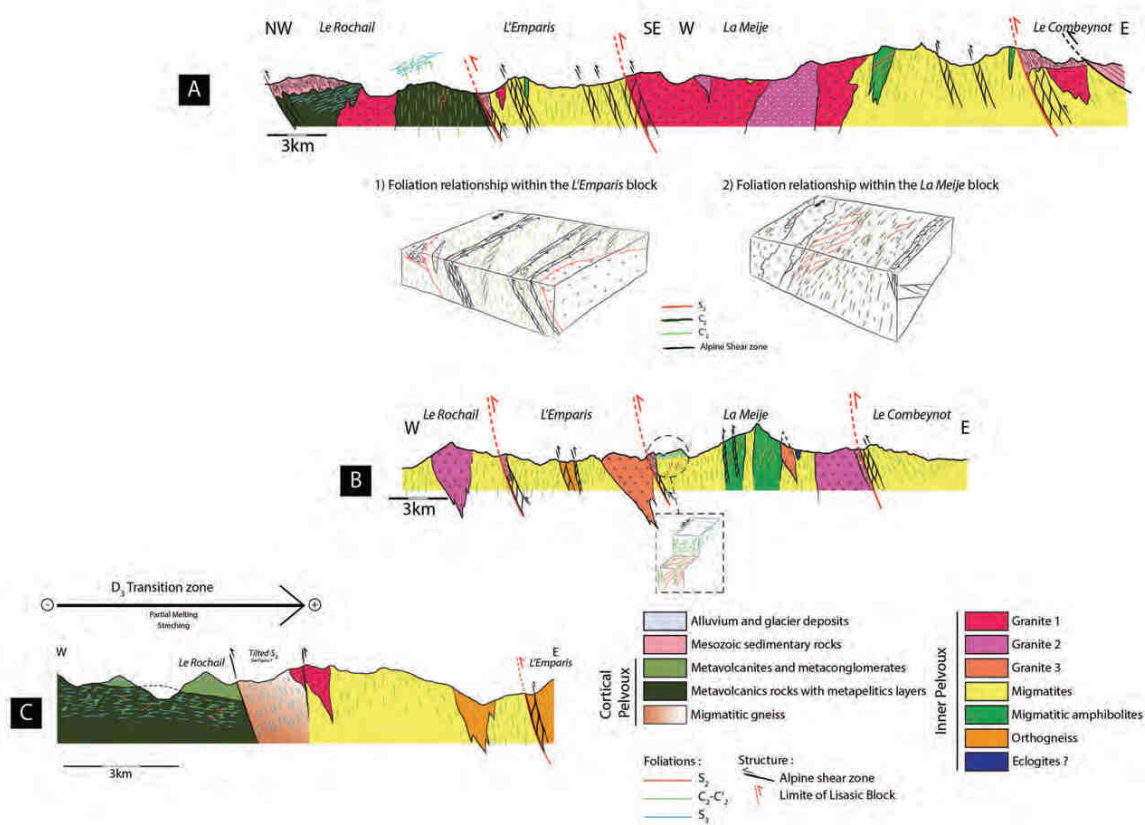


Figure D5 A : NW-SE cross section through the northern part of the Pelvoux massif. B: W-E cross section through the center part of the Pelvoux Massif. C: W-E cross section through the SW part of the Pelvoux massif corresponding to the western extension of the cross section B. 1): Block diagrams showing the special relationship of the foliations within the L'Emparis block. 2): Block diagrams showing the spatial relation of the foliations within the La Meije block.

D3 deformation:

The D₃ deformation is characterized by a S₃ flat lying foliation holding a N150E lineations (Figure D2, D4) that reworks the previous S₁ and S₂-C₂-C'₂ structures (Figure D7A,D7B). In the western part of the Pelvoux massif (Cortical Pelvoux within the *Le Rochail* block) a D₃ strain gradient can be observed from west to east at kilometer scale, i.e. from top to bottom of the structure. In the southwestern part of the massif, the D₃ deformation becomes more penetrative and form the main planar structure. More to the east, the S₃ is a syn-migmatitic foliation and become mylonitic to ultra-mylonitic, holding a well mark stretching lineation, L₃ (Figure D7D).

This D₃ mylonitic zone is localized at the transition zone between the molten inner Pelvoux and the mainly unmolten Cortical Pelvoux domains. The D₃ transition zone outcrops well in the southeastern part of the Cortical Pelvoux area (Figure D4, D5C) and is sometimes lately tilted in subvertical position probably during the Mesozoic rifting (Figure D7D). More to the north, in the *Le Rochail* block, a similar D₃ finite strain pattern is observed with centimeter scale F₃ folds, with flat lying axial plane, that rework the subvertical S₂ foliation, and development of a S₃ mylonitic foliation in high strain zones. (Figure D7C). A N160°E trending stretching lineation, L₃, can be observed in the mylonitic foliation. Sigmoidal structures (pressure shadow, and shear bands) along L₃ indicate a top-to-the northwest sense of shear whatever the observation scale (Figure D7F). Similarly, in the *La Meije* block, flat-lying leucosome develops along S₃ that dips slightly toward the south (Figure D7E). The S₃ form an anastomosed flat lying foliation parallel to the horizontal axial plan of F₃ folds, which results to a vertical shortening. This melt-bearing S₃ foliation cross cuts the S₂ one in the upper structural level of the *La Meije* bloc. This D₃ deformation pattern is relative to a vertical shortening and horizontal stretching formed at the transition.

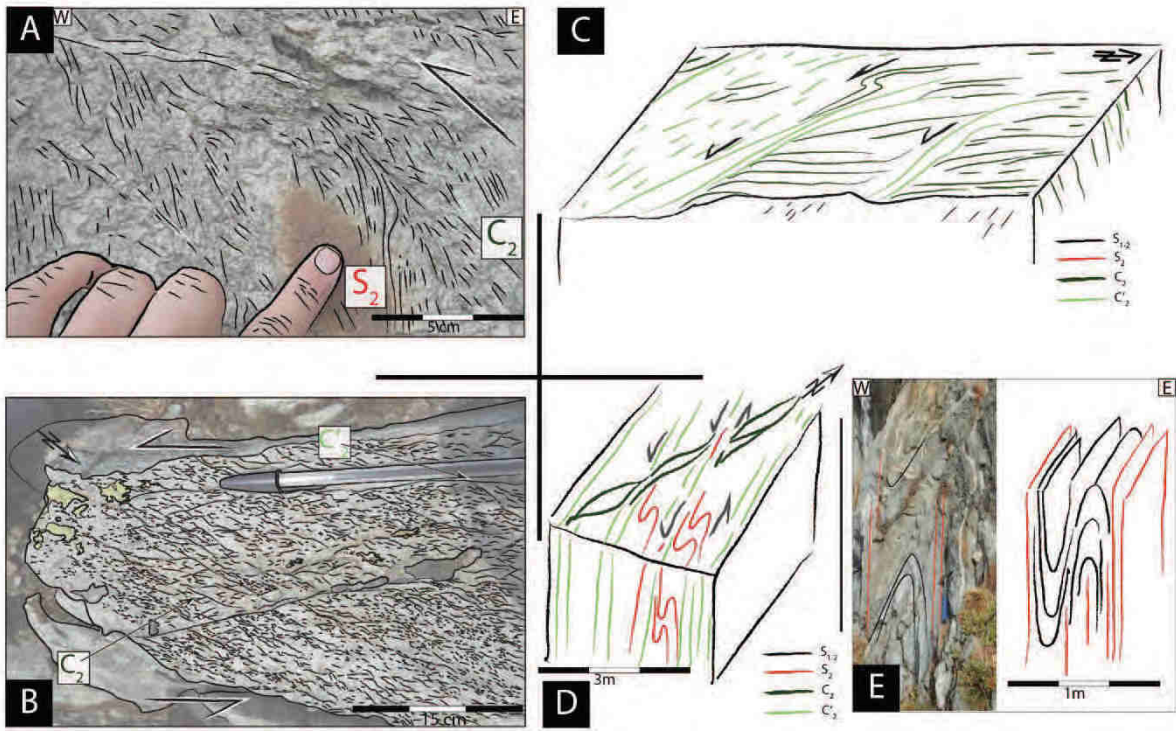


Figure D6. Outcrop photographs of D₂ deformation phases. A: Relation between S₂ N030E subvertical foliation and the N180E subvertical C₂ shear bands indicating a sinistral kinematics. B: Relation between the N180E subvertical C₂ shear bands and the N150E C'₂ shear bands indicating a sinistral kinematics. C: Sketch showing the relation between the C₂ and C'₂ shear bands in a sinistral kinematic. Note the presence of S striking slightly dipping lineation carried by the C₂ plan. See *La Meije* stereoplot in figure 3C. D: Sketch showing the relation between the S₂, C₂ and C'₂ plan. E Sketch showing the relation between the preserved folded S₁ foliation and the S₂ subvertical foliation.

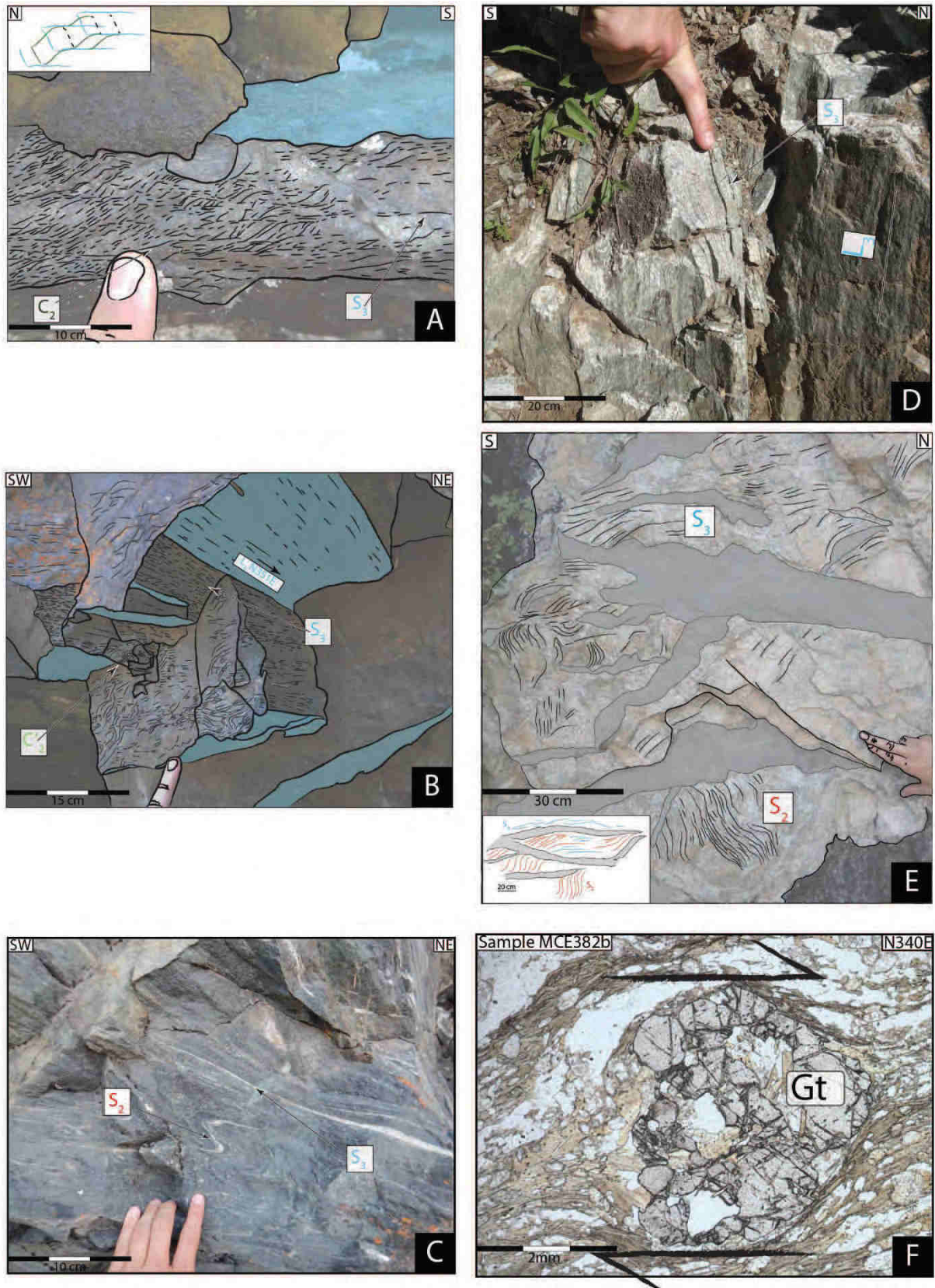


Figure D7. Outcrop photographs and micro-photograph of the D₃ deformation phases. A: Subvertical C₂ plan reworked by the S₃ flat laying foliation in the southern part of the *Le Rochail* block. B: Subvertical C₂ plan reworked by the S₃ flat laying foliation in the southern part of the *Le Rochail* block. C: Folding and transposition of the subvertical S₂ foliation by the flat laying S₃ foliation in the northern

part of the *Le Rochail* block. D: Tilted S_3 mylonitic foliation in migmatitic gneiss within the D_3 transition zone in the *Le Rochail* block (see Figure 4C). Note the presence on an intense stretching lineation L_3 striking in the dip of the S_3 foliation. E: Leucosome within the S_3 foliation reworking the S_2 subvertical foliation in the upper structural level of the *La Meije* block (See Figure 3B). F: Micro-photographs within a metapelite schist from the northern part of the *Le Rochail* block. The Sigmoidal Garnet within the S_{1-3} main foliation indicate a top-to-the-NW shearing.

D.4. Metamorphism in the Pelvoux massif.

Partial melting in the Pelvoux Massif

The Pelvoux massif mainly consists of granitoids and migmatites developed through partial melting of paragneiss, orthogneiss and amphibolite (Figure D2, D8).

The first type of migmatites derived from paragneissic and orthogneissic protholiths. It corresponds to biotite- and garnet-bearing migmatites. The migmatization is conspicuous (Figure D8A), but when it becomes scattered, the D_2 pattern ($S_2-C_2-C'_2$) is well preserved that allow us to assume that the migmatitisation event is coeval with the D_2 deformation (Figure D7A, D7B, D7C). In some cordierite bearing migmatites, cm-scale elongated cordierite cluster define the C'_2 plane (N150-130E; Figure D8C) indicating the late appearance of this migmatitisation with respect to D_2 event.

A second type of migmatite, observed in the Inner Pelvoux massif, consists of amphibole-bearing migmatitic rocks (Figure D2, D7B) derived from a more mafic protolith. This second type of migmatite contains plagioclase, K-feldspar and amphibole with some amphibole clusters within the leucosome (Figure D8B). In the Cortical Pelvoux area some migmatite are also observed which are attributed to the Allemont unit (see geological setting). This migmatite are sometime mylonitic (Figure D8D) and, as well as in the Belledonne massif, are located at the base of the VSU and are considered as coeval with the nappe stacking event D_1 (see Freville et al, in review and below). The intense retrogression under greenschist-facies conditions during Alpine orogeny prevented to obtain robust P-T data from migmatites. However, some P-T estimations could be propose considering the type of migmatites encountered. As for the cordierite-bearing migmatites, which are generally formed under low-pressure and high temperature conditions (ca 0.4-0.6 GPa; 750-850°C) [Barbey et al., 1999; Kalt et al., 1999]. Furthermore, partial melting of amphibolite implies high temperature condition (At least 800°C) [Depine et al., 2008].

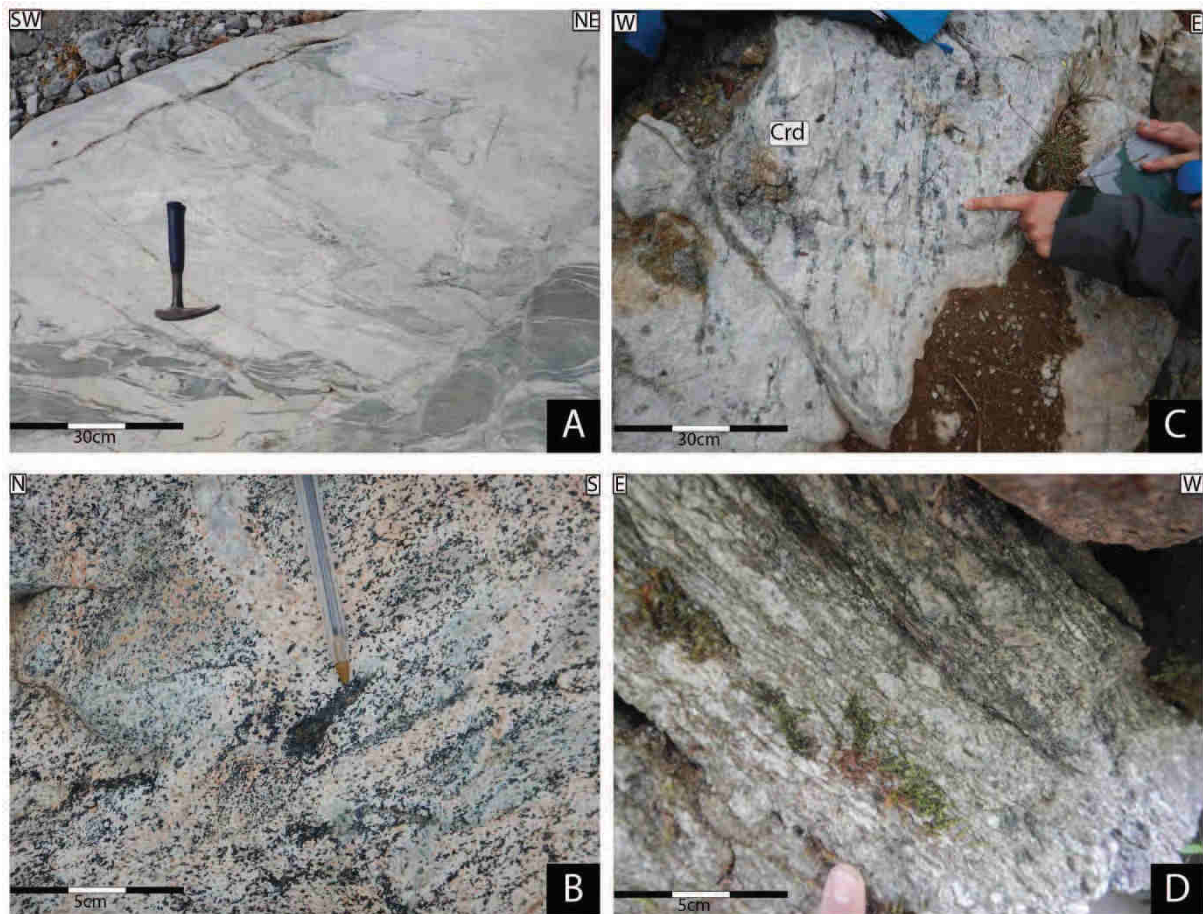


Figure D8. Outcrop photographs of the migmatite from the Pelvoux massif. A. Migmatitic gneiss in the *La Meije* block. B. Migmatitic amphibolite within the *La Meije* block. Note the presence of a cluster of Amphibole. C: Cordierite bearing migmatite from the *La Meije* block. MCE314 sample have been sampled in this place. D: Migmatitic gneiss from the *Le Rochail* block corresponding at the base of the cortical Pelvoux. Sample MCE330 have been sample in this place.

Petrological analysis

The sample MCE338 have been sampled in the *Le Rochail* block inside the VSU (Figure 2, 44°52'58.84"N; 6° 0'49.10"E). It is a biotite + muscovite + garnet + sillimanite + plagioclase + quartz micaschist. The planar fabric observed in this sample is the S₃ flat laying foliation that reworks an older subvertical fabrics marked by micro folding of biotite and quartz grains attributed to the S₂ foliation (Figure D9B).

Electron microprobe analysis have been performed at the University of Orléans on CAMECA SXFIVE. The P-T metamorphic condition were obtained through calculation of pseudosection diagrams using *Perple_X*'6.7.1 software [Connolly and Pettrini, 2002; Connolly, 2005]. The considered system was MnO-Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (MnNCKFMASH) with a water amount estimated from T-X_{H₂O} pseudosections. Rock-specific bulk composition was obtained through WD-XRF analysis at the University of Lausanne, Switzerland (Table D1). Thermodynamic data of end-members are from the updated version of Holland and Powell (2003). Solution models and end-member phases considered in the pseudosection calculation are listed in Table D2.

Table D1. Bulk-chemical composition in weight percent oxides for samples MCE338

Wt%	Samples MCE338
SiO ₂	59.7
Al ₂ O ₃	19.00
Fe ₂ O ₃	8.14
MgO	3.26
CaO	1.09
Na ₂ O	2.07
K ₂ O	3.82
TiO ₂	0.93
MnO	0.11
P ₂ O ₅	0.12
Cr ₂ O ₃	0.02
NiO	0.00
H ₂ O	2.95
Sum	101.21

Table D2. List of solid solutions used in the thermobarometric modeling.

Mineral	Abbrev.	Solution model	Reference	End-Member
Biotite	Bi	Bio(TCC)	Tajcmanova et al., 2009	mts, sdph, east, mnbl, ann, phl, obl
Muscovite	Mu	Mica(CHA)	Coggon and Holland, 2002 - Auzanneau et al., 2010	mu, pa, ma, cel, fcel
Garnet	Gt	Gt(WPH)	White et al., 2000	spss, alm, py, gr
Cordierite	Crd	hCrd	Baumgartner, 2003	mnocrd, fcrd, crd, hmnocrd, hfcrd, hcrd
Plagioclase	Pl	Pl(h)	Newton et al., 1981	an, abh
K-Feldspar	San	San	Waldbaum and Thomson, 1968	san, abh
Staurolite	St	St(Hp)		mnst, fst, mst
Melt	melt	melt(HP)	White et al., 2001	h2oL, fo8L, fa8L, abl, sil8L, anL, kspL, q8L
Epidote	Ep	Ep(Hp)		cz, fep

Garnet appears as flattened grains (Figure D9C), almost homogeneous in composition with ca. 71% of almandine, 11% of pyrope, 5 % of grossular and 13% of spessartine. Some garnet have a slightly manganese-rich rim (Table D3). Sillimanite appears as fibrolite within the matrice. Plagioclase is homogeneous in composition with Ab₇₅, and biotite presents a stable composition at X_{Fe} 0.50.

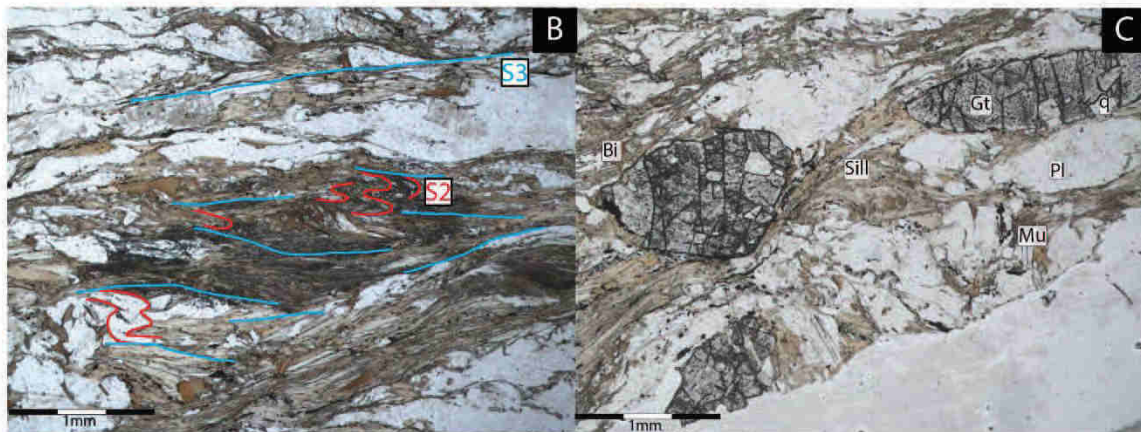
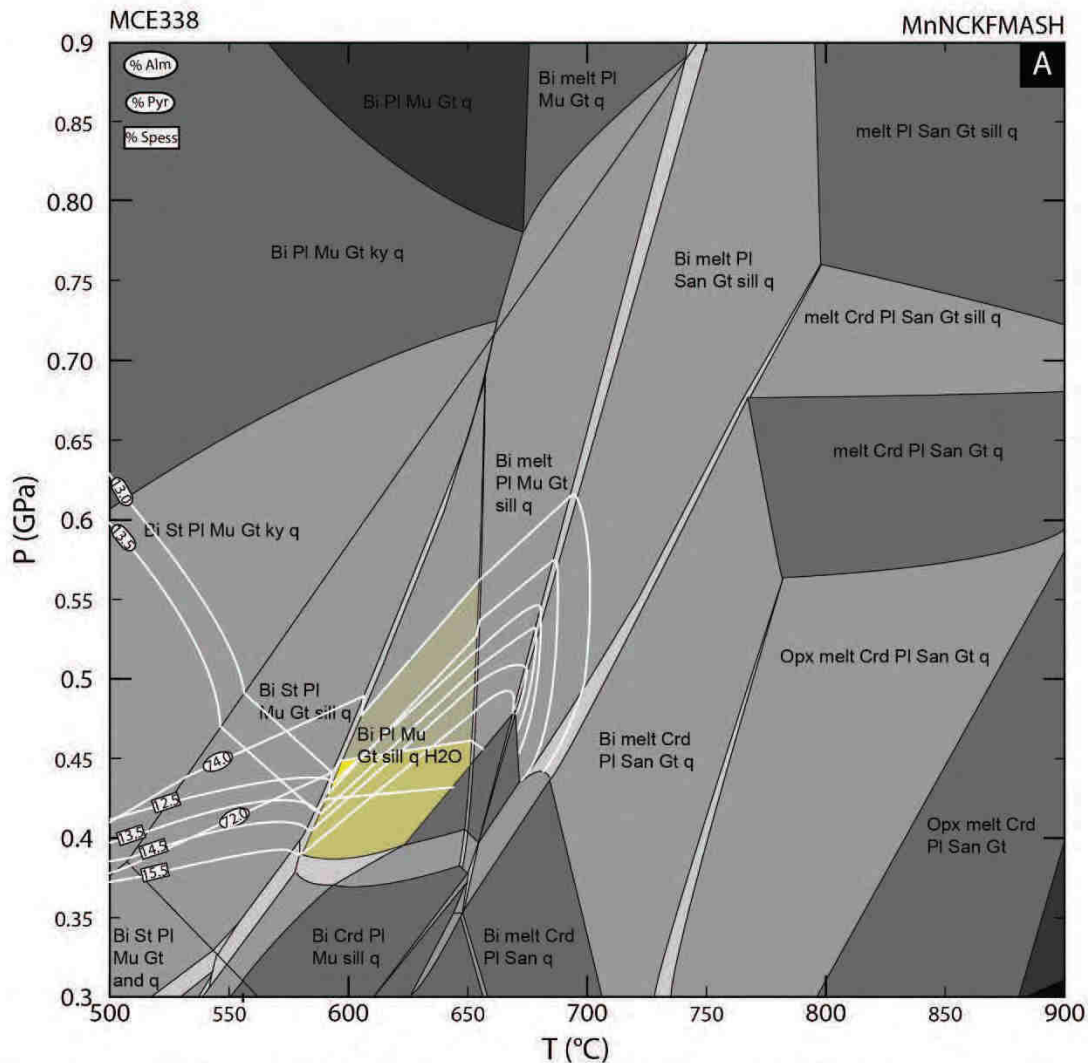


Figure D9. Pseudosection of metapelitic sample MCE338 located in the cortical Pelvoux (44°52'58.84"N; 6° 0'49.10"E), calculated for MnNCKFMASH system. See figure 2 for location. The predicted Bi+PI+Mu+Gt+Sill+q+H₂O bearing assemblage observed in the thin section (Figure 9B) give P-T conditions at 618±38°C and 0.48±0.09 GPa. White lines correspond to the Garnet compositional isopleth. B: Microphotograph of mineralogical assemblage of the sample MCE338. Mineral abbreviations used are: Bi, Biotite; Mu, muscovite; Crd, Cordierite; St, Staurolite; San, K-feldspar; Pl, Plagioclase; Gt, Garnet; and, Andalusite; ky, Kyanite; sill, Sillimanite; Opx, Orthopyroxene; q, Quartz; melt, silicate liquid.

The pseudosection of MCE338 sample shows a stability field with the biotite + muscovite + garnet + sillimanite + plagioclase + quartz + H₂O equilibrium ranging between 0.68 GPa and 0.36 Gpa and 625°C and 650°C. Garnet chemical composition constraints the P-T condition at 618±38°C and 0.48±0.09 GPa, that are interpreted to represent peak temperature conditions (Figure D9A).

Table D3.Representative chemical compositions of minerals used for themobarometric calculation.

Sample	GARNET				BIOTITE	MUSCOVITE	PLAGIOCLASE
	MCE338 Gt 1	MCE338 Gt 2		MCE338 Gt 2	MCE338	MCE338	MCE338
		Core	Rim				
Wt%							
SiO ₂	36.65	36.87	36.17	36.87	35.89	46.63	61.03
Al ₂ O ₃	20.78	21.21	20.79	21.21	18.74	37.71	23.54
TiO ₂	0.11	0.08	0.00	0.08	1.63	0.40	0.12
FeO	33.68	31.60	30.72	31.60	19.22	1.03	0.03
MgO	3.20	3.03	1.70	3.03	9.66	0.51	0.00
MnO	3.00	5.35	8.70	5.35	0.03	0.01	
CaO	2.31	1.79	1.28	1.79	0.06	0.04	4.92
Na ₂ O					0.34	1.67	8.73
K ₂ O					9.11	9.06	0.14
Total	99.73	99.93	99.36	99.93	94.67	97.06	98.51
Mol cations							
Si	2.96	2.97	2.96	2.98	5.63	6.05	10.99
Al	1.99	2.02	2.01	1.97	3.07	5.24	5.00
Ti	0.01	0.01	0.00	0.00	0.17	0.04	0.02
Fe	2.28	2.13	2.11	2.17	2.23	0.10	0.00
Mg	0.36	0.36	0.21	0.34	2.26	0.10	0.00
Mn	0.22	0.37	0.61	0.40	0.00	0.00	
Ca	0.20	0.15	0.11	0.16	0.01	0.01	0.95
Na					0.10	0.42	3.05
K					1.61	1.36	0.03
Mg#					0.50		
End members %							
Ab							75.63
An							23.56
Orth							0.81
Prp	11.99	12.15	6.94	11.21			
Alm	74.11	70.50	69.16	70.38			
Grs	6.54	5.13	3.71	5.08			
Sps	7.26	12.18	20.15	13.26			

D.5 Geochronological constrain

In order to decipher the timing of the thermo-mechanical evolution of this segment of the Variscan belt, several U-Pb radiometric analyses have been performed on monazite and zircon grains with LA-ICP-MS at University of Montpellier II and in the BRGM (Bureau de Recherche Géologique et Minière) (Table D4).

U-Pb analysis on monazite

Fourteen monazite grain on the thin section from the sample MCE382b (Figure D2, 45° 1'2.61"N; 6° 2'50.99"E) have been analyzed. The sample MCE382b is a mylonitic garnet bearing micaschist from the volcanosedimentary unit where the main planar fabric is a composite S₁₋₃ foliation. Monazite grains do not show any zonation and are located inside the matrix. Three ages can be identified (Figure D10A), the oldest one is calculated from 9 monazite grains that provide a discordant age with an intercept a 334±3 Ma. The second one is obtained with 4 concordant grains recording a U-Pb age at 306±4 Ma. Lastly, another concordant grain yields an age at 290±9 Ma.

Sample MCE338 is a sillimanite bearing micaschist (See mineralogical description above) sampled in the *Le Rochail* block (Figure D2, 44°52'58.84"N; 6°0'49.10"E). Based on 28 unzoned monazite grains located in the matrix, three U-Pb ages can be calculated. The oldest one is interpreted from 1 concordant grain yielding a 359±7 Ma age. From 26 analyses, a discordant age at 332±2 Ma can be determined. The youngest age obtained is given by a single concordant age a 320±6Ma (Figure D10C).

Sample MCE379 consists in a weakly deformed quartz-feldspar-biotite micaschist sampled in *The Rochail* block (Figure D2, 45°1'23.49"N; 6°2'33.70"E). 26 unzoned monazite grains within the matrix have been analyzed, and a concordia determined from the 7 most concordant analyses yields an age a 330 ± 6 Ma (Figure D10D)

Sample MCE339v is a staurolite-kyanite micaschist sampled in the Cortical Pelvoux (Figure D2, 44°52'52.00"N; 5°59'17.34"E). From 11 unzoned monazite grains, located in the matrix, two concordant ages can be calculated at 347±5 Ma and at 320±6 Ma (Figure D10E).

Cordierite bearing migmatite MCE314 has been sampled in the Inner Pelvoux massif (Figures D2, D8C, 44°50'6.69"N; 6°22'2.42"E). Based on U-Pb analysis from 19 unzoned monazite grains, a discordant age at 307±2 Ma is obtained (Figure D10B).

MCE328v is a staurolite bearing micaschist from the *Le Rochail* block (Figure D2, 44°47'12.12"N; 6°4'1.62"E). 17 analyses from homogeneous monazite grains, located in the sample matrix, allow us to determine a concordant age at 330±4 Ma (Figure D10F).

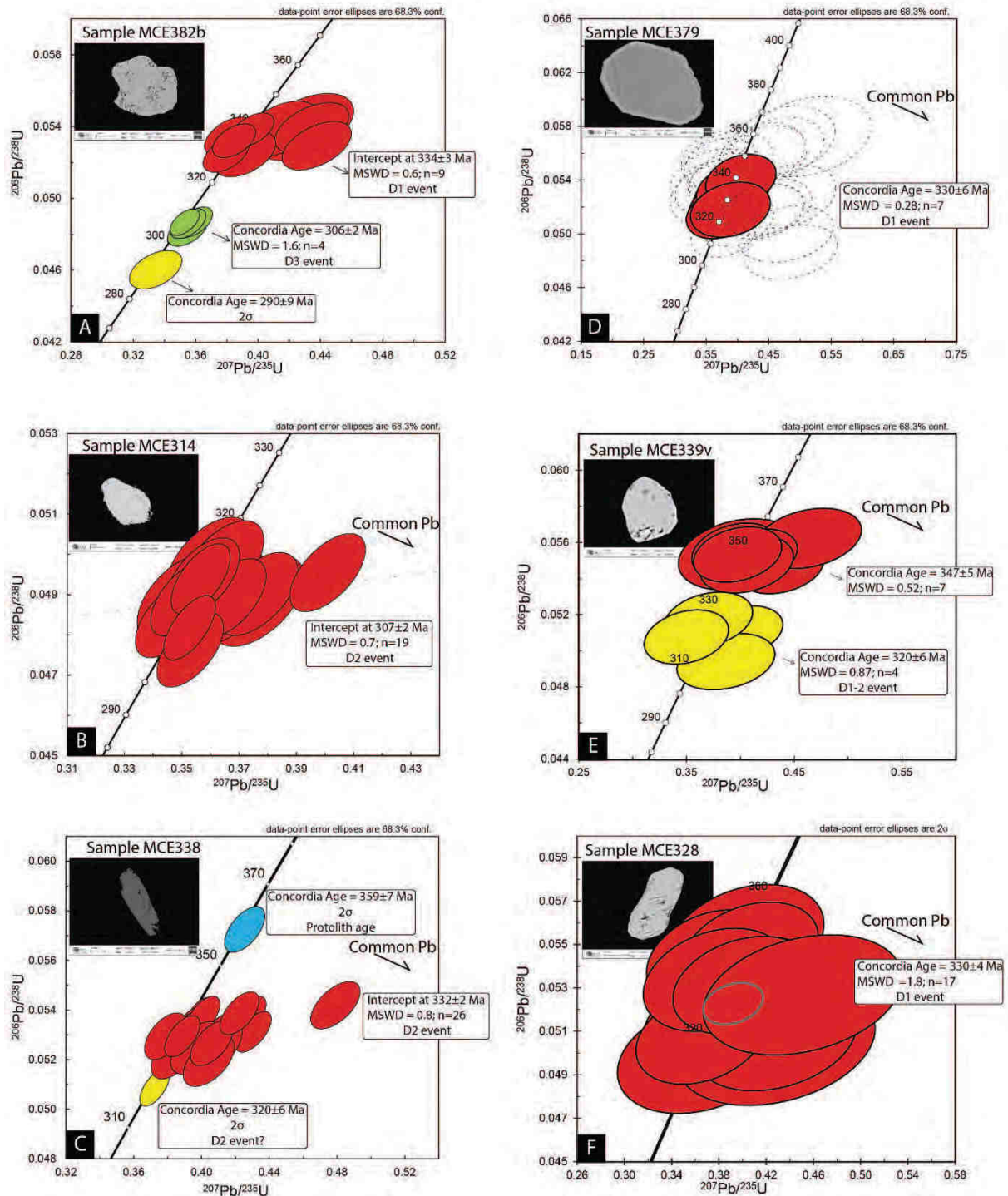


Figure D10. Monazite LA ICP-MS U-Pb ages. A : Plot of U-Pb age of monazite grains within metapelite sample MCE382b ($45^{\circ} 1'2.61''\text{N}$; $6^{\circ} 2'50.99''\text{E}$) in Concordia diagram. B: Plot of U-Pb age of monazite grains within cordierite bearing migmatitic gneiss sample MCE314 ($44^{\circ}50'6.69''\text{N}$; $6^{\circ}22'2.42''\text{E}$) in Concordia diagram. C: Plot of U-Pb age of monazite grains within garnet sillimanite bearing micaschist sample MCE338 ($44^{\circ}52'58.84''\text{N}$; $6^{\circ}0'49.10''\text{E}$) in Concordia diagram. D: Plot of U-Pb age of monazite grains within micaschist sample MCE379 ($45^{\circ}1'23.49''\text{N}$; $6^{\circ}2'33.70''\text{E}$) in concordia diagram. E: Plot of U-Pb age of monazite grains within garnet bearing micaschist sample MCE339v ($44^{\circ}52'52.00''\text{N}$; $5^{\circ}59'17.34''\text{E}$) in concordia diagram. D: Pot of U-Pb age of monazite grains within staurolite kyanite bearing micaschist sample MCE328 ($44^{\circ}47'12.12''\text{N}$; $6^{\circ}4'1.62''\text{E}$) in concordia diagram.

U-Pb analysis on zircon

U-Pb analysis has been performed on 30 extracted zircon grains from the sample MCE330 from the migmatitic gneiss developed at the base of the volcanosedimentary unit in the Cortical Pelvoux area (Figure D2, D8D, $47^{\circ}29.86''\text{N}$; $6^{\circ}5'18.09''\text{E}$). Zircon habitus is characterized by a zoned core and metamorphic rim (Figure 11A). 12 U-Pb analyses from the rim allow us to determine a concordia age at 330 ± 3 Ma (Figure D11B). A cluster of ages from the core of zircon show inherited age at around 600 Ma.

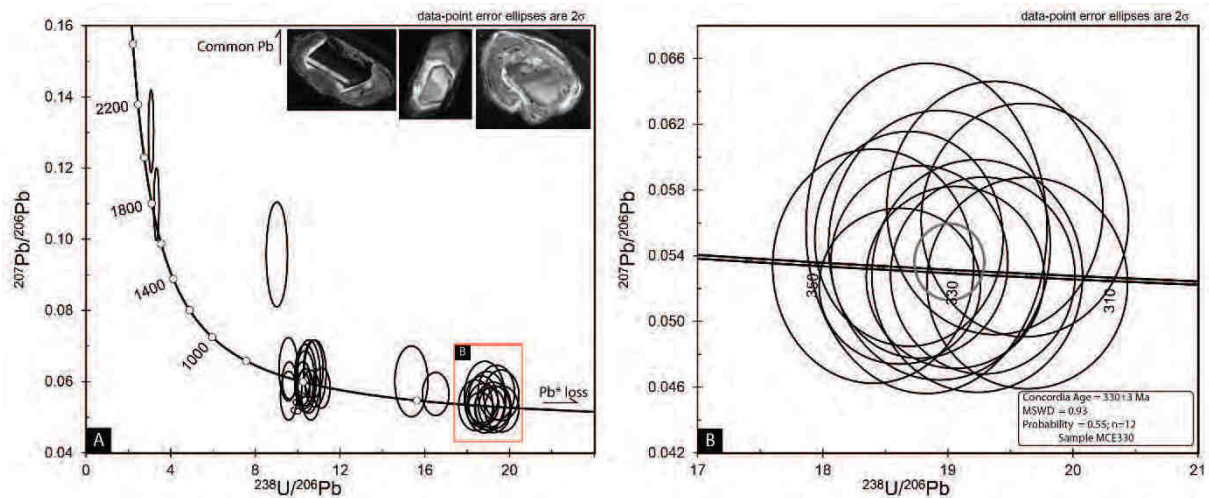


Figure D11. Zircon LA ICP-MS U-Pb ages from the migmatitic gneiss MCE330 ($44^{\circ}47'29.86''\text{N}$; $6^{\circ}5'18.09''\text{E}$). A: Concordia diagram showing all U-Pb. Note the the metamorphic rim around the zircon grains. B: Tera-Wasserburg diagram of concordant age providing an U-Pb age from the Zircon rim at 330 ± 3 Ma.

29 extracted zircon grains have been used to perform U-Pb analysis on the Sample MCE304V2 that corresponds to a HP metabasite from the *Peyre-Arguet* area, in the Inner Pelvoux massif (Figure D2, $44^{\circ}50'15.34''\text{N}$; $6^{\circ}21'22.25''\text{E}$). This eclogite (See detail in geological setting) consist of garnet, amphibole and pyroxene with reactional rim around garnet (Figure D12A). Zircon habitus shows a well preserved zoned core and a metamorphic rim characterized by a high U-Th ratio (Table D4). Analysis from the core of 11 zircon grains allow us to determine a concordant age at 471 ± 5 Ma (Figure D12B). Nine analyses of zircon rims, based on 4 concordant and 5 discordant points contaminated by common Pb, allow us to determine a discordant age, with an intercept at 326 ± 6 Ma (Figure D12C)

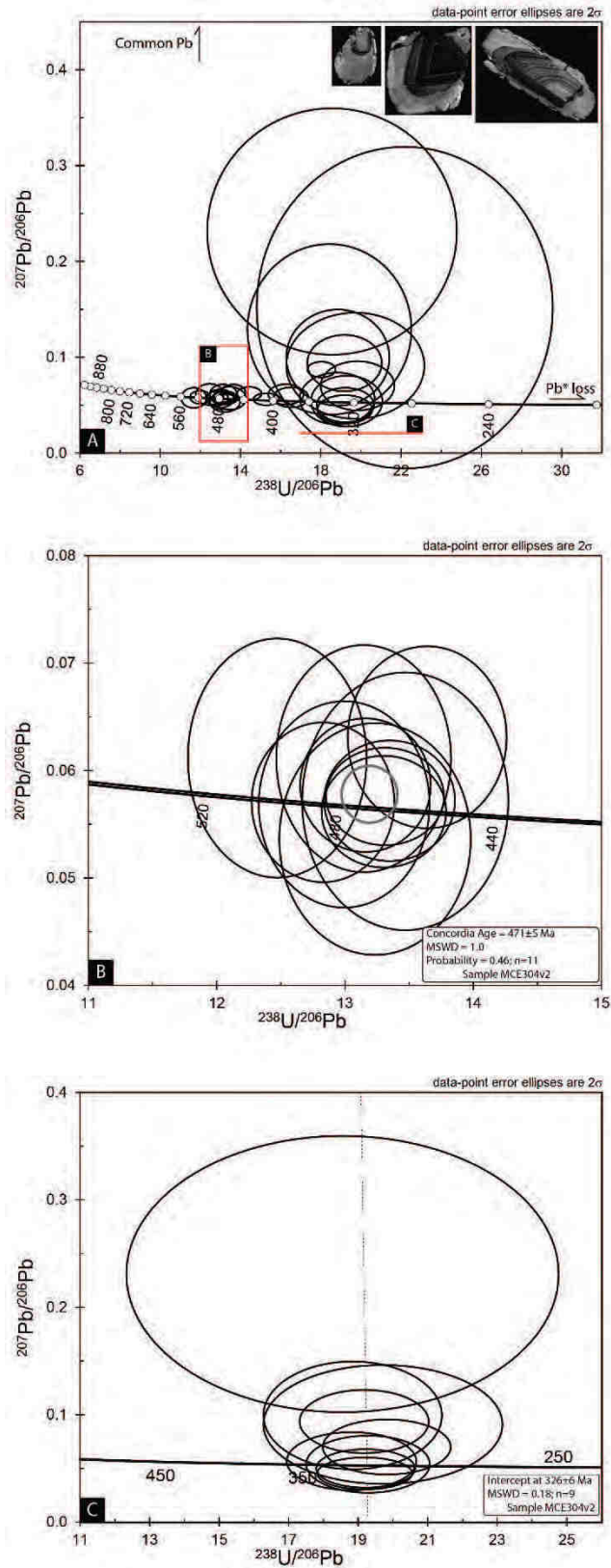


Figure D12. Zircon LA –ICP-MS U-Pb ages from the *Peyre-Arguet* metabsite sample MCE304v2 ($44^{\circ}50'15.34''\text{N}$; $6^{\circ}21'22.25''\text{E}$). A: Concordia diagram showing all U-Pb. Note the the metamorphic rim around the zircon grains. B. Tera-Wasserburg diagram of inherited concordant age providing an U-Pb age from the core of zircon at 471 ± 5 Ma. C. Tera-Wasserburg diagram giving an intercept age at 326 ± 6 Ma for the rim of zircon.

D.6. Discussion

Structuration of the Belledonne-Pelvoux area.

The SW Belledonne area records, at least, two Carboniferous events [Fernandez *et al.*, 2002; Guillot *et al.*, 2009; Guillot and Ménot, 2009; Fréville *et al.*, in review], the first one, D₁, correspond to an eastward nappe stacking event responsible for crustal thickening and MP-HT metamorphism (M₁). At the bottom of the VSU, M₁ metamorphism led to partial melting of the base of the VSU with the formation of the Allemont migmatite [Fréville *et al.*, in review]. In the Cortical Pelvoux area, especially in the south-western part of the *Rochail* block, we can observe the same D₁/M₁ with similar partial melting occurring at the base of the VSU [Gidon *et al.*, 1980; Barfety *et al.*, 1988; Guillot *et al.*, 2009, this study]. In the Inner Pelvoux area, the D₁ finite strain pattern was almost completely erased during D₂, nevertheless the metabasite and granulite recording a MP-HT metamorphism (Figure D12) [Grandjean *et al.*, 1996] can be reasonably interpreted as evidence of the M₁ metamorphism during crustal thickening.

The second event, D₂, experienced in the SW Belledonne area, and in the Cortical Pelvoux area, corresponds to a NW-SE bulk shortening event responsible of the upright folding of the S₁ foliation and the N030E striking axial planar S₂ foliation [Fréville *et al.*, in review, this study]. Within the Inner Pelvoux area, the D₂ deformation led to the development of a highly dipping S₂ foliation and development of subvertical C₂ and C'₂ shear zones. Weakly plunging lineation and sinistral kinematics indicators argue that D₂ deformation occurred under a sinistral transpressionnal regime. This transpressionnal deformation in the inner Pelvoux massif and the D₂ event observed in the SW Belledonne and in the cortical Pelvoux area are consistent with a single bulk horizontal NW-SE shortening. North of the *Belldonne-Pelvoux* area, in the *Aiguilles-Rouges* massif a similar D₁-D₂ tectono-metamorphic evolution is documented, with an eastward nappe stacking event followed by a bulk shortening event, coeval with partial melting occurring at the end of the prograde metamorphic evolution and responsible for the folding of the nappe pile. However, in the *Aiguilles-Rouges* massif the folding during D₂ occurred under a dextral transpressionnal regime [Dobmeier, 1998; Von Raumer *et al.*, 1999].

The D₃ event can be observed in the entire Pelvoux area. This D₃ deformation developed both under sub-solidus and suprasolidus conditions and is localized as a transitional zone between the molten and the unmolten domain (Figure 7). It is characterized by the formation of the S₃ foliation due to vertical shortening and a horizontal stretching, characterized by a NW-SE stretching lineation, L₃. Within, the SW *Aiguilles-Rouges* area displays a similar flat laying

foliation, gently dipping toward the west holding an E-W crenulation lineation. This flat-lying foliation transposes a N-S striking sub vertical migmatitic foliation holding a N-S stretching lineation [Dobmeier, 1998].

Two hypothesis may be advanced to account for the flat-lying S_3 and associated top-to-the-NW D_3 kinematics: (1) it corresponds to a flat-lying detachment that accommodated exhumation of the inner Pelvoux partially-molten crust or (2) it appears as the consequence of a horizontal flow toward the SE experienced by the deep and partially-molten crust of the inner Pelvoux.

The P-T-d-t evolution of the Belledonne-Pelvoux area.

In the SW Belledonne area, the nappe stacking event D_1 has been dated at 337 ± 7 Ma [Fréville *et al.*, in review]. In the Northern part of the *Rochail* block, the D_3 mylonite sample MCE382b gave an inherited 334 ± 4 Ma age obtained on relict monazite grains (Figure D2, D10A). The neighbor sample MCE379 gave a similar age at 330 ± 6 Ma (Figure 2, 10D). In the southern part of the SW part of the Cortical Pelvoux area, the micaschists sample MCE338 (Figure D2, D10C) an intercept age at 332 ± 2 Ma. Finally, sample MCE328 gave an age at 330 ± 4 (Figure D2, D10F), which is also interpreted as the D_1 event. These five ages are similar within error and are interpreted to date the D_1 event at ca. 335 ± 10 Ma.

The migmatite at the base of the VSU (Figure D8D) yields also a zircon rim 330 ± 3 Ma (Figure D2, D11B). This migmatite is recognized as the equivalent of the *Allemont* migmatite developed at the base of the VSU unit in Belledonne [Fernandez *et al.*, 2002; Fréville *et al.*, in review]). The *Allemont* migmatite was previously interpreted as the result of a late extension occurring around 310-300 Ma [Fernandez *et al.*, 2002; Guillot and Ménot, 2009; Guillot *et al.*, 2009]. In agreement with Fréville *et al.* [in review] our new geochronological data argue that crustal melting appeared in response to nappe stacking at the end of D_1/M_1 prograde evolution. It is important to note that the age of the D_1 event seems to become younger toward the East. The sample MCE339v (Figure D2, D10E) records two different ages that can be interpreted in different ways. The concordia age at 347 ± 5 Ma can represent the protolith age of the VSU unit, which has already been dated at 352 ± 1 Ma [Fréville *et al.*, in review], or alternatively as an early D_1 age. Likewise, the concordia age at 320 ± 6 Ma might represent the late D_1 or early D_2

events, in regards of the localization of the zircon grains, which are located the S₂ foliation. The MCE338 sample records also one concordant analysis at 359±7 Ma (Figure D10C), which can be interpreted as the protolith age in agreement with the age known in the VSU (352±1Ma, SIMS U-Pb zircon dating) [Fréville *et al.*, in review] .

U-Pb analysis on the zircon from the *Peyre-Arguet* metabasite in the Inner Pelvoux massif (Figure D2, D12) yield an ages at 471±7 Ma, and at 326±6 Ma. According to Paquette *et al.* [1989] the 471±7 Ma age is interpreted to date the protolith . A recent study, on HP- mafic granulite from the Argentera massif argues for a Carboniferous HP metamorphism at 340-336 Ma with an inherited protolith age at 486±7 [Rubatto *et al.*, 2010] . Paquette *et al.* [1989] also reported a carboniferous age within eclogite at ca. 321 Ma and 327 Ma from the NE Belledonne area, and in the *Argentera* Massif, respectively. But the author did not interpreted these ages. Based on a first order comparison that can be made between the data recently obtained in the Argentera massif [Rubatto *et al.*, 2010] and those obtained in the *Peyre-Arguet* metabasite, we propose that the Carboniferous ages at 326±6 Ma are related to the D₁ event.

The previous studies of the granulite of the *Peyre-Arguet* [Grandjean *et al.*, 1996] and the presence of Ky- and Crd-bearing gneiss [Bogdanoff *et al.*, 1991] unit allow us to estimate the shape of the P-T path of the Inner Pelvoux area which followed an adiabatic decompression after reaching a peak of pressure during the D₁ event (Figure D12). Indeed, based on the studies from migmatitic gneiss of the *Aiguilles Rouges - Mont-Blanc* massif and the LP-HT stage from the *Peyre-Arguet* granulite [Grandjean *et al.*, 1996; von Raumer *et al.*, 1996; Von Raumer *et al.*, 1999] we propose that the D₂ event is coeval with MP-HT metamorphism followed by an adiabatic decompression up to LP-HT metamorphism (Figure D13). Furthermore the presence of Crd-bearing migmatite within the Inner Pelvoux area is consistent with an LP-HT metamorphism [Kalt *et al.*, 1999]. The U-Pb monazite dating of the Crd-bearing migmatite sample MCE314 (Figure D8C, D10B) allows us to determine the age of the LP-HT event at ca 307±2 Ma. This age is in good agreement with the age of the associated S-Type granite (Turbat Laurantou) from the Inner Pelvoux that yielded U-Pb zircon ages at 302±5 Ma [Debon and Lemmet, 1999].

In the unmolten part near the anatectic front, petrographic study on the sample MCE338 (Figure D9) allow us to estimate that D₃ deformation occurs under LP-HT metamorphism at 618±38°C and 0.48±0.09 GPa (Figure D13). Field evidence argue that D₃ occurred under supra-solidus conditions in the Inner Pelvoux domain (Figure D6E). U-Pb monazite dating within the

mylonitic sample MCE382b allow us to determine an age at 306 ± 2 Ma for the D₃ event (Figure D10A).

The P-T-d-t path recorded in the Belledonne-Pelvoux area, document three main tectonometamorphic events (Figure D13, D14). Namely, i) an eastward nappe stacking event (D₁) responsible for a MP-HT metamorphism in the Belledonne area and the Cortical Pelvoux both belonging to the upper structural level, and a HP-HT metamorphism in the Inner Pelvoux area (i.e. lower structural level), occurred between ca. 345 to 325 Ma. ii) a bulk shortening event (D₂) is responsible for the folding of the D₁ foliation in the upper crust and also for a crustal melting in the middle-lower crust with a Southeastward flow developed under a sinistral strike-slip setting. The D₂ event that occurred under sub-solidus conditions began just after the D₁ event at ca. 320 Ma, and continued up to ca. 305 Ma. iii) a D₃ deformation event that occurred during the last stage of the D₂ event, at around 305 Ma, marks a transition zone between the molten and unmolten domains along which the D₂ deformation is partitioned (Figure D14).

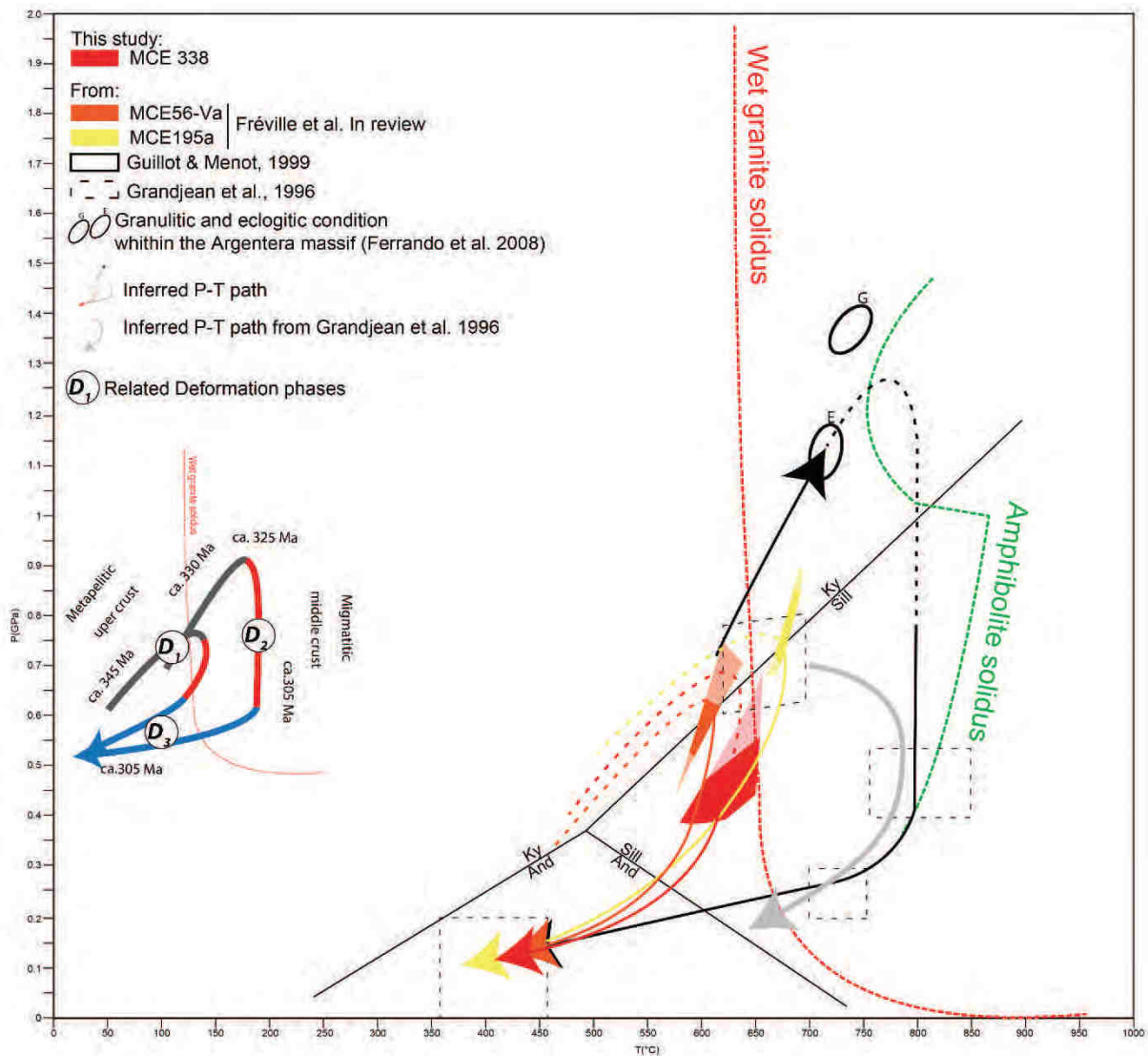


Figure D13. Summary of the metamorphic P-T condition recorded in the Belledonne-Pelvoux area. Literature data comes from [Fréville *et al.*, in review; Grandjean *et al.*, 1996; Guillot and Ménot, 1999; Ferrando *et al.*, 2008].

Implication on the evolution of the sub-meridional Variscan branch

Based on the structural and metamorphic difference between each domains (i.e. western, central and eastern domains) of the ECMs previous authors argues for late tectonic collage of this domain along the East Variscan shear zone [Matte, 2001; Corsini and Rolland, 2009; Guillot and Ménot, 2009; Guillot *et al.*, 2009; Padovano *et al.*, 2012]. Indeed, the authors propose that each domain records a different tectono-metamorphic evolution and are juxtaposed only lately, i.e. during the Carboniferous time. We propose that the Belledonne-Pelvoux area

recorded nappe stacking (D_1) and NW-SE directed horizontal shortening. Here, we show that the difference between each domain is mainly due to a contrasted rheological behavior of the continental crust, leading to strain partitioning along the D_3 transition zone. This conclusion implies that each domain recorded the same Variscan tectonic evolution and were not lately “attached together” along the East Variscan Shear Zone.

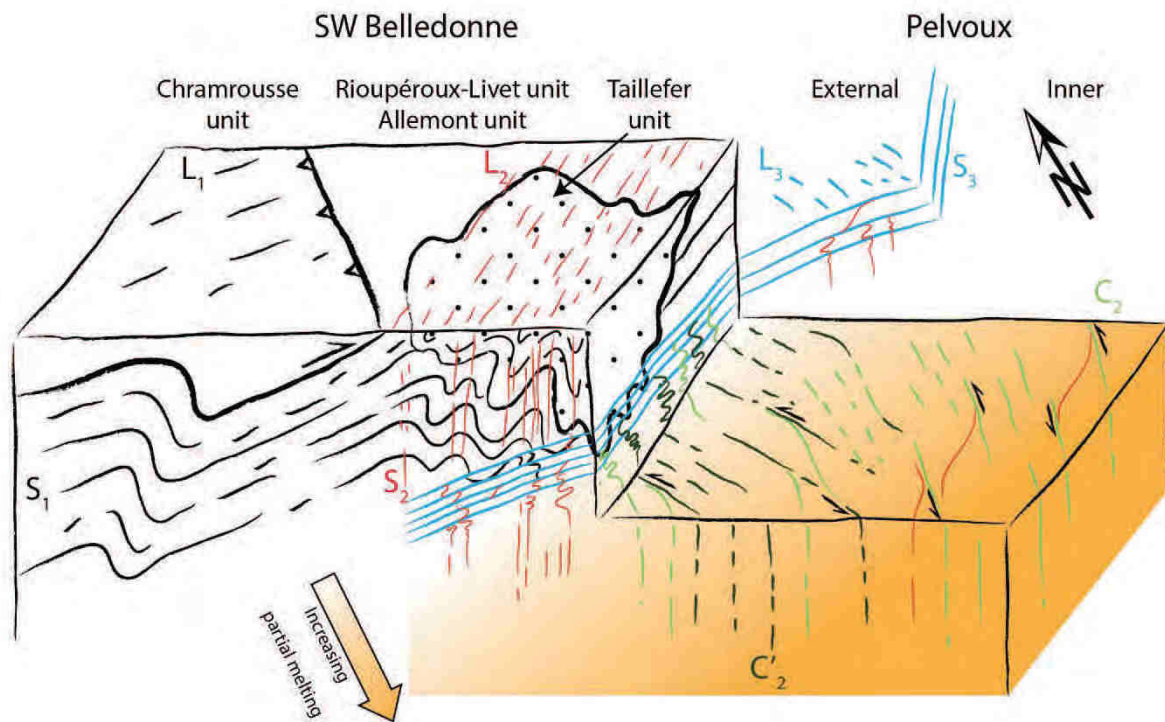


Figure D14. Sketch showing the Variscan final finite strain pattern of the Belledonne Pelvoux area.

D.7. Conclusion

The Belledonne-Pelvoux area experienced three deformational events. The D_1 event is responsible for a crustal thickening during the Eastward nappe stacking event. Following the nappes stacking event, the NW-SE bulk shortening event D_2 is expressed in different ways in the upper unmolten crust (i.e. SW Belledonne and cortical Pelvoux) and in the molten middle-lower crust (i.e. inner Pelvoux). The upper crust accommodated the D_2 event essentially by folding while the middle-lower crust accommodates the D_2 by the flow of the partially molten crust. The D_3 event occur at the transition zone between the molten and the unmolten domains

when the D₂ is still active forming decoupled zone accommodating the flow of the middle-lower crust along which the D₂ deformation is partitioned (Figure D14).

References:

Autran, A., and J. Cogné (1980), La zone interne de l'orogène varisque dans l'ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne., *Géologie Eur. 26° CGI Paris Mém. BRGM*, 108, 90–111.

Barbey, P., C. Marignac, J. M. Montel, J. Macaudière, D. Gasquet, and J. Jabori (1999), Cordierite Growth Texture and the Conditions of Genesis and Emplacement of Crustal Granitic Magmas: the Velay Granite Complex (Massif Central, France), *J. Petrol.*, 40, 1425–1441.

Barbier, R., J.-C. Barfety, A. Bocquet, P. Bordet, P. Le Fort, J. Meloux, R. Mouterde, A. Pécher, and M. Petiteville (1973), Notice feuille de La Grave, 1/50000, 798,

Barfety, J. C., P. Bordet, F. Carne, J. Debelmas, M. Meloux, G. Montjuvent, and J. Sarrot-Reynaud (1972), Notice feuille de Vizille, 1/50000, 797,

Barfety, J. C., G. Montjuvent, A. Pécher, and F. Carne (1988), Notice feuille de La Mure, 1/50000, 821,

Barfety, J. C., M. Gidon, R.-P. Ménot, F. Debon, S. Pécher, S. Guillot, J. C. Fourneaux, and J.-F. Gamond (2000), Notice feuille de Domène, 1/50000, 773,

Barfety, J.-C., A. Pécher, G. Vivier, P. Demeulemeester, P.-A. Poulain, J. Vernet, J.-C. Fourneaux, and A. Bambier (1982), Notice feuille de St-Christophe-en-Oisans, 1/50000, 822,

Barfety, J.-C. et al. (1995), Notice feuille de Briançon, 1/50000, 823,

Bellahsen, N., L. Jolivet, O. Lacombe, M. Bellanger, A. Boutoux, S. Garcia, F. Mouthereau, L. Le Pourhiet, and C. Gumiaux (2012), Mechanisms of margin inversion in the external Western Alps: Implications for crustal rheology, *Tectonophysics*, 560–561, 62–83, doi:10.1016/j.tecto.2012.06.022.

Bellahsen, N., F. Mouthereau, A. Boutoux, M. Bellanger, O. Lacombe, L. Jolivet, and Y. Rolland (2014), Collision kinematics in the western external Alps, *Tectonics*, 33(6), 2013TC003453, doi:10.1002/2013TC003453.

Bellanger, M., N. Bellahsen, L. Jolivet, T. Baudin, R. Augier, and A. Boutoux (2014),

- Basement shear zones development and shortening kinematics in the Ecrins Massif, Western Alps, *Tectonics*, 33(2), 84–111, doi:10.1002/2013TC003294.
- Bellanger, M., R. Augier, N. Bellahsen, L. Jolivet, P. Monié, T. Baudin, and O. Beyssac (2015), Shortening of the European Dauphinois margin (Oisans Massif, Western Alps): New insights from RSCM maximum temperature estimates and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ in situ dating, *J. Geodyn.*, 83, 37–64, doi:10.1016/j.jog.2014.09.004.
- Bodinier, J. L., C. Dupuy, J. Dostal, and F. Carme (1981), Geochemistry of Ophiolites from Chamrousse Complexe (Belledonne Massif, Alps), *Contrib Miner. Pet.*, 78, 379–388.
- Bogdanoff, S., R. P. Menot, and G. Vivier (1991), Les Massifs cristallins externes des Alpes occidentales françaises, un fragment de la zone interne varisque, *Extern. Cryst. Massifs Fr. West. Alps Part Intern. Variscan Zone*, 44(1–4), 237–285.
- Bordet, P., and C. Bordet (1963), Belledonne-Grande Rousses et Aiguilles Rouges Mont Blanc: quelques données nouvelles sur leurs rapports structuraux. - Livre à la mémoire du professeur Fallot., *Mém. Hors Sér. Société Géologique Fr.*, 1, 309–316.
- Boutoux, A., A. Verlaquet, N. Bellahsen, O. Lacombe, B. Villemant, B. Caron, E. Martin, N. Assayag, and P. Cartigny (2014), Fluid systems above basement shear zones during inversion of pre-orogenic sedimentary basins (External Crystalline Massifs, Western Alps), *Lithos*, 206–207, 435–453, doi:10.1016/j.lithos.2014.07.005.
- Carme, F. (1965), Sur deux formations, d'origine volcanique, des schistes cristallins anté-houillers de la chaîne de Belledonne (Alpes Française)., *C R Acad Sc Paris*, 260, 6401–6404.
- Carme, F. (1970), Age briovérien probable de la majeure partie des séries supposées dévono-dinantiennes et existence d'un cycle orogénique anté-hercynien, sans doute cadomien, dans la chaîne de Belledonne (Alpes Française)., *C R Acad Sc Paris*, 271, 631–633.
- Compagnoni, R., S. Ferrando, B. Lombardo, N. Radulesco, and D. Rubatto (2010), Paleo-European crust of the Italian Western Alps: Geological history of the Argentera Massif and comparison with Mont Blanc-Aiguilles Rouges and Maures-Tanneron Massifs, *J. Virtual Explor.*, 36, doi:10.3809/jvirtex.2010.00228.
- Connolly, J. A. . (2005), Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 236, 524–541.

- Connolly, J. A. D., and K. Pettrini (2002), An automated strategy for calculation of phase diagram sections and retrieval of rock properties as a function of physical conditions, *J. Metamorph. Geol.*, *20*, 697–708.
- Corsini, M., and Y. Rolland (2009), Late evolution of the southern European Variscan belt: Exhumation of the lower crust in a context of oblique convergence., *Comptes Rendus Geosci.*, *341*, 214–223.
- Debelmas, J., G. Durozoy, C. Kerckhove, G. Monjuvent, R. Mouterde, and A. Pêcher (1980), Notice feuille d’Orcière, 1/50000, 846,
- Debon, F., and M. Lemmet (1999), Evolution of Mg/Fe Ratios in Late Variscan Pultonic Rocks from the External Crystalline Massif of the Alps (France, Italy, Switzerland), *J. Petrol.*, *40*, 1151–1185.
- Denèle, Y., P. Olivier, G. Gleizes, and P. Barbey (2009), Decoupling between the middle and upper crust during transpression-related lateral flow: Variscan evolution of the Aston gneiss dome (Pyrenees, France), *Tectonophysics*, *477*(3–4), 244–261, doi:10.1016/j.tecto.2009.04.033.
- Depine, G. V., C. L. Andronicos, and J. Phipps-Morgan (2008), Near-isothermal conditions in the middle and lower crust induced by melt migration, *Nature*, *452*(7183), 80–83, doi:10.1038/nature06689.
- Dobmeier, C. (1998), Variscan P-T deformation paths from the southwestern Aiguilles Rouges massif (External massif, western Alps) and their implication for its tectonic evolution., *Int. J. Earth Sci.*, *87*(1), 107–123.
- Faure, M., E. B. Mezeme, M. Duguet, C. Cartier, and J.Y. Talbot (2005), Paleozoic tectonic evolution of medio-europa from the example of the french massif central and massif armoricain, *J. Virtual Explor.*, *19*, Paper 5.
- Faure, M., J.-M. Lardeaux, and P. Ledru (2009), A review of the pre-Permian geology of the Variscan French Massif Central., *Comptes Rendus Geosci.*, *341*, 202–213.
- Faure, M., A. Cocherie, E. B. Mézème, N. Charles, and Ph. Rossi (2010), Middle Carboniferous crustal melting in the Variscan Belt: New insights from U-Th-Pb total monazite and U/Pb zircon ages of the Montagne Noire Axial Zone (southern French Massif Central), *Gondwana Res.*, *18*(4), 653–673, doi:10.1016/j.gr.2010.02.005.
- Faure, M., P. Rossi, J. Gaché, J. Melleton, D. Frei, X. Li, and W. Lin (2014), Variscan orogeny in Corsica: new structural and

- geochronological insights, and its place in the Variscan geodynamic framework, *Int. J. Earth Sci.*, *103*, 1533–1551.
- Fernandez, A., S. Guillot, R. P. Ménot, and P. Ledru (2002), Late Paleozoic polyphased tectonics in the SW Belledonne massif (external crystalline massifs, French Alps), *Geodin. Acta*, *15*, 127–139.
- Ferrando, S., B. Lombardo, and R. Compagnoni (2008), Metamorphic history of HP mafic granulites from the Gesso-Stura Terrain (Argentera Massif, Western Alps, Italy), *Eur. J. Mineral.*, *20*(5), 777–790, doi:10.1127/0935-1221/2008/0020-1891.
- Franke, W. (2000), The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution., *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, *179*, 35–61.
- Franke, W., M. P. Doublier, K. Klama, S. Potel, and K. Wemmer (2011), Hot metamorphic core complex in a cold foreland, *Int. J. Earth Sci.*, *100*, 753–785, doi:10.1007/s00531-010-0512-7.
- Fréville, K., P. Trap, M. Faure, J. Melleton, L. Xian-Hua, L. Wei, and O. Blein (in review), New structural, metamorphic and geochronological insights on the Variscan evolution in the Alpine Belledonne massif (France)., *Int J Earth Sci. Geol Rundsch.*
- Fréville, K., B. Cenko-Tok, P. Trap, M. Rabin, A. Leyreloup, J.-L. Régnier, and D. L. Whitney (In Review), Thermal interaction of middle and upper crust during gneiss dome formation: Example from the Montagne Noire (French Massif Central), *J. Metamorph. Geol.*
- Gibery, P. (1968), Découverte de “grès à trous” renfermant des schistes noirs de Valbonnais (série cristallophyllienne des Massifs Cristallins Externes dans les Alpes française)., *C R Acad Sc Paris*, *267*(14), 1251–1254.
- Gidon, M., J.-L. Bonhomme, J. C. Fourneaux, G. Monjuvent, and R. Mousterde (1980), Notice feuille de Saint-Bonnet, 1/50000,845,
- Grandjean, V., S. Guillot, and A. Pecher (1996), Un nouveau témoin de l'évolution métamorphique BP-HT post-orogénique hercynienne: l'unité de Peyre-Arguet (Haut-Dauphiné), *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Sci. Terre Planètes*, *322*(3), 189–195.
- Guillot, S., and R. P. Ménot (1999), Nappe stacking and first evidence of late Variscan extension in the Belledonne Massif (External Crystalline Massifs, French Alps), *Geodin. Acta*, *12*(2), 19–111.
- Guillot, S., and R. P. Ménot (2009), Paleozoic evolution of the External

Crystalline Massifs of the Western Alps, *C R Geosci.*, 341, 253–265.

Guillot, S., S. di Paola, R.-P. Ménot, P. Ledru, M. Spalla, G. Gosso, and S. Schwartz (2009), Suture zones and importance of strike-slip faulting for Variscan geodynamic reconstructions of the External Crystalline Massifs of the western Alps., *Bull Soc Géol Fr.*, 180, 483–500.

Kalt, A., A. Berger, and P. Blumel (1999), Metamorphic Evolution of Cordierite-Bearing Migmatites from the Bayerische Wald (Variscan Belt, Germany), *J. Petrol.*, 40(4), 601–627, doi:10.1093/петroj/40.4.601.

Lardeaux, J. M., K. Schulmann, M. Faure, V. Janou ek, O. Lexa, E. Skrzypek, J. B. Edel, and P. tipska (2014), The Moldanubian Zone in the French Massif Central, Vosges/Schwarzwald and Bohemian Massif revisited: differences and similarities, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 405(1), 7–44, doi:10.1144/SP405.14.

Le Fort, P. (1973), Géologie du Haut-Dauphiné cristallin (Alpes Française): Etudes pétrologique et structurale de la partie occidentale, phdthesis, Université Nancy I.

Ledru, P., G. Courrioux, C. Dallain, J. M. Lardeaux, O. Vanderhaeghe, and G. Vitel (2001), The Velay dome (French Massif Central): melt generation and granite

emplacement during orogenic evolution, *Tectonophysics*, 342, 207–237.

Lemoine, M. (1988), Des nappes embryonnaires aux blocs basculés: évolution des idées et des modèles sur l'histoire mésozoïque des Alpes occidentales., *G-Alp.*, 8, 787–797.

Lemoine, M. et al. (1986), The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps, *Mar. Pet. Geol.*, 3(3), 179–199, doi:10.1016/0264-8172(86)90044-9.

Maierová, P., O. Lexa, K. Schulmann, and P. Štípská (2014), Contrasting tectono-metamorphic evolution of orogenic lower crust in the Bohemian Massif: A numerical model, *Gondwana Res.*, 25(2), 509–521, doi:10.1016/j.gr.2012.08.020.

Malavieille, J., P. Guihot, S. Costa, J. M. Lardeaux, and V. Gardien (1990), Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone and St. Etienne Late Carboniferous basin, *Tectonophysics*, 177(1–3), 139–149.

Matte, P. (1991), Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe, *Tectonophysics*, 196, 309–307.

Matte, P. (2001), The varisacn collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic

definition of the Armorica microplate: a review, *Terra Nova*, 13, 122–128.

Matte, P. (2007), Variscan thrust nappes, detachment, and strike-slip faults in the French Massif Central: Interpretation of lineations, *Geol. Soc. Am., Memoire 200*, 391–402.

Melleton, J. (2008), Continental crust recycling in the variscan orogen by zircon inheritance investigation (U-Pb in situ measurements by LA-MC-ICPMS), Theses, Université d'Orléans, December.

Ménot, R.-P. (1987), MAGMATISMES ET STRUCTURATION OROGENIQUE PALEOZOIQUES DE LA CHAINE DE BELLEDONNE (Massifs cristallins externes alpins). LE DOMAINE SUD - OCCIDENTAL, *G-Alp.*, 63, 55–93.

Ménot, R.-P. (1988a), An overview of the geology of the Belledonne Massif (External Crystalline Massifs of western Alps), *Schweiz Miner. Petrogr Mitt*, 70, 33–53.

Ménot, R.-P. (1988b), Magmatisme paléozoïque et structuration carbonifère du massif de Belledonne (Alpes françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque Ouest-Européenne, Mémoire et documents du centre armoricain d'étude structural des socles, Rennes.

Oliot, E., J. Melleton, J. Schneider, M. Corsini, V. Gardien, and Y. Rolland (2015), Variscan crustal thickening in the Maures-Tanneron massif (South Variscan belt, France): new in situ monazite U-Th-Pb chemical dating of high-grade rocks, *Bull. Société Géologique Fr.*, 186(2–3), 145–169, doi:10.2113/gssgfbull.186.2-3.145.

Padovano, M., F. M. Elter, E. Pandeli, and M. Franceschelli (2012), The East Variscan Shear Zone: new insights into its role in the Late Carboniferous collision in southern Europe, *Int. Geol. Rev.*, 54(8), 957–970.

Paquette, J.-L., R.-P. Ménot, and J.-J. Peucat (1989), REE, Sm-Nd and U-Pb zircon study of eclogites from the Alpine External Massifs (Western Alps)" evidence for crustal contamination, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 96, 181–198.

Paris, F., and M. Robardet (1990), Early Palaeozoic palaeobiogeography of the Variscan regions, *Tectonophysics*, 1977, 193–213.

Pecher, A. (1970), Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux: le socle ancien - Alpes françaises., Theses, Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble, February.

Pecher, A., and P. Vialon (1970), Présence de gneiss du "faciès granulite" dans le noyau précambrien du massif des Ecrins-

- Pelvoux (Alpes du Dauphiné, France), *C R Acad Sc Paris*, 270, 666–668.
- Pin, C., and F. Carme (1987), A Sm-Nd isotopic study of 500 Ma old oceanic crust in the Variscan belt of Western Europe: the Chamrousse ophiolite complex, Western Alps (France), *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96(3), 406–413, doi:10.1007/BF00371258.
- Poujol, M., P. Pitra, J. Van Den Driessche, R. Tartèse, G. Ruffet, J.-L. Paquette, and J.-C. Poilvet (2016), Two-stage partial melting during the Variscan extensional tectonics (Montagne Noire, France), *Int. J. Earth Sci.*, doi:10.1007/s00531-016-1369-1.
- Rabin, M., P. Trap, N. Carry, K. Fréville, B. Cenkci-Tok, C. Lobjoie, P. Goncalves, and D. Marquer (2015), Strain partitioning along the anatectic front in the Variscan Montagne Noire massif (southern French Massif Central), *Tectonics*, 34(8), 2014TC003790, doi:10.1002/2014TC003790.
- von Raumer, J. F., F. Bussy, and Z. D. Sharp (1996), Lac Cornu revisited; the evolution from lower to upper crust (Aiguilles Rouges Massif, Western Alps), *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitteilungen Bull. Suisse Mineral. Petrogr.*, 76(1), 120–121.
- Rey, P. F., C. Teyssier, S. C. Kruckenberg, and D. L. Whitney (2011), Viscous collision in channel explains double domes in metamorphic core complexes, *Geol. Soc. Am.*, 39(4), 387–390, doi:10.1130/G31587.1; 3.
- Robardet, M. (2003), The Armorica “microplate”: fact or fiction? Critical review of the concept and contradictory palaeobiogeographical data., *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 195, 125–148.
- Rossi, P., G. Oggiano, and A. Cocherie (2009), A restored section of the “southern Variscan realm” across the Corsica–Sardinia microcontinent, *Comptes Rendus Geosci.*, 341(2–3), 224–238, doi:10.1016/j.crte.2008.12.005.
- Rubatto, D., S. Ferrando, R. Compagnoni, and B. Lombardo (2010), Carboniferous high-pressure metamorphism of Ordovician protoliths in the Argentera Massif (Italy), Southern European Variscan belt, *Lithos*, 116(1–2), 65–76, doi:10.1016/j.lithos.2009.12.013.
- Skrzypek, E. (2011), Structural, petrological and geochronological contribution to intracontinental tectonics of the European Variscan Belt (Sudetes, Vosges Mts), phdthesis, Université de Strasbourg, 13 October.
- Stampfli, G. M., C. Hochard, C. Vèrard, C. Wilhem, and J. F. Von Raumer (2013), The formation of Pangea, *Tectonophysics*, 593, 1–19, doi:10.1016/j.tecto.2013.02.037.

- Strzeczynski, P., S. Guillot, G. Courrioux, and P. Ledru (2005), Modélisation géométrique 3D des granites stéphaniens du massif du Pelvoux (Alpes, France), *C R Geosci.*, 337, 1284–1292.
- Tabaud, A.-S. (2012), Le magmatisme des Vosges : conséquence des subductions paléozoïques (datation, pétrologie, géochimie, ASM), Université de Strasbourg.
- Tait, J., M. Schatz, V. Bachtadse, and H. Soffel (2000), Palaeomagnetism and Palaeozoic palaeogeography of Gondwana and European terranes, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 179, 21–31.
- Tait, J. A., V. Bachtadse, W. Franke, and H. C. Soffel (1997), Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints, *Geol. Rundsch.*, 86, 585–598.
- Talbot, J.-Y., M. Faure, Y. Chen, and G. Martelet (2005), Pull-apart emplacement of the Margeride granitic complex (French Massif Central). Implications for the late evolution of the Variscan orogen, *J. Struct. Geol.*, 27(9), 1610–1629, doi:10.1016/j.jsg.2005.05.008.
- Teyssier, C., E. C. Ferré, D. L. Whitney, B. Norlander, O. Vanderhaeghe, and D. Parkinson (2005), Flow of partially molten crust and origin of detachments during collapse of the Cordilleran Orogen, *Geol. Soc. Lond.*, 245, 39–64.
- 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.
- Vanderhaeghe, O., and C. Teyssier (2001), Partial melting and flow of orogens, *Tectonophysics*, 342(3–4), 451–472, doi:10.1016/S0040-1951(01)00175-5.
- Von Raumer, J., J. Albrecht, F. Bussy, B. Lombardo, R.-P. Ménot, and U. Schaltegger (1999), The Palaeozoic metamorphic evolution of the Alpine External Massifs, *Schweiz. Miner. Petrog Mitteilungen*, 79, 5–22.
- Von Raumer, J. F. (1998), The Palaeozoic evolution in the Alps: from Gondwana to Pangea, *Geol. Rundsch.*, 87(3), 407–435, doi:10.1007/s005310050219.
- Von Raumer, J. F., F. Bussy, U. Schaltegger, B. Schulz, and G. M. Stampfli (2013), Pre-Mesozoic Alpine basements? Their place in the European Paleozoic framework, *GSA Bull.*, 125(1/2), 89–108.
- Von Raumer, J. F., G. M. Stampfli, R. Arenas, and S. S. Martínez (2015), Ediacaran to Cambrian oceanic rocks of the Gondwana margin and their tectonic

interpretation, *Int. J. Earth Sci.*, 104(5), 1107–1121, doi:10.1007/s00531-015-1142-x.

Von Raumer, J.-F., G. M. Stampfi, and F. Bussy (2003), Gondwana-derived microcontinents, the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens., *Tectonophysics*, 365, 7–22.

Whitney, D. L., F. Roger, C. Teyssier, P. F. Rey, and J.-P. Respaut (2015), Syn-collapse eclogite metamorphism and exhumation of deep crust in a migmatite dome: The P–T–t record of the youngest Variscan eclogite (Montagne Noire, French Massif Central), *Earth Planet. Sci. Lett.*, 430, 224–234, doi:10.1016/j.epsl.2015.08.026.

Chapitre E



Ce chapitre s'attache à définir les différents événements magmatiques responsables de la mise en place des nombreux granitoides affleurants au sein des massifs de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux. Dans cet objectif, ce chapitre présente de nouvelles données géochronologiques obtenues sur 22 échantillons par méthode U-Pb sur zircon.

E. Timing of magmatism and partial melting during orogeny: clues from the Variscan Alpine External Massifs (Belledonne-Pelvoux area, French Alps)

E.1. Introduction

Deciphering the timing and the spatial distribution of partial melting is an important aim in order to characterize i) the crustal flow mechanisms (Vanderhaeghe and Teyssier, 2001; Teyssier et al., 2005; Vanderhaeghe, 2009, 2012) ii) the orogenic evolution of the mountain belt as well as the duration of the partial melting event, iii) the synchronism or diachronism of the partial melting at the scale of the entire belt iv) the relationship between tectono-thermal evolutions of orogeny and partial melting. Characterized by an intense partial melting and magmatism (Figure E1A) (e.g. Faure et al., 2009; Schulmann et al., 2009; Lardeaux et al., 2014; Couzinie et al., 2014; Rubio Pascual et al., 2013; Schneider et al., 2014) responsible of drastic change on the orogenic dynamics and crustal flow (e.g. Vanderhaeghe and Teyssier, 2001; Vanderhaeghe, 2009), the Variscan belt is a key target to discuss the flow processes.

Three main thermal events have been deciphered: at 385-375 Ma (Faure et al., 2008) between 335-320 Ma (Be Mezeme et al., 2006; Faure et al., 2010, 2014b) and between 315-300 Ma (Ledru et al., 2001; Roger et al., 2015; Whitney et al., 2015). Other authors argues for a continuous partial melting or episodic melting between 330-310 Ma and a pervasive crustal melting between 305-300 Ma (Couzinie et al., 2014; Poujol et al., 2016).

In the South-Eastern Variscan branch that extend from, Sardinia to the Bohemian Massif (Figure E1A), several molten domains are exposed especially in the External Crystalline Massifs (ECMs) of the Alps. In this contribution, we present new geochronological data from different Granites, migmatites and augen-gneiss from the *Belledonne, Grandes Rousses, Pelvoux* area (Figure E2). These three massifs provide a cross section from upper to middle-lower crust (Fréville et al., in Review; Chapitre D). These geochronological results allow us to

discuss the tectono-thermal evolution of this part of the Variscan belt and the role of the partial melting on the structuration on the continental crust. In a largest point of view, our contribution brings new arguments for the study of the timing of high temperature events during an orogenic cycle.

E.2. Geological setting

The Variscan belt and the External Crystalline Massifs

The Paleozoic Variscan belt forms the European basement that develops from Poland to Portugal (Figure E1A). In spite of regional variations, the global architecture of the belt is well understood (Autran and Cogné, 1980; Paris and Robardet, 1990; Matte, 1991; Tait et al., 1997, 2000; Franke, 2000; Matte, 2001; Robardet, 2003; Von Raumer et al., 2003; Faure et al., 2005; Matte, 2007; Stampfli et al., 2013; Lardeaux et al., 2014). It represents also the basement of the younger Alpine belt. Its realms are exposed between Bohemia and Maures Massif. Belonging the East Variscan branch, the ECMs are located at the West of the Penninic and the Internal Crystalline Massifs (Figure E1A) (e.g. Von Raumer et al., 2013). In spite of reasonable interpretations (Fernandez et al., 2002; Corsini and Rolland, 2009; Guillot and Ménot, 2009; Guillot et al., 2009; Rossi et al., 2009; Faure et al., 2014b; Oliot et al., 2015; Von Raumer et al., 2013), the correlation between the East Variscan branch and the neighboring areas, i.e the French Massif Central and the Bohemian massifs and the timing of the main tectono-metamorphic events remains poorly constrained. To decipher this question and bring new light on partial melting during orogeny, we choose to study a part of the External Crystalline Massifs (ECM; Western Alps, France; figure E1) that exposes almost a complete cross-section of the Variscan continental crust. Located in the Southeastern branch of the Variscan belt (Figure E1A) the External Crystalline Massifs are composed of various rocks types: mainly granitoids, migmatites, and metamorphic rocks overlain by Mesozoic sedimentary rocks. Including, from north to south, the *Aar-Gothard* massif, the *Aiguilles Rouges-Mont Blanc* massif, the *Belledonne* massif, the *Grandes Rousses* massif, the *Pelvoux* massif and the *Argentera* massif (Figure E1B), the ECMs are subdivided in three mains domains (Figure E1B):

i) The Western domain consists of slightly metamorphosed micaschist interpreted as Ordovician turbiditic series (Bordet and Bordet, 1963; Fréville et al., in review)

ii) The central domains consists of ophiolitic rocks (*Chamrousse* unit), amphibolite facies volcanosedimentary rocks (*Riouperoux-Livet* unit) and weakly metamorphosed volcanodetritic series (metavolcanites, metaconglomerates; *Taillefer* unit, refs) supposed Viséan (Carne, 1965a, 1965b; Gibergy, 1968; Guillot et al., 2009; Fréville et al., in review). In the study area, the central domain corresponds to the SW Belledonne area and the Western part of the *Pelvoux* Massif (Cortical Pelvoux, Figure E2B) (Fréville et al., in review, Chapitre D).

iii) The Eastern part of the ECM is largely composed of migmatite and granites and corresponds to the NE Belledonne, the *Grandes Rousses* Massif and the inner *Pelvoux* area (Figure E1B, E2) (Pecher, 1970; Barbier et al., 1973; Le Fort, 1973; Gidon et al., 1980; Barfety et al., 1982; Guillot et al., 2009; Fréville et al., in review, Chapitre D).

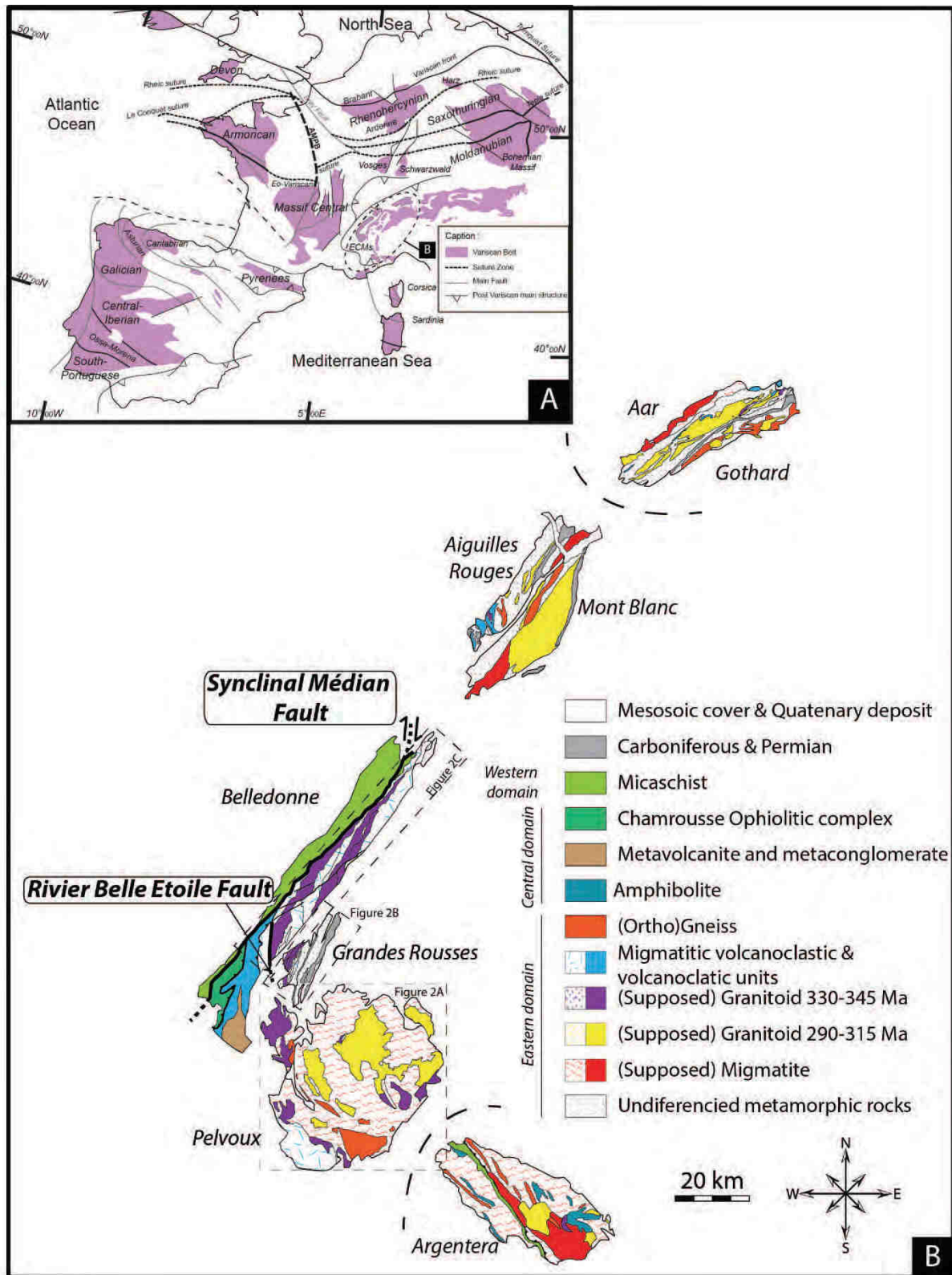


Figure E1.A: Location of the External Crystalline Massif of the Alps (ECMs) within the south-eastern branch of the Variscan Belt. Modified after (Ballèvre et al., 2012; Faure et al., 2014b, 2005; Guillot et al., 2009; Tabaud, 2012; Talbot et al., 2005; Von Raumer, 1998). B. Simplified geological map of the ECMs, modified after (Debon and Lemmet, 1999; Guillot et al., 2009). Dashed box show the location of the detailed map of the figure 2.

Tectono-metamorphic evolution.

Within the *Belledonne-Grandes Rousses-Pelvoux area*, several deformations phases are observed. The first event D₁ event, characterized by a westward dipping foliation (S₁) corresponds to an Eastward nappe stacking event responsible for crustal thickening and the development of a HT-MP metamorphism occurring between 340-325 Ma (Fernandez et al., 2002; Fréville et al., in Review; Chapitre D). Following D₁, the D₂ event is interpreted as a NW-SE bulk shortening phase responsible of folding in the upper crust contemporaneous to the formation of a S₂ subvertical foliation striking NE-SW. A S-C-C'-like deformation pattern is also expressed in the migmatite and granites (Le Fort, 1973; Strzeczynski et al., 2005, Chapitre D). Occurring under supra-solidus conditions between 325-300 Ma, this D₂ event is interpreted as a top-to-the SE flow of the partially molten crust (Chapitre D).

Coeval with the D₂ event, the third event D₃, corresponds to a transition zone characterized by a flat laying S₃ foliation developed in both the molten middle crust and the unmolten overlying upper crust (Chapitre D).

Granitoids emplacement within the ECMs

An intensive review on granitoids of the study area has been presented by Debon and Lemmet (1999) with many mineralogical, geochemical, and geochronological details. Plutonic bodies in the ECMs displays various shapes, various size (550km² to <1km²) and sharp contacts, crosscutting or conformable with their host rocks. They mainly consist of massive or foliated monzo-syenogranites and biotite-amphibole bearing granite. Mafic igneous enclaves are present in variable proportion. They are chemically subdivided in two sub groups (Debon and Lemmet, 1999): the Magnesian group (MgG) and the Ferriferous-Magnesian group (FeMgG). The MgG emplaced during Viséan (343-332 Ma) whereas FeMgG is mainly Stephanian (310-292 Ma) (Debon and Lemmet, 1999 and enclosed references). However, geochronological data in the *Belledonne-Grandes Rousses-Pelvoux area* remains scarce, especially in the Pelvoux with only three dated plutons among 23 identified ones (Debon and Lemmet, 1999). The *Rochail* granite (Figure E2A) has been dated at 343 ±11-10 Ma (U-Pb zircon dating), the *Turbat-Lauranoure* granite (Figure E2A) at 302±5 Ma (U-Pb zircon dating) and the *Combeynot* granite (Figure E2A) at 312±7 Ma (U-Pb zircon dating) (Cannic, 1998; Debon and Lemmet, 1999) (Figure E2A). Granitic plutons outcropping in the Grandes Rousses (Figure E2B) have not been

dated. Within the NE Belledonne area (Figure E2C), the *Sept-Laux* granite is dated at 335 ± 13 Ma, the *Saint-Colomban* granite at 343 ± 16 Ma and 343 ± 14 Ma (mafic enclave) and the *La Lauzière* granite at 341 ± 13 Ma (Debon et al., 1998).

In the study area, the granites exposed in the *Grandes-Rousses* and the NE Belledonne area belongs to the MgG , in the *Pelvoux* area, the *Rochail*, *Combeynot*, *Riéou blanc*, *Bans* granites belong also to the Mg-group. Other studied massifs within the Pelvoux area, the *Cray*, *Bérarde-Promontoire*, *Bourg*, and *Etage plutons* belong to FeMgG (Debon and Lemmet, 1999 and reference therein).

E.3. Sampled granites

The *Sept-Laux* granite is a zoned pluton with a porphyritic outer zone and a fine grain inner zone with biotite and some muscovite. A slight N028°-E80° foliation can be observed. Amphibolite, biotite mafic igneous enclave (Vaugnerite, durbachite, etc.) are present in the outer zone (Debon and Lemmet, 1999; Barfety et al., 2000). The *Sept-Laux* inner domain is emplaced within the outer domain at around 335±13 Ma (Debon et al., 1998; Barfety et al., 2000). The external domain emplaced within migmatitic paragneiss and migmatitic amphibolites on his western and eastern sides, respectively. Western host rocks protolithe has been dated by U-Pb method on zircon at 489 ±22 Ma (Barfety et al., 2000).

The *Alpetta* granite is a pervasively foliated (N-S, NE-SW subvertical foliation) porphyritic biotite granite with rare muscovite. This pluton is intruded by the *Roche noire-La Fare* pluton (Figure E4.5) consisting in a biotite with rare muscovite medium grained, locally porphyritic, granite yielding a NE-SW foliation (Barfety et al., 1972; Debon and Lemmet, 1999). To the East, the *Roche noire-La Fare* massif intrudes the Viséan metavolcanic complex.

The *Rochail* granite is a weakly foliated granite with biotite and rare muscovite and characterized by medium and coarse grain sizes in the central and border parts of the pluton, respectively (Barfety et al., 1972; Debon and Lemmet, 1999). Zircon yield an U/Pb age at 343 ± 11 Ma (Guerrot, 1998). The massif intruded within volcanic-sedimentary rocks (Barfety et al., 1972), that displays a zircon U/Pb age of 352±1Ma interpreted as the age of the protolith (U-Pb zircon dating), and two metamorphic events dated by U-Pb methods on monazite at 334±3 Ma and 306±2 Ma corresponding at the D₁ and D₃ event, respectively (Fréville et al., in review; Chapitre D).

The *Entraigues* granite is a small biotite-muscovite granitic body that crosscuts the Viséan volcanodetritic serie (See above). No geochemical data are available, yet, but in regards of its geographic location, it can be assimilated to the MgG (Barfety et al., 1988).

The *Bans* granite is as medium grain size biotite granite with some amphibole and mafic enclaves, presenting a SE-NW striking subvertical foliation, classified as MgG (Barfety et al., 1982; Debon and Lemmet, 1999). The *Bans* granite emplaced inside the inner Pelvoux migmatite and are in conformable contact on its South East side with metabasites rocks (Peyre-Arguet, Figure E2A).

Belonging to the MgG, the *Riéou Blanc* granite is composed of two main facies, a coarse-grained porphyritic one with biotite and rare muscovite observed in the massif border, and a biotite and muscovite fine-grained facies developed in his inner part. This pluton that presents a weak foliation (Barfety et al., 1982; Debon and Lemmet, 1999) emplaced inside the cordierite migmatite of the Pelvoux area, yielding monazite U-Pb ages at 307 ± 2 Ma (cf. Chapitre D).

The *Bérarde-Promontoire massif* is a fine to coarse grain biotite granite with rare muscovite characterized by a N-S subvertical foliation (Barfety et al., 1982; Debon and Lemmet, 1999). On its western side, the *Bérarde-Promontoire* granite is directly in contact with the *Etage* granite, whereas it is emplaced inside migmatite towards the East.

The *Etage* granite is a fine-grained biotite granite with rare muscovite handling a subvertical N-S trending foliation. (Barfety et al., 1982; Debon and Lemmet, 1999).

The *Cray* granite appears as a small body within the *Etage* granite (Figure E2A). It is characterized by the presence of cordierite cluster, biotite, muscovite and some garnet (Barfety et al., 1982; Debon and Lemmet, 1999).

The *Bourg* granite is a fine-grained biotite granite with some amphibole locally slightly foliated (Barfety et al., 1982; Debon and Lemmet, 1999). The Bourg granite is crosscut on its Eastern side by a Liassic normal fault, and is in conformable contact with migmatite on its western side.

The granitic dyke is a N110E striking fine-grained biotite-bearing subvertical body cross cutting the migmatite foliation of the inner *Pelvoux* area. The granitic body associated is a coarse grain with biotite granite with a NW-SE subvertical foliation.

E.4. Analytical methods.

20 samples (Figure E2) have been dated using U-Pb geochronology on zircon performed by in situ Laser Ablation associated to a Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICP-MS) at *Géosciences Rennes (UMR 6118)*, *Géosciences Montpellier (UMR 5243)*, and *BRGM*. Zircon grains have been separated using a classical densimetric procedure at the department of Mineralogy and Mineral Raw Materials of the Bulgarian Academy of Sciences (Sofia, Bulgaria). Zircon have been carefully handpicked under a binocular microscope, placed

in epoxy mounts and polished. Zircon grains were imaged by cathodoluminescence at Besançon in the Femto-st laboratory using a FEI Quanta 450 W MEB and in the BRGM using a TESCAN Mira 3 XMU MEB. All analyses have been performed with a 25-26 μm spot size. Data acquisition procedures, using a ESI NWR193 UC excimer laser coupled to a 7700x Agilent quadrupole ICP-MS at *Géosciences Rennes* are presented in details in Manzotti et al., (2016). Procedures of data acquisition using a Compex 102 Lambda-Physik excimer laser coupled to a Plasmaquad II quadrupole ICP-MS at *Géosciences Montpellier* are presented in details in Bosch et al., (2016) . Data procedures using a Cetac Excite 193nm eximer laser coupled to X series II quadrupole ICP-MS at BRGM. Isotopic data were corrected using zircon 91500 (Wiedenbeck et al., 1995) standard and controlled with Plešovice standard (338 ± 1 Ma) (Sláma et al., 2008). Data reduction has been performed with GLITTER[®] software package developed by the Macquarie Research Ltd. (Jackson, 1994) and Concordia ages and diagrams have been generated with Isoplot/Ex (Ludwig, 2001). Calculation methods have been given in Poujol et al. (2016). All data are reported in table E1.

Table E1.U-Pb analyses for dated samples. % symbol indicates that the errors are given at $\pm 1\sigma$ (%) in the following column.

Sample	Spot #	rapports isotopiques							Rho	Ages				conc	²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ P	U/Th	U (ppm)	Pb (ppm)	Th (ppm)
		²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pt ±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±1σ		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pt ±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ±1σ		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±1σ										
MCE39	ja-1	0.095	0.0533	0.0009	0.4371	0.0068	0.0595	0.0006	0.66	341	39		373	4	109		0.32	1059	58	339
	ja-2	0.067	0.0533	0.0015	0.4065	0.0106	0.0554	0.0007	0.49	340	62		347	4	102		0.23	210	11	48
	ja-3	0.053	0.0531	0.0009	0.3965	0.0064	0.0542	0.0006	0.64	332	40		340	3	103		0.18	1018	50	186
	ja-4	0.031	0.0527	0.0012	0.3103	0.0065	0.0427	0.0005	0.56	317	51		269	3	85		0.08	1113	44	88
	ja-5	0.029	0.0538	0.0011	0.4174	0.0075	0.0563	0.0006	0.61	361	44		353	4	98		0.10	632	33	63
	ja-6	0.007	0.0563	0.0010	0.6054	0.0101	0.0780	0.0008	0.64	463	40		484	5	104		0.02	1258	90	28
	ja-7	0.285	0.0563	0.0043	0.4277	0.0312	0.0551	0.0014	0.35	466	161		346	9	74		1.06	41	2	43
	ja-8	0.238	0.0544	0.0035	0.4142	0.0250	0.0552	0.0012	0.37	389	137		346	8	89		0.77	63	4	48
	ja-9	0.168	0.0517	0.0015	0.3951	0.0104	0.0554	0.0007	0.49	274	64		347	4	127		0.58	234	13	135
	ja-10	0.328	0.1228	0.0022	4.6514	0.0766	0.2747	0.0031	0.69	1997	32		1565	16	78		1.19	249	98	295
	ja-11	0.089	0.0551	0.0012	0.3894	0.0078	0.0513	0.0006	0.58	415	48		322	4	78		0.29	1273	58	370
	ja-12	0.129	0.1241	0.0027	3.2789	0.0652	0.1917	0.0025	0.66	2016	39		1130	14	56		0.27	452	84	124
	ja-13	0.087	0.0549	0.0048	0.4191	0.0343	0.0554	0.0018	0.39	407	183		348	11	85		0.29	255	15	73
	ja-14	0.045	0.1525	0.0032	4.8125	0.0899	0.2288	0.0028	0.66	2374	35		1328	15	56		0.10	859	158	86
	ja-15	0.012	0.0531	0.0013	0.4138	0.0092	0.0565	0.0007	0.56	334	54		354	4	106		0.05	691	34	35
	ja-16	0.557	0.0531	0.0014	0.4125	0.0098	0.0564	0.0007	0.55	332	58		354	5	107		1.81	697	51	1264
	ja-17	0.370	0.0573	0.0018	0.6171	0.0182	0.0782	0.0012	0.50	501	69		485	7	97		1.10	199	19	220
	ja-21	0.091	0.0540	0.0016	0.4120	0.0112	0.0553	0.0007	0.49	373	65		347	5	93		0.29	345	19	102
	ja-23	0.043	0.0536	0.0011	0.4089	0.0079	0.0553	0.0006	0.57	354	47		347	4	98		0.13	667	36	86
	ja-24	0.240	0.0660	0.0014	1.2152	0.0227	0.1336	0.0015	0.61	806	43		808	9	100		0.80	426	65	341
	ja-25	0.051	0.0539	0.0013	0.4074	0.0086	0.0548	0.0006	0.55	367	52		344	4	94		0.17	1251	64	217

%

	5300516	0.06385	1.15897	1.03056	0.01278	0.11707	0.0013	0.90	737	24	719	6	714	8	97			0.45	265	33	0
	6300516	0.06063	1.13805	0.76729	0.00936	0.0918	0.00102	0.91	626	24	578	5	566	6	90			0.27	510	47	0
	7300516	0.05847	1.48794	0.72441	0.01121	0.08986	0.00102	0.73	548	32	553	7	555	6	101			0.26	109	10	0
	8300516	0.05282	1.13593	0.34423	0.00423	0.04727	0.00053	0.91	321	26	300	3	298	3	93			0.32	1708	82	0
	9300516	0.05957	1.24224	0.76236	0.01007	0.09282	0.00104	0.85	588	27	575	6	572	6	97			0.22	203	19	0
	10300516	0.05956	1.09134	0.68861	0.0082	0.08386	0.00093	0.93	588	24	532	5	519	6	88			0.36	1309	113	0
	11300516	0.05524	1.15858	0.46386	0.00575	0.06091	0.00068	0.90	422	25	387	4	381	4	90			0.07	619	36	0
	16300516	0.05344	1.12275	0.38425	0.0047	0.05215	0.00058	0.91	348	25	330	3	328	4	94			0.03	1055	51	0
	17300516	0.0542	1.14391	0.38402	0.00471	0.05139	0.00057	0.90	379	25	330	3	323	4	85			0.10	1574	77	0
	18300516	0.05274	1.38415	0.37703	0.0055	0.05185	0.00059	0.78	318	31	325	4	326	4	103			1.10	245	16	1
	19300516	0.05434	1.12256	0.38178	0.00466	0.05096	0.00057	0.92	385	25	328	3	320	4	83			0.54	1761	95	1
	20300516	0.05423	1.86244	0.38428	0.00729	0.0514	0.0006	0.62	381	41	330	5	323	4	85			0.07	101	5	0
	21300516	0.05298	1.15138	0.37709	0.00467	0.05162	0.00058	0.91	328	26	325	3	325	4	99			0.34	1110	58	0
MCE33	22300516	0.05817	1.27213	0.74367	0.01009	0.09273	0.00105	0.83	536	28	565	6	572	6	107			0.26	243	22	0
	23300516	0.05302	1.13165	0.37988	0.00468	0.05197	0.00058	0.91	330	26	327	3	327	4	99			0.11	1585	78	0
	27300516	0.05403	1.129	0.32944	0.00403	0.04423	0.0005	0.92	372	25	289	3	279	3	75			0.19	3367	144	0
	28300516	0.05549	1.17138	0.46993	0.00595	0.06143	0.00069	0.89	432	26	391	4	384	4	89			0.09	845	49	0
	29300516	0.0533	1.74484	0.37873	0.0068	0.05154	0.0006	0.65	341	39	326	5	324	4	95			0.46	118	6	0
	30300516	0.05715	1.24234	0.58996	0.00782	0.07488	0.00085	0.86	497	27	471	5	466	5	94			0.04	392	27	0
	31300516	0.05621	1.35207	0.57757	0.00824	0.07454	0.00085	0.80	460	30	463	5	463	5	101			0.52	263	21	1
	32300516	0.05402	1.20326	0.38265	0.00493	0.05138	0.00058	0.88	372	27	329	4	323	4	87			0.25	1176	60	0
	33300516	0.05396	1.22313	0.41315	0.00541	0.05554	0.00063	0.87	369	27	351	4	348	4	94			0.26	653	36	0
	34300516	0.05589	1.18089	0.47253	0.00606	0.06132	0.00069	0.88	448	26	393	4	384	4	86			0.11	895	52	0
	38300516	0.05377	1.32044	0.36176	0.0051	0.0488	0.00056	0.81	361	30	314	4	307	3	85			0.21	390	18	0
	39300516	0.05666	1.50018	0.58947	0.00928	0.07546	0.00087	0.73	478	33	471	6	469	5	98			0.25	151	11	0
	40300516	0.05765	1.26626	0.59505	0.00805	0.07487	0.00085	0.84	516	28	474	5	465	5	90			0.14	454	32	0
	41300516	0.05707	1.41931	0.57057	0.00851	0.07252	0.00083	0.77	494	31	458	6	451	5	91			0.34	237	17	0

																%			
MCE150	5310516	0 05318	1.10944	0.36299	0 00435	0 04951	0.00055	0.93	336	25	314	3	312	3	93	0.38	1207	61	454
	6310516	0 05321	1.1464	0.35935	0 00444	0 04899	0.00055	0.91	338	26	312	3	308	3	91	0.48	758	39	364
	7310516	0 05312	1.18599	0.36374	0 00464	0 04967	0.00056	0.88	334	27	315	3	313	3	94	0.40	495	25	199
	8310516	0 05333	1.12507	0.38626	0 00468	0 05254	0.00059	0.93	343	25	332	3	330	4	96	0.38	1277	68	489
	10310516	0 05395	1.11214	0.37084	0 00445	0 04986	0.00056	0.94	369	25	320	3	314	3	85	0.83	1170	67	969
	11310516	0 05314	1.12909	0.35895	0 00438	0 04899	0.00055	0.92	335	25	311	3	308	3	92	0.42	1140	58	481
	12310516	0 05293	1.19025	0.35896	0 00456	0 04919	0.00055	0.88	326	27	311	3	310	3	95	0.38	576	29	221
	16310516	0 06123	1.27389	0.74602	0 00997	0 08837	0.00099	0.84	647	27	566	6	546	6	84	0.70	355	35	248
	17310516	0 05381	1.41238	0.36436	0 00533	0 04911	0.00055	0.77	363	31	316	4	309	3	85	0.60	272	14	163
	18310516	0 05397	1.14879	0.39219	0 00481	0 0527	0.00059	0.91	370	26	336	4	331	4	90	0.23	910	47	205
	19310516	0 05942	1.17805	0.75212	0 0095	0 09181	0.00102	0.88	582	26	570	6	566	6	97	0.19	324	29	62
	21310516	0 05337	1.38655	0.38507	0 00557	0 05234	0.00059	0.78	344	31	331	4	329	4	95	0.35	345	18	121
	22310516	0 05687	1.10779	0.25049	0 00297	0 03195	0.00035	0.92	486	24	227	2	203	2	42	0.15	3673	114	554
	23310516	0 05351	1.23341	0.37344	0 00485	0 05062	0.00056	0.85	351	27	322	4	318	3	91	0.41	462	24	190
	27310516	0 05413	1.14539	0.35719	0 00435	0 04787	0.00053	0.91	376	26	310	3	301	3	80	0.77	1648	89	1261
	29310516	0 0542	1.54982	0.37944	0 00602	0 05078	0.00057	0.71	379	34	327	4	319	4	84	0.23	190	10	45
	30310516	0 05275	1.44076	0.38638	0 00578	0 05313	0.0006	0.75	318	33	332	4	334	4	105	0.27	198	10	54
	31310516	0 05347	1.15953	0.36698	0 00456	0 04978	0.00055	0.89	349	26	317	3	313	3	90	0.05	1492	69	69
	32310516	0 05304	1.20664	0.36284	0 00464	0 04962	0.00055	0.87	331	27	314	3	312	3	94	0.30	713	36	212
	33310516	0 05333	1.18132	0.3644	0 00456	0 04956	0.00055	0.89	343	26	316	3	312	3	91	0.33	1049	53	350
34310516	0 05439	1.26862	0.38107	0 00509	0 05082	0.00056	0.82	387	28	328	4	320	3	83	0.57	810	45	460	
39310516	0 05266	1.25332	0.38182	0 00504	0 05259	0.00058	0.84	314	28	328	4	330	4	105	0.19	679	35	129	
40310516	0 05423	1.2908	0.36843	0 00496	0 04928	0.00055	0.83	381	29	319	4	310	3	81	0.04	932	43	39	
41310516	0 05334	1.31234	0.35754	0 0049	0 04862	0.00054	0.81	343	29	310	4	306	3	89	0.54	750	40	406	

MCE151	je-1*	0.224	0.0531	0.0012	0.3877	0.0083	0.0530	0.0006	0.55	332	52					0.74	660	38	492
	je-2*	0.125	0.0534	0.0012	0.4038	0.0087	0.0549	0.0007	0.55	344	52					0.41	686	37	280
	je-3*	0.116	0.0563	0.0019	0.4180	0.0128	0.0539	0.0008	0.49	463	72					0.34	503	28	170
	je-4*	0.172	0.0545	0.0011	0.4073	0.0072	0.0542	0.0006	0.62	393	43					0.56	1814	100	1018
	je-5	0.136	0.1271	0.0031	6.4105	0.1403	0.3659	0.0056	0.70	2058	42					0.48	48	20	23
	je-6*	0.145	0.0532	0.0012	0.3987	0.0081	0.0543	0.0006	0.57	338	49					0.49	767	54	374
	je-7*	0.145	0.0532	0.0013	0.4037	0.0089	0.0550	0.0007	0.55	337	54					1.32	2221	43	2941
	je-8		0.0584	0.0011	0.3579	0.0063	0.0445	0.0005	0.63	543	41							123	230
	je-9	0.146	0.0587	0.0012	0.6390	0.0119	0.0790	0.0009	0.62	555	44								
	je-10*	0.186	0.0559	0.0024	0.4133	0.0164	0.0536	0.0010	0.46	448	92								
	je-11*	0.148	0.0538	0.0017	0.4018	0.0118	0.0541	0.0008	0.48	364	70								
	je-12*	0.244	0.0537	0.0013	0.4095	0.0092	0.0553	0.0007	0.56	359	54								
	je-13	0.144	0.0602	0.0016	0.7615	0.0181	0.0918	0.0012	0.56	610	55								
	je-14*	0.151	0.0545	0.0012	0.4059	0.0085	0.0541	0.0007	0.59	390	50								
	je-15*	0.093	0.0565	0.0016	0.4142	0.0109	0.0532	0.0007	0.53	470	62								
	je-16*	0.309	0.0535	0.0021	0.3972	0.0144	0.0539	0.0009	0.47	349	86								
	je-17*	0.048	0.0541	0.0014	0.3918	0.0092	0.0525	0.0007	0.56	375	56								
	je-18	0.070	0.0558	0.0012	0.5247	0.0108	0.0683	0.0008	0.60	443	49								
	je-19*	0.126	0.0551	0.0014	0.4012	0.0094	0.0528	0.0007	0.56	417	56								
	je-20	0.165	0.0571	0.0016	0.2732	0.0071	0.0347	0.0005	0.54	494	61								
	je-21	0.127	0.0557	0.0015	0.3526	0.0091	0.0460	0.0007	0.55	439	60								
	je-22*	0.142	0.0536	0.0017	0.3904	0.0113	0.0528	0.0008	0.52	356	68								
	je-23*	0.222	0.0538	0.0020	0.3977	0.0135	0.0537	0.0009	0.49	361	80								
	je-24*	0.032	0.0532	0.0018	0.3933	0.0122	0.0536	0.0008	0.50	336	74								
	je-25*	0.175	0.0531	0.0017	0.3945	0.0118	0.0539	0.0008	0.52	331	71								

No data due to Glitter bug

MCE152	5300516		0.05559	1.15129	0.31454	0.00401	0.04104	0.00047	0.90	436	25	278	3	259	3	59	0.73	1372	59	1008
	6300516		0.07914	1.07405	0.14451	0.00175	0.01325	0.00015	0.93	1176	21	137	2	85	1	7	1.12	9186	149	10261
	7300516		0.05371	1.43363	0.34839	0.00529	0.04705	0.00055	0.77	359	32	304	4	296	3	83	0.14	513	23	72
	8300516		0.05355	1.28852	0.3582	0.00498	0.04852	0.00056	0.83	352	29	311	4	306	3	87	0.15	659	30	97
	9300516		0.05398	1.18562	0.32701	0.00423	0.04395	0.00051	0.90	370	27	287	3	277	3	75	0.50	1608	71	810
	10300516		0.05403	1.36961	0.35763	0.00523	0.04802	0.00056	0.80	372	31	310	4	302	3	81	0.85	398	20	336
	11300516		0.05289	1.36132	0.35368	0.00513	0.04851	0.00056	0.80	324	31	308	4	305	3	94	0.34	1173	57	399
	12300516		0.05329	1.12591	0.36	0.00448	0.049	0.00056	0.92	341	25	312	3	308	3	90	1.21	1413	86	1704
	16300516		0.06006	1.332	0.46124	0.00658	0.05571	0.00064	0.81	606	29	385	5	350	4	58	0.92	404	24	373
	17300516		0.05514	1.17882	0.44102	0.00566	0.05801	0.00066	0.89	418	26	371	4	364	4	87	0.71	640	41	456
	18300516		0.05846	1.93295	0.72918	0.0144	0.09048	0.00106	0.59	547	42	556	8	558	6	102	0.45	57	5	26
	19300516		0.05313	1.35517	0.30853	0.00442	0.04212	0.00048	0.80	334	30	273	3	266	3	80	0.92	825	36	757
	21300516		0.05787	1.38241	0.58707	0.00852	0.07359	0.00084	0.79	525	30	469	5	458	5	87	0.60	215	17	129
	23300516		0.05732	1.16888	0.37243	0.00469	0.04713	0.00053	0.89	504	25	322	3	297	3	59	0.30	1074	50	322
	29300516		0.05863	1.14276	0.32725	0.00406	0.04049	0.00046	0.92	553	25	288	3	256	3	46	0.48	2390	100	1157
	31300516		0.05313	1.33634	0.33795	0.00474	0.04613	0.00052	0.80	335	30	296	4	291	3	87	0.54	1387	69	747
	32300516		0.0538	1.22677	0.35834	0.00468	0.04832	0.00054	0.86	362	28	311	4	304	3	84	0.79	960	53	755
	33300516		0.06097	1.18091	0.35425	0.00446	0.04215	0.00047	0.89	638	25	308	3	266	3	42	0.46	2016	90	934
	38300516		0.05862	1.21119	0.30531	0.0039	0.03777	0.00042	0.87	553	26	271	3	239	3	43	0.68	2732	111	1871
	40300516		0.05451	1.39424	0.34977	0.00509	0.04654	0.00052	0.77	392	31	305	4	293	3	75	0.40	814	39	328
	41300516		0.05312	1.29895	0.35403	0.00483	0.04834	0.00054	0.82	334	29	308	4	304	3	91	0.47	664	35	313

MCE42	5300516	0 05551 1.18897	0.32284 0 00417	0 04219 0.00049	0.90	432	26	284	3	266	3	62	0.13	854	35	107
	7300516	0 06005 1 09908	0.23597 0 00288	0 02851 0.00033	0.95	605	23	215	2	181	2	30	0.75	2717	88	2032
	8300516	0 05535 1.12014	0.30516 0 00381	0 03999 0.00046	0.92	426	25	270	3	253	3	59	0.16	2023	78	322
	12300516	0 05924 1 24916	0.76079 0 01033	0 09315 0.00108	0.85	576	27	575	6	574	6	100	0.20	377	35	76
	16300516	0 05396 1.0934	0.36107 0 00445	0 04854 0.00056	0.94	369	25	313	3	306	3	83	0.28	2299	112	637
	17300516	0 05691 1.15973	0.30876 0 00397	0 03936 0.00046	0.91	487	26	273	3	249	3	51	0.09	2313	87	208
	18300516	0 05442 1.13929	0.35788 0 00453	0.0477 0.00055	0.91	389	25	311	3	300	3	77	1.33	1509	94	2005
	19300516	0 05319 1 29724	0.3626 0 00511	0 04944 0.00058	0.83	337	29	314	4	311	4	92	0.64	466	25	296
	20300516	0 05393 1.16818	0.36801 0 00478	0 04949 0.00058	0.90	368	26	318	4	311	4	85	0.81	1189	68	966
	21300516	0 05588 1.12742	0.32942 0 00414	0.04276 0.0005	0.93	447	24	289	3	270	3	60	0.21	2041	86	426
	22300516	0 05436 1 21413	0.36336 0 00485	0 04848 0.00057	0.88	386	27	315	4	305	3	79	0.72	1231	67	891
	23300516	0 05974 1.13827	0.26303 0 00333	0 03194 0.00037	0.92	594	24	237	3	203	2	34	0.38	2871	96	1077
	27300516	0 05556 1.15191	0.34186 0 00441	0 04463 0.00052	0.90	435	25	299	3	282	3	65	0.21	1644	72	340
	28300516	0 05375 1.15349	0.36049 0 00465	0 04865 0.00057	0.91	360	26	313	3	306	4	85	0.36	1714	84	609
	29300516	0.0562 1.15658	0.32911 0 00427	0 04247 0.0005	0.91	460	26	289	3	268	3	58	0.58	1715	74	986
	30300516	0 05631 1.15432	0.33329 0 00432	0 04293 0.0005	0.90	464	26	292	3	271	3	58	0.29	2625	112	764
	31300516	0 05446 1.17517	0.34065 0 00446	0 04537 0.00053	0.89	390	26	298	3	286	3	73	1.08	1686	93	1820
	32300516	0 05439 1.19507	0.36101 0 00479	0 04814 0.00057	0.89	387	27	313	4	303	3	78	1.38	1509	95	2089
	33300516	0.0543 1.41805	0.36161 0 00552	0 04831 0.00058	0.79	383	32	313	4	304	4	79	0.65	574	31	376
	38300516	0 05376 1 20908	0.3466 0 00467	0 04676 0.00055	0.87	361	27	302	4	295	3	82	1.23	1804	107	2214
	39300516	0 05325 1 20188	0.35802 0 00481	0 04877 0.00058	0.89	339	27	311	4	307	4	90	0.91	1948	111	1763
	40300516	0 06077 1 26707	0.49453 0 00691	0 05903 0.0007	0.85	631	27	408	5	370	4	59	0.28	655	39	185
	41300516	0 05947 1.44611	0.7584 0 0118	0.0925 0.00111	0.77	584	31	573	7	570	7	98	0.22	281	25	61

%																
MCE181	7310516	0 05704 1.45512	0.55406 0 00832	0 07046 0.0008	0.76	492	32	448	5	439	5	89	0.28	132	8	37
	8310516	0 05444 1.63483	0.39783 0 00663	0 053 0.00061	0.69	389	36	340	5	333	4	85	1.30	125	8	163
	9310516	0 05326 1.48329	0.39346 0 00605	0 05359 0.00061	0.74	340	33	337	4	337	4	99	1.16	189	11	220
	11310516	0 05282 1 26846	0.37208 0 00499	0 0511 0.00057	0.83	321	29	321	4	321	4	100	0.16	437	19	69
	12310516	0 06042 1 29096	0.74431 0 0101	0 08935 0.001	0.82	619	28	565	6	552	6	89	0.38	220	18	83
	16310516	0 05339 1 51714	0.39591 0 00619	0 05379 0.00061	0.73	345	34	339	5	338	4	98	0.23	149	7	35
	17310516	0 05465 1.86642	0.39839 0 0075	0 05288 0.00061	0.61	398	41	341	5	332	4	83	3.04	106	9	323
	20310516	0 05285 1 26774	0 392 0 00527	0 0538 0.0006	0.83	322	29	336	4	338	4	105	0.09	382	17	34
	21310516	0 05499 1.14566	0.33297 0 0041	0 04392 0.00049	0.91	412	25	292	3	277	3	67	0.30	1373	53	407
	22310516	0.0547 1.11517	0.3653 0 00438	0 04844 0.00054	0.93	400	24	316	3	305	3	76	0.20	2601	104	526
	23310516	0.10328 1 20062	3.69323 0 04714	0 25938 0.00291	0.88	1684	22	1570	10	1487	15	88	0.36	116	29	42
	28310516	0 05354 1 97983	0.39813 0 00799	0 05394 0.00063	0.58	352	44	340	6	339	4	96	0.11	80	4	9
	30310516	0 05775 1.69697	0.67226 0 01162	0 08444 0.00097	0.66	520	37	522	7	523	6	101	0.31	68	5	21
	31310516	0 05308 1.16805	0.36977 0 00461	0 05053 0.00056	0.89	332	26	320	3	318	3	96	0.26	1533	69	397
	32310516	0 05429 1.19727	0.40082 0 00513	0 05355 0.0006	0.88	383	27	342	4	336	4	88	0.00	839	37	3
	34310516	0 05364 1 51007	0.39778 0 00624	0 05379 0.00061	0.72	356	34	340	5	338	4	95	1.65	245	17	403
	38310516	0 06005 1.199	0.71773 0 00918	0 0867 0.00097	0.87	605	26	549	5	536	6	89	0.30	748	59	226
	39310516	0 05888 1 34171	0.66297 0 00935	0 08167 0.00092	0.80	563	29	516	6	506	5	90	0.18	225	16	41
	40310516	0 05652 1.64544	0.52667 0 00891	0 06759 0.00078	0.68	472	36	430	6	422	5	89	0.54	113	7	61

	182-1	0 05579	0 00295	0.34485	0 01782	0 04486	0.00076	0.33	444	114	301	13	283	5	94	2	2927	3	1320	52
	182-2	0 08239	0 00508	0.27791	0 01662	0 02448	0.00049	0.33	1255	116	249	13	156	3	63	12	332	2	1645	35
	182-3	0 05649	0 00434	0.39348	0 02955	0 05054	0.00109	0.29	471	162	337	22	318	7	94	1	2518	4	504	22
	182-4	0 08291	0 00388	0.36402	0 01664	0 03185	0.00053	0.36	1267	89	315	12	202	3	64	19	362	3	2188	61
	182-5	0 05236	0 00260	0.38629	0 01878	0 05352	0.00089	0.34	301	109	332	14	336	5	101	1	7620	2	1441	68
	182-6	0 05869	0 00282	0.55679	0 02620	0 06883	0.00113	0.35	556	101	449	17	429	7	95	1	8434	3	1241	75
	182-7	0 05747	0 00296	0.47156	0 02375	0 05952	0.00102	0.34	509	110	392	16	373	6	95	6	1107	8	1131	59
	182-8	0 05468	0 00297	0.40541	0 02155	0 05379	0.00094	0.33	399	117	346	16	338	6	98	1	4562	1	860	41
	182-9	0 05290	0 00304	0.40628	0 02288	0 05572	0.00100	0.32	324	125	346	17	350	6	101	2	3225	6	1174	57
	182-10	0 05884	0 00334	0.61186	0 03404	0 07543	0.00137	0.33	561	119	485	21	469	8	97	1	3853	3	518	34
	182-11	0 05451	0 00343	0.41585	0 02569	0 05533	0.00106	0.31	392	135	353	18	347	6	98	4	696	5	511	25
	182-12	0.14853	0 00767	0.61615	0 03096	0 03009	0.00057	0.38	2329	86	487	19	191	4	39	46	131	1	2041	54
	182-13	0 05633	0 00343	0.44021	0 02630	0 05668	0.00108	0.32	465	130	370	19	355	7	96	2	1993	1	715	36
	182-14	0 06391	0 00356	0.32219	0 01762	0 03656	0.00067	0.34	739	114	284	14	232	4	82	4	1153	4	1283	41
	182-15	0 05729	0 00320	0.39964	0 02193	0 05059	0.00092	0.33	502	119	341	16	318	6	93	7	1761	4	2478	110
	182-16	0 06284	0 00404	0.67128	0 04224	0 07747	0.00156	0.32	703	131	522	26	481	9	92	3	1619	3	638	43
	182-17	0 06607	0 00332	1.05464	0 05219	0.11576	0.00203	0.35	809	102	731	26	706	12	97	2	7154	19	1258	128
	182-18	0 05126	0 00286	0.38616	0 02118	0 05463	0.00100	0.33	253	123	332	16	343	6	103	1	6833	5	1274	61
	182-19	0 05454	0 00322	0.40401	0 02342	0 05371	0.00102	0.33	394	127	345	17	337	6	98	4	2088	1	1583	74
	182-20	0 05970	0 00331	0.47590	0 02597	0 05781	0.00107	0.34	593	116	395	18	362	7	92	4	1589	5	1120	57
	182-21	0 05244	0 00305	0.40709	0 02333	0 05629	0.00107	0.33	305	127	347	17	353	7	102	3	2293	3	1247	61
	182-22	0 05820	0 00471	0.44438	0 03523	0 05536	0.00130	0.30	537	169	373	25	347	8	93	4	754	4	556	27
	182-23	0 05580	0 00333	0.40950	0 02404	0 05321	0.00103	0.33	444	128	349	17	334	6	96	1	8120	6	1558	72
	182-24	0 04999	0 00330	0.47454	0 03086	0 06883	0.00140	0.31	195	147	394	21	429	8	109	1	4369	3	648	39
	182-25	0 06173	0 00359	0.29334	0 01682	0 03445	0.00067	0.34	665	120	261	13	218	4	84	7	952	3	1976	59
	182-26	0 06147	0 00382	0.35101	0 02144	0 04140	0.00083	0.33	656	128	306	16	262	5	86	3	1563	3	1158	42
	182-27	0 05118	0 00318	0.40215	0 02466	0 05696	0.00113	0.32	249	137	343	18	357	7	104	1	5652	1	1015	50
	182-28	0 06105	0 00360	0.45991	0 02672	0 05462	0.00107	0.34	641	122	384	19	343	7	89	5	1862	4	1744	83
	182-29	0 05730	0 00342	0.32043	0 01884	0 04054	0.00080	0.34	503	127	282	14	256	5	91	10	842	6	2125	75
	182-30	0 07211	0 00453	0.28998	0 01792	0 02916	0.00060	0.33	989	123	259	14	185	4	72	6	667	8	1405	36

		%																	
MCE183b	5010616	0.05251	1.10455	0.28158	0.00336	0.03889	0.00043	0.93	308	25	252	3	246	3	80	0.34	2837	115	974
	7010616	0.0558	1.2724	0.44386	0.00589	0.05769	0.00064	0.84	444	28	373	4	362	4	81	0.11	507	29	58
	8010616	0.05466	1.17087	0.31279	0.00386	0.04151	0.00046	0.90	398	26	276	3	262	3	66	0.24	2949	122	706
	9010616	0.05598	1.3219	0.55865	0.00766	0.07238	0.0008	0.81	451	29	451	5	451	5	100	0.47	279	22	132
	11010616	0.05233	1.18479	0.26316	0.00326	0.03648	0.0004	0.89	300	27	237	3	231	2	77	0.13	5481	199	726
	17010616	0.0521	1.36276	0.34321	0.00475	0.04778	0.00053	0.80	290	31	300	4	301	3	104	0.52	1760	94	922
	18010616	0.05561	1.45657	0.52006	0.00765	0.06783	0.00075	0.75	437	32	425	5	423	5	97	0.31	1009	72	316
	19010616	0.06756	1.70219	0.845	0.01439	0.09072	0.00103	0.67	855	35	622	8	560	6	65	0.18	129	12	23
	20010616	0.05226	1.45427	0.3124	0.00461	0.04336	0.00048	0.75	297	33	276	4	274	3	92	0.39	2563	119	987
	21010616	0.0525	1.50476	0.30993	0.0047	0.04282	0.00048	0.74	307	34	274	4	270	3	88	0.41	2505	115	1024
	22010616	0.0556	1.60072	0.51582	0.00834	0.06729	0.00076	0.70	436	35	422	6	420	5	96	0.51	505	38	259
	23010616	0.05204	1.61414	0.30832	0.005	0.04297	0.00049	0.70	287	36	273	4	271	3	94	0.15	1211	52	179
	27010616	0.05364	1.80835	0.31222	0.00567	0.04222	0.00049	0.64	356	40	276	4	267	3	75	0.19	1718	72	321
	28010616	0.05214	1.87956	0.31242	0.00591	0.04347	0.00051	0.62	292	42	276	5	274	3	94	0.19	1055	45	200
	29010616	0.05248	1.92454	0.31699	0.00613	0.04382	0.00052	0.61	306	43	280	5	277	3	90	0.23	1530	67	350
	30010616	0.05401	1.99963	0.32422	0.00655	0.04355	0.00052	0.59	371	45	285	5	275	3	74	0.16	1533	66	251
	31010616	0.05548	2.05479	0.32767	0.00682	0.04285	0.00052	0.58	431	45	288	5	271	3	63	0.47	1438	66	680
	32010616	0.05377	2.10154	0.15131	0.00323	0.02042	0.00025	0.57	361	47	143	3	130	2	36	0.05	12250	234	564
	33010616	0.05353	2.18569	0.30259	0.00671	0.04101	0.0005	0.55	351	49	268	5	259	3	74	0.09	2679	103	244
	34010616	0.05309	2.29798	0.35136	0.00824	0.04802	0.0006	0.53	333	51	306	6	302	4	91	0.41	526	26	217
38010616	0.05608	2.56776	0.56359	0.01508	0.07291	0.00096	0.49	455	56	454	10	454	6	100	0.04	529	35	23	
39010616	0.05828	2.64242	0.36651	0.01016	0.04562	0.00061	0.48	540	57	317	8	288	4	53	0.18	1626	70	300	
40010616	0.05555	2.71827	0.49013	0.01408	0.064	0.00087	0.47	434	59	405	10	400	5	92	0.11	1234	71	133	
41010616	0.05535	2.8365	0.51798	0.0156	0.06788	0.00094	0.46	426	62	424	10	423	6	99	0.13	444	27	56	

		%																	
MCE168	5310516	0.05217	1.07341	0.30149	0.00369	0.04192	0.00049	0.96	293	24	268	3	265	3	90	0.24	5521	220	1319
	6310516	0.05276	1.70584	0.31514	0.00562	0.04332	0.00053	0.69	319	38	278	4	273	3	86	0.31	229	10	70
	7310516	0.05321	1.07123	0.18949	0.00232	0.02583	0.0003	0.95	338	24	176	2	164	2	49	0.20	6771	166	1363
	9310516	0.05219	1.09216	0.31634	0.0039	0.04397	0.00052	0.96	294	25	279	3	277	3	94	0.63	3193	151	2003
	11310516	0.05699	1.43885	0.55456	0.00852	0.07058	0.00084	0.77	490	32	448	6	440	5	90	0.13	227	15	28
	12310516	0.05231	1.08966	0.31891	0.00394	0.04422	0.00052	0.95	299	25	281	3	279	3	93	0.31	2638	114	820
	16310516	0.0519	1.6185	0.3411	0.00578	0.04767	0.00057	0.71	281	37	298	4	300	4	107	0.50	132	7	66
	17310516	0.05283	1.23036	0.32675	0.00438	0.04486	0.00052	0.86	321	27	287	3	283	3	88	0.42	613	28	257
	18310516	0.05246	1.27716	0.34601	0.00479	0.04784	0.00056	0.85	306	29	302	4	301	3	99	0.29	395	19	113
	19310516	0.05263	1.10203	0.29026	0.00358	0.04	0.00046	0.93	313	25	259	3	253	3	81	0.21	3980	153	849
	20310516	0.05242	1.10645	0.30361	0.00377	0.04201	0.00049	0.94	304	25	269	3	265	3	87	0.44	3189	137	1412
	21310516	0.05379	1.09686	0.35528	0.00434	0.04791	0.00055	0.94	362	24	309	3	302	3	83	0.42	8416	413	3501
	22310516	0.05278	1.25047	0.28564	0.00389	0.03925	0.00046	0.86	319	28	255	3	248	3	78	0.27	915	36	247
	23310516	0.05197	1.36617	0.34349	0.00502	0.04794	0.00056	0.80	284	31	300	4	302	3	106	0.40	273	13	108
	27310516	0.05305	1.14986	0.32259	0.00408	0.0441	0.00051	0.91	331	26	284	3	278	3	84	0.17	2007	85	346
	29310516	0.05257	1.14134	0.32488	0.00406	0.04483	0.00052	0.93	310	26	286	3	283	3	91	0.29	3259	145	929
	30310516	0.05206	1.26777	0.34174	0.00468	0.04761	0.00055	0.84	288	29	299	4	300	3	104	0.28	571	27	161
	31310516	0.05241	1.12574	0.27415	0.00341	0.03795	0.00044	0.93	303	26	246	3	240	3	79	0.44	7922	313	3487
	33310516	0.05247	1.16257	0.32209	0.00406	0.04452	0.00051	0.91	306	26	284	3	281	3	92	0.35	3069	139	1079
	38310516	0.05414	1.6993	0.35625	0.00624	0.04773	0.00056	0.67	377	38	309	5	301	3	80	0.44	111	6	49
40310516	0.05252	1.25666	0.34803	0.00469	0.04807	0.00055	0.85	308	28	303	4	303	3	98	0.21	945	45	202	
41310516	0.05327	1.27652	0.32783	0.00445	0.04464	0.00051	0.84	340	29	288	3	282	3	83	0.42	898	42	380	

		%																	
MCE167c	5300516	0.05473	1.26073	0.32568	0.00437	0.04316	0.00049	0.85	401	28	272	3	286	3	71	0.29	504	21	147
	6300516	0.05237	1.24117	0.28783	0.00383	0.03987	0.00045	0.85	302	28	252	3	257	3	85	0.18	1168	45	208
	7300516	0.05217	1.16925	0.34377	0.00431	0.0478	0.00054	0.90	293	26	301	3	300	3	102	0.27	1554	74	425
	8300516	0.05896	1.33989	0.28974	0.00408	0.03565	0.0004	0.80	566	29	226	3	258	3	46	0.61	935	37	573
	9300516	0.05315	1.22295	0.32191	0.0042	0.04393	0.00049	0.85	335	28	277	3	283	3	85	0.43	2226	102	957
	10300516	0.0531	1.20527	0.32456	0.00413	0.04433	0.00049	0.87	333	27	280	3	285	3	86	1.15	1871	104	2159
	11300516	0.05351	1.27079	0.31311	0.00419	0.04244	0.00047	0.83	350	28	268	3	277	3	79	0.81	1582	77	1286
	12300516	0.05403	1.24005	0.25029	0.00326	0.0336	0.00037	0.85	372	28	213	2	227	3	61	0.13	2310	76	302
	5310516	0.0531	1.07345	0.33578	0.00415	0.04587	0.00054	0.95	333	24	289	3	294	3	88	0.47	3378	161	1586
	6310516	0.05193	1.1554	0.34469	0.00452	0.04815	0.00057	0.90	282	26	303	4	301	3	107	0.15	820	37	123
	7310516	0.0534	1.61049	0.35278	0.00602	0.04792	0.00058	0.71	346	36	302	4	307	5	89	0.25	316	15	79
	8310516	0.05286	1.15399	0.32858	0.00428	0.04509	0.00054	0.92	323	26	284	3	289	3	89	0.18	1250	54	227
	9310516	0.05333	1.06882	0.29482	0.00363	0.0401	0.00048	0.97	343	24	253	3	262	3	76	0.15	4293	163	641
	10310516	0.05252	1.14242	0.35046	0.00452	0.0484	0.00058	0.93	308	26	305	4	305	3	99	0.40	856	42	346
	11310516	0.05687	1.19571	0.37724	0.00506	0.04811	0.00057	0.88	486	26	303	4	325	4	67	0.46	494	25	226
	12310516	0.0537	1.15456	0.33641	0.00441	0.04544	0.00054	0.91	358	26	287	3	294	3	82	0.25	1000	45	247
	16310516	0.05323	1.1084	0.32522	0.00411	0.04431	0.00053	0.95	339	25	280	3	286	3	84	0.68	1656	81	1120
	17310516	0.05492	1.12891	0.35246	0.00452	0.04655	0.00055	0.92	409	25	293	3	307	3	75	0.27	1216	56	325
	18310516	0.05322	1.1274	0.33661	0.00435	0.04588	0.00055	0.93	338	25	289	3	295	3	87	0.38	1090	51	409
	19310516	0.0539	1.13173	0.34158	0.00439	0.04597	0.00055	0.93	367	25	290	3	298	3	81	0.37	1130	53	421
	20310516	0.05249	1.16213	0.34707	0.00456	0.04796	0.00057	0.90	307	26	302	4	303	3	99	0.18	731	34	128
	21310516	0.05283	1.15465	0.34912	0.00458	0.04794	0.00057	0.91	321	26	302	4	304	3	95	0.19	720	33	134
	22310516	0.05255	1.12274	0.34782	0.00445	0.04801	0.00057	0.93	309	25	302	4	303	3	98	0.16	1880	86	293
	23310516	0.05331	1.14425	0.34714	0.00449	0.04724	0.00056	0.92	342	26	298	3	303	3	89	0.28	1209	57	340
	27310516	0.05278	1.11785	0.35059	0.00446	0.04818	0.00057	0.93	319	25	303	4	305	3	96	0.24	2058	97	495
	28310516	0.05325	1.1831	0.38516	0.00509	0.05246	0.00062	0.89	340	26	330	4	331	4	97	0.40	760	41	302
	29310516	0.05362	1.21223	0.35034	0.00473	0.04739	0.00056	0.88	355	27	299	3	305	4	86	0.34	921	44	310
	30310516	0.05343	1.1604	0.35311	0.00462	0.04794	0.00057	0.91	347	26	302	4	307	3	89	0.51	1378	70	696
	31310516	0.05455	1.17324	0.35305	0.00463	0.04694	0.00056	0.91	394	26	296	3	307	3	78	0.27	1277	59	346
	32310516	0.05294	1.30336	0.35212	0.00507	0.04825	0.00058	0.83	326	29	304	4	306	4	94	0.33	480	23	161
	33310516	0.05289	1.21006	0.38397	0.00518	0.05266	0.00063	0.89	324	27	331	4	330	4	102	0.69	617	36	427
	34310516	0.05299	1.22665	0.3504	0.00479	0.04797	0.00057	0.87	328	28	302	4	305	4	93	0.36	1381	68	503
	38310516	0.05245	1.29647	0.34583	0.00494	0.04783	0.00057	0.83	305	29	301	4	302	4	99	0.18	549	25	99
	39310516	0.05177	1.56461	0.3718	0.00615	0.05209	0.00063	0.73	275	35	327	4	321	5	117	0.33	276	14	92
	40310516	0.05285	1.19205	0.35014	0.00467	0.04806	0.00057	0.89	322	27	303	4	305	4	95	0.27	1121	53	300
	41310516	0.05556	1.16991	0.16991	0.00223	0.02218	0.00026	0.89	434	25	141	2	159	2	37	0.09	4314	91	400

	283a-11	0 05293 0 00388	0.35880 0 02564	0 04920 0.00098	0.28	326	158	311	19	310	6	99	1	1848	2	332	15
	283a-12	0 05083 0 00261	0.37399 0 01875	0 05340 0.00086	0.32	233	114	323	14	335	5	104	2	1972	2	653	31
	283a-13	0 05510 0 00281	0.41567 0 02064	0 05475 0.00088	0.32	416	110	353	15	344	5	97	1	6836	13	1104	54
	283a-14	0 05110 0 00435	0.37816 0 03143	0 05371 0.00120	0.27	245	185	326	23	337	7	104	1	1999	2	329	16
	283a-15	0 06942 0 00374	1.07636 0 05646	0.11252 0.00196	0.33	911	107	742	28	687	11	93	1	3060	4	241	24
	283a-16	0 05783 0 00270	0.68520 0 03121	0 08599 0.00134	0.34	523	100	530	19	532	8	100	1	7814	32	805	62
	283a-17	0 05692 0 00281	0.58464 0 02819	0 07454 0.00120	0.33	488	106	467	18	463	7	99	3	1502	18	536	36
	283a-18	0 05656 0 00365	0.58003 0 03653	0 07443 0.00140	0.30	474	138	465	23	463	8	100	2	1421	10	338	22
	283a-19	0 06861 0 00296	1.38969 0 05844	0.14700 0.00224	0.36	887	87	885	25	884	13	100	1	9109	1	550	72
	283a-20	0 05224 0 00260	0.37441 0 01817	0 05202 0.00083	0.33	296	110	323	13	327	5	101	2	2610	228	891	41
	283a-21	0 05252 0 00411	0.34840 0 02663	0 04814 0.00101	0.27	308	168	304	20	303	6	100	1	3121	2	577	25
	283a-22	0 05633 0 00375	0.38159 0 02480	0 04915 0.00094	0.29	465	142	328	18	309	6	94	1	2471	3	448	20
	283a-23	0 05511 0 00257	0.50879 0 02323	0 06699 0.00106	0.35	417	101	418	16	418	6	100	5	3924	3	2608	155
	283a-24	0 05333 0 00322	0.35384 0 02090	0 04815 0.00087	0.31	343	131	308	16	303	5	99	7	648	1	840	36
	283a-25	0 05410 0 00380	0.36539 0 02507	0 04901 0.00097	0.29	375	151	316	19	308	6	98	1	2406	2	438	19
	283a-26	0 05367 0 00371	0.36182 0 02448	0 04892 0.00096	0.29	357	149	314	18	308	6	98	1	2586	2	472	20
	283a-27	0 04904 0 00330	0.33706 0 02220	0 04987 0.00095	0.29	150	151	295	17	314	6	106	4	736	2	527	23
	283a-28	0 05557 0 00304	0.58111 0 03114	0 07588 0.00132	0.32	435	118	465	20	472	8	101	5	1355	4	797	54
	283a-29	0 05278 0 00296	0.43564 0 02396	0 05988 0.00105	0.32	320	123	367	17	375	6	102	8	1046	41	1248	66
	283a-30	0 05331 0 00275	0.35910 0 01814	0 04887 0.00082	0.33	342	112	312	14	308	5	99	6	2931	2	3216	139
	283a-31	0 05596 0 00444	0.39957 0 03102	0 05180 0.00114	0.28	451	167	341	23	326	7	95	5	453	2	392	18
	283a-32	0 05369 0 00372	0.36229 0 02464	0 04895 0.00098	0.29	358	149	314	18	308	6	98	3	1252	2	688	30
	283a-33	0 05891 0 00441	0.40516 0 02970	0 04989 0.00107	0.29	564	155	345	21	314	7	91	4	791	2	569	25
	283a-34	0 05149 0 00360	0.37072 0 02545	0 05223 0.00105	0.29	263	153	320	19	328	6	102	1	3336	2	574	26
	283a-35	0 05159 0 00404	0.37212 0 02858	0 05232 0.00114	0.28	267	170	321	21	329	7	102	3	814	2	419	19
	283a-36	0 05848 0 00370	0.59859 0 03726	0 07424 0.00144	0.31	548	133	476	24	462	9	97	2	3977	1	963	63
	283a-37	0 05716 0 00404	0.49957 0 03465	0 06339 0.00132	0.30	497	149	411	23	396	8	96	1	3659	18	519	29
	283a-38	0 05454 0 00361	0.39770 0 02590	0 05289 0.00106	0.31	393	141	340	19	332	6	98	1	7736	59	1316	61
	283a-39	0 05647 0 00410	0.63233 0 04516	0 08121 0.00172	0.30	470	154	498	28	503	10	101	3	1177	11	392	28
	283a-40	0.13452 0 00893	2.80503 0.18288	0.15122 0.00322	0.33	2158	111	1357	49	908	18	67	2	4939	10	588	78

	mce301-1	0.05557	0.00301	0.36752	0.01932	0.04796	0.00079	0.31	435	116	318	14	302	5	95	1	6774	3	781	34
	mce301-2	0.05306	0.00220	0.35419	0.01428	0.04841	0.00069	0.35	331	91	308	11	305	4	99	3	6631	351	2274	98
	mce301-3	0.05252	0.00265	0.35572	0.01746	0.04912	0.00077	0.32	308	111	309	13	309	5	100	3	1989	4	672	30
	mce301-4	0.05498	0.00397	0.39777	0.02795	0.05247	0.00105	0.28	411	154	340	20	330	6	97	1	2717	5	287	13
	mce301-5	0.06186	0.00372	0.44346	0.02594	0.05199	0.00094	0.31	669	124	373	18	327	6	88	4	1169	3	498	23
	mce301-6	0.05529	0.00279	0.35174	0.01724	0.04613	0.00073	0.32	424	108	306	13	291	5	95	2	4436	2	1065	44
	mce301-7	0.05551	0.00357	0.37829	0.02371	0.04942	0.00091	0.29	432	138	326	17	311	6	95	5	896	3	502	22
	mce301-8	0.05611	0.00350	0.37639	0.02286	0.04865	0.00088	0.30	456	133	324	17	306	5	94	8	547	4	498	22
	mce301-9	0.05596	0.00275	0.37291	0.01783	0.04832	0.00076	0.33	451	106	322	13	304	5	95	5	1457	2	836	36
	mce301-10	0.05450	0.00308	0.36263	0.01996	0.04825	0.00083	0.31	392	122	314	15	304	5	97	1	3280	2	377	16
	mce301-11	0.06318	0.00343	0.87709	0.04634	0.10067	0.00174	0.33	714	111	639	25	618	10	97	5	1049	2	289	26
	mce301-12	0.05615	0.00312	0.38792	0.02100	0.05010	0.00086	0.32	458	119	333	15	315	5	95	7	815	3	633	28
	mce301-13	0.05364	0.00389	0.35808	0.02534	0.04841	0.00098	0.29	356	156	311	19	305	6	98	3	1027	2	354	15
	mce301-14	0.05111	0.00513	0.34701	0.03402	0.04924	0.00126	0.26	246	215	303	26	310	8	102	8	140	2	126	6
	mce301-15	0.04849	0.00318	0.33799	0.02167	0.05055	0.00095	0.29	123	148	296	16	318	6	108	5	968	2	533	24
	mce301-16	0.05597	0.00338	0.35511	0.02088	0.04601	0.00084	0.31	451	129	309	16	290	5	94	1	5672	3	685	28
	mce301-17	0.05456	0.00314	0.34777	0.01949	0.04623	0.00082	0.32	394	124	303	15	291	5	96	7	1026	2	865	36
	mce301-18	0.05607	0.00401	0.54914	0.03834	0.07103	0.00147	0.30	455	152	444	25	442	9	100	2	1201	4	188	12
	mce301-19	0.05057	0.00313	0.40702	0.02462	0.05837	0.00109	0.31	221	137	347	18	366	7	105	1	5725	22	546	28
	mce301-20	0.05332	0.00345	0.35014	0.02211	0.04762	0.00092	0.31	343	140	305	17	300	6	98	13	276	3	420	18
	mce301-21	0.05703	0.00340	0.52301	0.03043	0.06650	0.00125	0.32	492	127	427	20	415	8	97	1	11238	68	942	56
	mce301-22	0.05288	0.00346	0.36246	0.02314	0.04971	0.00098	0.31	324	141	314	17	313	6	100	10	663	5	744	33
	mce301-23	0.05216	0.00378	0.44308	0.03139	0.06160	0.00130	0.30	293	157	372	22	385	8	103	12	446	6	484	26
	mce301-24	0.07273	0.00498	1.36251	0.09101	0.13586	0.00292	0.32	1007	133	873	39	821	17	94	3	2220	9	273	33
	mce301-25	0.05792	0.00380	0.39614	0.02539	0.04960	0.00101	0.32	527	138	339	18	312	6	92	1	6248	5	703	31
	mce301-26	0.05599	0.00376	0.39125	0.02572	0.05068	0.00104	0.31	452	143	335	19	319	6	95	8	1238	3	1091	49
	mce301-27	0.05444	0.00383	0.35843	0.02467	0.04775	0.00101	0.31	389	150	311	18	301	6	97	1	4233	4	495	21
	mce301-28	0.05087	0.00347	0.34154	0.02283	0.04869	0.00101	0.31	235	150	298	17	307	6	103	1	5768	2	662	29
	mce301-29	0.05589	0.00394	0.36830	0.02539	0.04779	0.00102	0.31	448	150	318	19	301	6	95	5	953	3	557	24
	mce301-30	0.05541	0.00399	0.37576	0.02645	0.04919	0.00107	0.31	428	153	324	20	310	7	96	2	2557	4	581	25

	mce283b-1	0.05772	0.00293	0.43708	0.02157	0.05492	0.00083	0.31	519	108	368	15	345	5	94	4	1186	3	521	26
	mce283b-2	0.07217	0.00279	1.00716	0.03763	0.10121	0.00138	0.36	991	77	707	19	622	8	88	10	1005	4	598	55
	mce283b-3	0.05897	0.00215	0.60492	0.02137	0.07440	0.00095	0.36	566	77	480	14	463	6	96	4	3173	16	1029	69
	mce283b-4	0.05454	0.00324	0.35236	0.02039	0.04686	0.00077	0.28	393	128	307	15	295	5	96	7	697	32	628	26
	mce283b-5	0.06025	0.00254	0.69580	0.02853	0.08376	0.00116	0.34	612	89	536	17	519	7	97	4	1381	12	398	30
	mce283b-6	0.07313	0.00214	0.21853	0.00616	0.02167	0.00026	0.43	1018	58	201	5	138	2	69	32	725	12	6454	126
	mce283b-7	0.06110	0.00242	0.60111	0.02311	0.07135	0.00096	0.35	643	83	478	15	444	6	93	7	1341	6	793	51
	mce283b-8	0.06565	0.00379	0.44969	0.02520	0.04968	0.00085	0.31	795	117	377	18	313	5	83	4	586	4	284	13
	mce283b-9	0.05966	0.00237	0.42785	0.01650	0.05201	0.00069	0.34	591	84	362	12	327	4	90	3	2243	9	780	37
	mce283b-10	0.05585	0.00280	0.41976	0.02046	0.05451	0.00082	0.31	446	108	356	15	342	5	96	6	1124	8	746	37
	mce283b-11	0.05938	0.00283	0.41091	0.01903	0.05018	0.00074	0.32	581	100	350	14	316	5	90	3	1835	25	661	30
	mce283b-12	0.06367	0.00300	0.64236	0.02940	0.07316	0.00109	0.33	731	97	504	18	455	7	90	12	415	12	410	27
	mce283b-13	0.05445	0.00197	0.35389	0.01244	0.04713	0.00059	0.36	390	79	308	9	297	4	97	2	10626	16	2718	115
	mce283b-14	0.11110	0.00385	0.79259	0.02634	0.05174	0.00070	0.41	1818	62	593	15	325	4	55	31	302	13	1093	51
	mce283b-15	0.05924	0.00227	0.59562	0.02212	0.07292	0.00096	0.35	576	81	475	14	454	6	96	2	3346	3	553	36
	mce283b-16	0.07347	0.00353	0.56345	0.02619	0.05562	0.00087	0.34	1027	94	454	17	349	5	77	9	448	2	437	22
	mce283b-17	0.05670	0.00163	0.37839	0.01050	0.04840	0.00056	0.42	479	62	326	8	305	3	93	7	3107	11	2709	118
	mce283b-18	0.06230	0.00251	0.44022	0.01719	0.05125	0.00069	0.34	684	84	370	12	322	4	87	5	1186	19	697	32
	mce283b-19	0.06563	0.00178	0.38680	0.01010	0.04274	0.00049	0.44	795	56	332	7	270	3	81	18	1433	7	3639	140
	mce283b-20	0.05965	0.00218	0.57180	0.02023	0.06952	0.00089	0.36	591	77	459	13	433	5	94	9	1035	4	808	51
	mce283b-21	0.13403	0.00408	0.39225	0.01140	0.02123	0.00027	0.44	2151	52	336	8	135	2	40	95	196	7	5286	101
	mce283b-22	0.06303	0.00289	0.65529	0.02913	0.07540	0.00110	0.33	709	94	512	18	469	7	92	5	660	9	264	18
	mce283b-23	0.06142	0.00459	0.80254	0.05841	0.09477	0.00196	0.28	654	153	598	33	584	12	98	5	287	3	91	8
	mce283b-24	0.05960	0.00210	0.48860	0.01670	0.05946	0.00075	0.37	589	75	404	11	372	5	92	1	7729	6	784	42
	mce283b-25	0.06380	0.00393	0.43795	0.02622	0.04978	0.00089	0.30	735	125	369	19	313	5	85	8	246	3	239	11
	mce283b-26	0.05311	0.00231	0.38691	0.01636	0.05284	0.00072	0.32	333	95	332	12	332	4	100	3	3165	4	1083	52
	mce283b-27	0.06444	0.00275	0.70644	0.02929	0.07951	0.00112	0.34	756	88	543	17	493	7	91	9	686	5	468	33
	mce283b-28	0.10800	0.00355	0.30375	0.00956	0.02040	0.00027	0.42	1766	59	269	7	130	2	48	32	253	2	2390	44
	mce283b-29	0.06023	0.00348	0.47482	0.02669	0.05717	0.00095	0.30	612	120	395	18	358	6	91	1	3551	5	375	19
	mce283b-30	0.06281	0.00286	0.62221	0.02751	0.07185	0.00105	0.33	702	94	491	17	447	6	91	5	672	13	282	18

MCE315	mce315-1	0 05214 0 00161	0.34320 0 01029	0 04774 0.00057	0.40	291	69	300	8	301	3	100	2	6777	2	1404	61
	mce315-2	0 05341 0 00203	0.34239 0 01268	0 04649 0.00060	0.35	346	84	299	10	293	4	98	4	3425	3	1458	62
	mce315-3	0 05971 0 00278	0.43284 0 01960	0 05257 0.00077	0.32	593	98	365	14	330	5	90	1	5439	1	512	25
	mce315-4	0 05189 0 00150	0.34198 0 00959	0 04780 0.00055	0.41	280	65	299	7	301	3	101	1	15146	4	1567	69
	mce315-5	0 05525 0 00160	0.29617 0 00834	0 03887 0.00045	0.41	422	63	263	7	246	3	93	2	7931	4	2018	72
	mce315-6	0 05638 0 00268	0.37560 0 01738	0 04831 0.00071	0.32	467	103	324	13	304	4	94	5	851	2	436	19
	mce315-7	0 05257 0 00140	0.34820 0 00897	0 04803 0.00054	0.44	310	59	303	7	302	3	100	4	5293	5	2180	96
	mce315-8	0 05238 0 00195	0.34651 0 01258	0 04797 0.00061	0.35	302	83	302	9	302	4	100	4	3142	3	1296	57
	mce315-9	0 05101 0 00206	0.32480 0 01275	0 04617 0.00061	0.34	241	90	286	10	291	4	102	10	951	3	1019	43
	mce315-10	0 05143 0 00199	0.34077 0 01285	0 04805 0.00062	0.34	260	87	298	10	303	4	102	1	14029	4	1444	64
	mce315-11	0 05645 0 00181	0.36925 0 01147	0 04744 0.00057	0.39	469	69	319	9	299	4	94	5	3544	2	1847	80
	mce315-12	0 05362 0 00183	0.35568 0 01179	0 04810 0.00059	0.37	355	75	309	9	303	4	98	6	2067	3	1275	56
	mce315-13	0 05347 0 00155	0.35893 0 01010	0 04868 0.00057	0.42	349	64	311	8	306	3	98	1	16585	4	1685	75
	mce315-14	0 05487 0 00171	0.35719 0 01082	0 04721 0.00056	0.39	407	68	310	8	297	3	96	5	2808	3	1471	64
	mce315-15	0 05642 0 00201	0.35730 0 01234	0 04592 0.00058	0.37	468	78	310	9	289	4	93	2	5623	2	1211	51
	mce315-16	0 05190 0 00175	0.34389 0 01129	0 04805 0.00059	0.37	281	75	300	9	303	4	101	6	1595	4	985	43
	mce315-17	0 05640 0 00292	0.36943 0 01862	0 04750 0.00073	0.30	467	112	319	14	299	5	94	5	1042	2	542	24
	mce315-18	0 05604 0 00189	0.37431 0 01223	0 04844 0.00060	0.38	454	73	323	9	305	4	94	11	1266	4	1422	63
	mce315-19	0 05464 0 00402	0.36332 0 02614	0 04822 0.00089	0.26	398	157	315	19	304	6	96	2	708	1	145	6
	mce315-20	0 05207 0 00179	0.34390 0 01147	0 04789 0.00059	0.37	289	76	300	9	302	4	100	6	1691	4	1047	46
	mce315-21	0 05762 0 00222	0.35246 0 01317	0 04436 0.00058	0.35	515	83	307	10	280	4	91	1	12924	4	1441	59
	mce315-22	0 05471 0 00178	0.33199 0 01049	0 04400 0.00053	0.38	400	71	291	8	278	3	95	2	8018	4	1802	73
	mce315-23	0 05736 0 00201	0.56928 0 01936	0 07198 0.00090	0.37	505	76	458	13	448	5	98	8	856	13	471	31
	mce315-24	0 05302 0 00192	0.34862 0 01226	0 04768 0.00060	0.36	330	80	304	9	300	4	99	1	15439	4	1602	70
	mce315-25	0 05335 0 00177	0.34880 0 01123	0 04741 0.00058	0.38	344	73	304	8	299	4	98	1	14266	3	1488	65
	mce315-26	0 05547 0 00271	0.36229 0 01722	0 04737 0.00070	0.31	431	105	314	13	298	4	95	1	8920	1	931	40
	mce315-27	0 06482 0 00220	1.02686 0 03382	0.11488 0.00147	0.39	769	70	717	17	701	8	98	4	2490	2	429	45
	mce315-28	0 05477 0 00239	0.36456 0 01545	0 04827 0.00067	0.33	403	94	316	12	304	4	96	1	5776	1	592	26
	mce315-29	0 06435 0 00202	0.18561 0 00564	0 02092 0.00025	0.39	753	65	173	5	133	2	77	19	687	3	3088	59
	mce315-30	0 05217 0 00204	0.34475 0 01310	0 04792 0.00062	0.34	293	87	301	10	302	4	100	3	2819	2	873	38

	mce323v-1	0 06020	0 00255	0.59743	0 02456	0 07197	0.00103	0.35	611	89	476	16	448	6	94	7	576	9	387	25
	mce323v-2	0 05247	0 00201	0.36657	0 01360	0 05066	0.00068	0.36	306	85	319	4	317	10	100	11	3342	60	1366	61
	mce323v-3	0 06661	0 00196	1.42943	0 04074	0.15562	0.00190	0.43	826	60	901	17	932	11	103	6	6378	8	1697	233
	mce323v-4	0 05990	0 00204	0.47591	0 01573	0 05762	0.00074	0.39	600	72	395	11	361	5	91	12	869	5	1249	63
	mce323v-5	0 08119	0 00352	1.01292	0 04237	0 09048	0.00139	0.37	1226	83	710	21	558	8	79	7	735	4	392	31
	mce323v-6	0 05182	0 00201	0.35864	0 01351	0 05019	0.00067	0.35	277	86	316	4	311	10	99	8	6772	1	931	41
	mce323v-7	0 05475	0 00253	0.48728	0 02191	0 06455	0.00095	0.33	402	100	403	15	403	6	100	8	570	7	487	28
	mce323v-9	0 05019	0 00218	0.35239	0 01488	0 05092	0.00072	0.33	204	98	320	4	307	11	96	14	1053	30	1066	48
	mce323v-10	0 05010	0 00279	0.34118	0 01848	0 04939	0.00080	0.30	200	124	311	5	298	14	96	12	1396	3	781	34
	mce323v-12	0 05861	0 00232	0.37662	0 01448	0.04661	0.00065	0.36	553	84	325	11	294	4	90	20	791	2	2342	96
	mce323v-13	0 05183	0 00290	0.38094	0 02076	0 05331	0.00089	0.31	278	123	328	15	335	5	102	3	1157	3	450	21
	mce323v-14	0 05341	0 00251	0.39249	0 01796	0 05330	0.00081	0.33	346	103	336	13	335	5	100	1	6127	1	794	37
	mce323v-15	0 05579	0 00272	0.54559	0 02582	0 07093	0.00111	0.33	444	105	442	17	442	7	100	4	1650	12	643	40
	mce323v-16	0 05654	0 00256	0.55243	0 02436	0 07087	0.00106	0.34	473	98	447	16	441	6	99	1	4756	4	463	29
	mce323v-17	0 05131	0 00243	0.55214	0 02548	0 07804	0.00119	0.33	255	105	446	17	484	7	109	1	8906	1	788	54
	mce323v-18	0 05312	0 00212	0.26116	0 01012	0 03566	0.00050	0.36	334	88	236	8	226	3	96	6	3383	1	3931	124
	mce323v-19	0 07641	0 00330	0.54203	0 02266	0 05145	0.00078	0.36	1106	84	440	15	323	5	74	12	621	3	1000	45
	mce323v-22	0 04927	0 00261	0.34171	0 01760	0 05031	0.00083	0.32	161	119	316	5	299	13	94	10	1266	24	1217	54
	mce323v-24	0 05555	0 00252	0.32173	0 01414	0 04201	0.00065	0.35	434	98	283	11	265	4	94	12	1754	11	3459	128
	mce323v-26	0 05851	0 00301	0.41091	0 02053	0 05094	0.00085	0.33	549	109	350	15	320	5	92	4	1720	30	933	42
	mce323v-27	0 05390	0 00302	0.55550	0 03026	0 07477	0.00130	0.32	367	121	449	20	465	8	104	5	1029	14	475	31
	mce323v-28	0 05896	0 00438	0.83485	0 06039	0.10271	0.00220	0.30	566	154	616	33	630	13	102	1	2279	1	153	14
	mce323v-29	0 05682	0 00352	0.63192	0 03813	0 08067	0.00152	0.31	484	132	497	24	500	9	101	1	3841	2	329	23

	mce342-1	0.05522	0.00195	0.51343	0.01776	0.06740	0.00093	0.40	421	76	421	12	420	6	100	1	12007	27	901	54
	mce342-2	0.06078	0.00274	0.63669	0.02802	0.07594	0.00117	0.35	631	94	500	17	472	7	94	6	1170	17	468	32
	mce342-3	0.06288	0.00260	0.90730	0.03672	0.10460	0.00156	0.37	704	86	656	20	641	9	98	1	7510	53	363	34
	mce342-4	0.05659	0.00229	0.58683	0.02331	0.07517	0.00110	0.37	475	88	469	15	467	7	100	1	9044	61	609	41
	mce342-5	0.05874	0.00292	0.66698	0.03248	0.08231	0.00134	0.33	557	105	519	20	510	8	98	4	1570	9	386	28
	mce342-6	0.07673	0.00401	1.46249	0.07443	0.13816	0.00246	0.35	1114	101	915	31	834	14	91	1	3013	2	110	14
	mce342-7	0.06051	0.00226	0.75173	0.02757	0.09005	0.00128	0.39	622	79	569	16	556	8	98	3	3481	5	588	47
	mce342-8	0.06055	0.00228	0.60926	0.02246	0.07294	0.00104	0.39	623	79	483	14	454	6	94	6	1484	32	619	40
	mce342-9	0.06227	0.00223	0.51500	0.01811	0.05995	0.00084	0.40	683	75	422	12	375	5	89	5	3111	4	1316	70
	mce342-10	0.05583	0.00233	0.44548	0.01821	0.05784	0.00086	0.36	445	90	374	13	363	5	97	6	2488	82	1310	67
	mce342-11	0.05999	0.00251	0.52672	0.02162	0.06365	0.00096	0.37	603	88	430	14	398	6	93	5	2321	26	927	52
	mce342-12	0.05742	0.00307	0.64841	0.03400	0.08186	0.00140	0.33	507	114	508	21	507	8	100	1	5195	6	323	23
	mce342-13	0.05289	0.00246	0.38734	0.01765	0.05309	0.00083	0.34	324	102	332	13	333	5	100	7	1254	29	842	40
	mce342-14	0.05618	0.00241	0.45469	0.01916	0.05867	0.00089	0.36	459	93	381	13	368	5	97	1	10539	36	915	48
	mce342-15	0.05527	0.00273	0.41227	0.01995	0.05407	0.00088	0.34	423	106	351	14	340	5	97	15	573	45	810	39
	mce342-16	0.07165	0.00296	0.62849	0.02544	0.06359	0.00097	0.38	976	82	495	16	397	6	80	9	1430	4	1031	58
	mce342-17	0.06545	0.00362	0.94259	0.05104	0.10440	0.00188	0.33	789	112	674	27	640	11	95	8	491	1	192	18
	mce342-18	0.06145	0.00305	0.68893	0.03356	0.08127	0.00136	0.34	655	103	532	20	504	8	95	2	2265	8	284	20
	mce342-19	0.05622	0.00246	0.44832	0.01930	0.05781	0.00090	0.36	460	95	376	14	362	5	96	5	1647	38	727	37
	mce342-20	0.05492	0.00239	0.50701	0.02171	0.06692	0.00104	0.36	409	94	416	15	418	6	100	8	2106	48	1285	76
	mce342-21	0.05969	0.00273	0.84975	0.03832	0.10320	0.00167	0.36	593	96	625	21	633	10	101	1	9559	1	474	43
	mce342-22	0.05750	0.00248	0.64644	0.02748	0.08151	0.00129	0.37	510	92	506	17	505	8	100	5	4050	9	1272	91
	mce342-23	0.05994	0.00301	0.68091	0.03360	0.08235	0.00140	0.34	602	105	527	20	510	8	97	1	8151	3	507	37
	mce342-24	0.05768	0.00348	0.43901	0.02597	0.05518	0.00103	0.32	517	127	370	18	346	6	94	3	2286	55	637	31
	mce342-25	0.05485	0.00295	0.44636	0.02363	0.05899	0.00104	0.33	406	116	375	17	370	6	99	4	3239	26	1126	58
	mce342-26	0.21382	0.00951	16.35427	0.71714	0.55451	0.00958	0.39	2935	70	2898	42	2844	40	98	1	14006	3	130	63
	mce342-27	0.05928	0.00412	0.61686	0.04201	0.07544	0.00157	0.31	577	144	488	26	469	9	96	2	1390	1	189	13
	mce342-28	0.05288	0.00251	0.39059	0.01835	0.05356	0.00089	0.35	323	104	335	13	336	5	100	1	27666	30	2651	125
	mce342-29	0.06877	0.00375	0.63656	0.03411	0.06711	0.00122	0.34	892	109	500	21	419	7	84	10	659	6	504	30
	mce342-30	0.05905	0.00401	0.46669	0.03111	0.05730	0.00118	0.31	569	141	389	22	359	7	92	4	1091	16	391	20

	142-1	0 06104	0 00206	0.24169	0 00793	0 02880	0.00038	0.40	641	71	220	6	183	2	83	16	1630	6	9019	232
	142-2	0 05480	0 00183	0.36425	0 01180	0 04835	0.00063	0.40	404	72	315	9	304	4	97	1	35137	11	7243	313
	142-3	0 05624	0 00203	0.32962	0 01156	0 04263	0.00058	0.39	461	78	289	9	269	4	93	8	2872	11	5373	205
	142-4	0 06383	0 00231	0.13548	0 00477	0 01544	0.00021	0.39	736	75	129	4	99	1	77	12	1181	13	9153	126
	142-5	0 05359	0 00184	0.29067	0 00969	0 03945	0.00052	0.40	354	75	259	8	249	3	96	4	7797	7	7887	278
	142-6	0 05521	0 00187	0.31774	0 01048	0 04185	0.00055	0.40	421	74	280	8	264	3	94	11	3441	8	9026	337
	142-7	0 05705	0 00201	0.23000	0 00789	0 02931	0.00039	0.39	493	76	210	7	186	2	89	12	2097	2	8568	224
	142-8	0 05281	0 00180	0.20863	0 00693	0 02873	0.00038	0.40	320	76	192	6	183	2	95	2	14431	14	10033	257
	142-9	0 05751	0 00223	0.31538	0 01191	0 03987	0.00056	0.37	511	83	278	9	252	3	91	5	3269	2	4095	146
	142-10	0 05911	0 00190	0.30144	0 00943	0 03707	0.00048	0.41	571	68	268	7	235	3	88	69	1754	11	32613	1079
	142-11	0 05245	0 00189	0.27022	0 00950	0 03744	0.00051	0.39	305	80	243	8	237	3	98	3	6712	12	5382	179
	142-12	0 05495	0 00195	0.30533	0 01055	0 04038	0.00055	0.39	410	77	271	8	255	3	94	1	32946	8	8168	294
	142-13	0 05298	0 00190	0.23799	0 00835	0 03264	0.00045	0.39	328	80	217	7	207	3	96	8	3006	13	7378	214
	142-14	0 05315	0 00186	0.27349	0 00933	0 03739	0.00051	0.40	335	77	246	7	237	3	96	4	7553	7	8095	269
	142-15	0 05422	0 00196	0.27383	0 00965	0 03670	0.00050	0.39	380	79	246	8	232	3	95	6	4413	6	7231	236
	142-16	0 05604	0 00198	0.37099	0 01282	0 04809	0.00066	0.40	454	77	320	9	303	4	95	1	26698	9	5565	238
	142-17	0 06027	0 00233	0.50780	0 01916	0 06121	0.00087	0.38	613	81	417	13	383	5	92	1	22525	6	3690	201
	142-18	0 05588	0 00198	0.28557	0 00989	0 03712	0.00051	0.40	447	77	255	8	235	3	92	10	3015	7	8147	269
	142-19	0 07157	0 00258	0.17760	0 00623	0 01803	0.00025	0.40	974	72	166	5	115	2	69	30	687	3	11465	184
	142-20	0 05427	0 00202	0.29626	0 01078	0 03965	0.00055	0.38	382	81	264	8	251	3	95	1	25453	12	6442	227
	142-21	0 05329	0 00198	0.27794	0 01008	0 03787	0.00053	0.39	341	82	249	8	240	3	96	5	5684	8	7544	253
	142-22	0 05598	0 00210	0.36818	0 01351	0 04776	0.00068	0.39	451	81	318	10	301	4	94	7	3692	11	5442	230
	142-23	0 05372	0 00200	0.32225	0 01171	0 04356	0.00062	0.39	359	82	284	9	275	4	97	9	7210	9	14986	578
	142-24	0 05269	0 00230	0.33582	0 01433	0 04628	0.00070	0.35	315	96	294	11	292	4	99	4	4317	13	3755	154
	142-25	0 05332	0 00206	0.34114	0 01289	0 04645	0.00067	0.38	343	85	298	10	293	4	98	4	8242	12	7144	294
	142-26	0 05500	0 00228	0.34110	0 01380	0 04502	0.00067	0.37	412	89	298	10	284	4	95	4	3960	3	3542	141
	142-27	0 05336	0 00208	0.35225	0 01343	0 04793	0.00069	0.38	344	86	306	10	302	4	98	1	33171	7	6971	296
	142-28	0 05538	0 00237	0.30617	0 01279	0 04014	0.00061	0.36	427	93	271	10	254	4	94	1	14293	5	3588	127
	142-29	0 05388	0 00211	0.34560	0 01326	0 04656	0.00068	0.38	366	86	301	10	293	4	97	3	8810	9	5721	236
	142-30	0 05340	0 00214	0.34665	0 01360	0 04712	0.00069	0.37	346	88	302	10	297	4	98	1	30104	10	6441	268

	mce281a-1	0 05479	0 00327	0.28673	0 01669	0 03795	0.00067	0.30	404	128	256	13	240	4	94	4	5190	2	3115	103
	mce281a-2	0 05780	0 00290	0.57471	0 02806	0 07209	0.00117	0.33	522	107	461	18	449	7	97	1	10790	6	852	54
	mce281a-3	0 05297	0 00211	0.32103	0 01242	0 04394	0.00063	0.37	328	88	283	10	277	4	98	9	2977	7	3469	133
	mce281a-4	0 05240	0 00206	0.37988	0 01451	0 05257	0.00075	0.37	303	87	327	11	330	5	101	1	21984	28	2379	109
	mce281a-5	0 06207	0 00362	0.76056	0 04317	0 08885	0.00161	0.32	677	120	574	25	549	10	96	1	3779	2	242	19
	mce281a-6	0 05283	0 00213	0.32541	0 01275	0 04466	0.00065	0.37	322	89	286	10	282	4	98	4	4653	10	2368	93
	mce281a-7	0 05039	0 00227	0.36559	0 01604	0 05261	0.00080	0.35	213	101	316	12	331	5	104	8	2936	4	2537	117
	mce281a-8	0 05577	0 00280	0.56338	0 02753	0 07325	0.00119	0.33	443	108	454	18	456	7	100	4	1012	2	314	20
	mce281a-9	0 05432	0 00239	0.33114	0 01417	0 04421	0.00067	0.35	384	95	290	11	279	4	96	11	1829	3	2584	100
	mce281a-10	0 05465	0 00243	0.32702	0 01411	0 04339	0.00066	0.35	398	96	287	11	274	4	95	1	26499	2	3466	132
	mce281a-11	0 05208	0 00223	0.38326	0 01595	0 05337	0.00081	0.36	289	95	329	12	335	5	102	1	24575	28	2609	122
	mce281a-12	0 05388	0 00406	0.20067	0 01471	0 02701	0.00056	0.28	366	161	186	12	172	4	93	1	13414	0.4	2814	67
	mce281a-13	0 05393	0 00236	0.25750	0 01093	0 03463	0.00053	0.36	368	95	233	9	219	3	94	12	2070	5	4062	124
	mce281a-14	0.07523	0.00327	0.46537	0.01963	0.04486	0.00070	0.37	1075	85	388	14	283	4	73	52	603	6	3955	156
	mce281a-15	0.07569	0.00375	0.54958	0.02640	0.05265	0.00089	0.35	1087	96	445	17	331	5	74	20	389	5	837	39
	mce281a-16	0 05414	0 00254	0.33490	0 01523	0 04486	0.00072	0.35	377	102	293	12	283	4	96	1	19888	6	2508	99
	mce281a-17	0 05269	0 00246	0.34670	0 01567	0 04772	0.00077	0.36	315	103	302	12	301	5	99	8	2807	14	2661	112
	mce281a-18	0 05378	0 00256	0.26033	0 01203	0 03510	0.00057	0.35	362	103	235	10	222	4	95	3	6589	10	3183	98
	mce281a-19	0 05214	0 00252	0.37697	0 01766	0 05243	0.00086	0.35	291	107	325	13	330	5	101	5	5220	29	2813	130
	mce281a-20	0 05499	0 00344	0.40232	0 02444	0 05306	0.00101	0.31	412	134	343	18	333	6	97	6	1015	10	649	30
	mce281a-21	0 05319	0 00279	0.32512	0 01648	0 04433	0.00078	0.35	337	114	286	13	280	5	98	5	4295	10	2732	107
	mce281a-22	0 05121	0 00282	0.37966	0 02024	0 05377	0.00097	0.34	250	122	327	15	338	6	103	9	1202	5	1135	54
	mce281a-23	0 05335	0 00288	0.32518	0 01700	0 04420	0.00079	0.34	344	117	286	13	279	5	98	1	27085	11	3454	135
	mce281a-24	0 05043	0 00294	0.33360	0 01883	0 04796	0.00090	0.33	215	130	292	14	302	6	103	1	18441	17	2166	92
	mce281a-25	0 05744	0 00350	0.56335	0 03322	0 07113	0.00138	0.33	508	129	454	22	443	8	98	1	10235	16	811	51
	mce281a-26	0 05151	0 00291	0.37529	0 02050	0 05284	0.00098	0.34	264	125	324	15	332	6	103	1	20553	17	2190	102
	mce281a-27	0 05071	0 00293	0.36754	0 02051	0 05256	0.00099	0.34	228	128	318	15	330	6	104	3	5877	20	1888	88
	mce281a-28	0 05471	0 00316	0.25809	0 01440	0 03421	0.00065	0.34	400	124	233	12	217	4	93	4	5355	6	3523	107
	mce281a-29	0 04877	0 00326	0.35234	0 02279	0 05239	0.00107	0.32	137	150	307	17	329	7	107	1	4985	8	535	25
	mce281a-30	0 05135	0 00306	0.36951	0 02128	0 05217	0.00102	0.34	257	132	319	16	328	6	103	1	22131	29	2385	110

	mce324v-1	0.06804	0.00299	0.78667	0.03376	0.08387	0.00130	0.36	870	89	589	19	519	8	88	5	1018	10	317	23
	mce324v-2	0.05877	0.00230	0.60537	0.02321	0.07473	0.00107	0.37	558	83	481	15	465	6	97	4	1631	13	456	30
	mce324v-3	0.07206	0.00237	0.96365	0.03102	0.09701	0.00131	0.42	988	66	685	16	597	8	87	13	1018	3	712	61
	mce324v-5	0.08918	0.00443	0.91844	0.04412	0.07470	0.00131	0.37	1408	92	662	23	464	8	70	12	302	10	253	17
	mce324v-6	0.17258	0.00504	4.77309	0.13590	0.20062	0.00271	0.47	2583	48	1780	24	1179	15	66	77	230	16	460	82
	mce324v-7	0.15643	0.00564	1.90904	0.06612	0.08853	0.00138	0.45	2417	60	1084	23	547	8	50	30	196	16	347	27
	mce324v-8	0.07234	0.00291	1.33643	0.05253	0.13402	0.00200	0.38	996	80	862	23	811	11	94	4	1560	1	243	29
	mce324v-9	0.06734	0.00354	0.71426	0.03650	0.07694	0.00132	0.34	848	106	547	22	478	8	87	4	819	11	222	15
	mce324v-10	0.07240	0.00278	0.95939	0.03588	0.09613	0.00140	0.39	997	76	683	19	592	8	87	14	781	2	592	50
	mce324v-11	0.18414	0.00575	8.87190	0.27040	0.34952	0.00477	0.45	2691	51	2325	28	1932	23	83	7	2702	3	281	87
	mce324v-12	0.10532	0.00491	1.51347	0.06816	0.10425	0.00180	0.38	1720	83	936	28	639	11	68	10	353	3	176	16
	mce324v-13	0.08420	0.00371	1.98685	0.08515	0.17119	0.00276	0.38	1297	83	1111	29	1019	15	92	2	2043	1	124	19
	mce324v-14	0.12422	0.00521	1.78838	0.07233	0.10444	0.00171	0.40	2018	73	1041	26	640	10	62	26	219	3	283	26
	mce324v-15	0.08352	0.00372	0.84162	0.03640	0.07310	0.00117	0.37	1281	85	620	20	455	7	73	10	581	3	412	27
	mce324v-16	0.06757	0.00365	0.72163	0.03792	0.07748	0.00135	0.33	855	108	552	22	481	8	87	5	793	4	265	18
	mce324v-17	0.06508	0.00274	1.14123	0.04693	0.12723	0.00192	0.37	777	86	773	22	772	11	100	1	11319	2	461	52
	mce324v-18	0.06506	0.00270	1.14762	0.04639	0.12796	0.00192	0.37	776	85	776	22	776	11	100	3	4108	2	499	57
	mce324v-19	0.20844	0.00823	2.52224	0.09576	0.08779	0.00142	0.43	2893	63	1279	28	543	8	42	77	73	6	332	26
	mce324v-20	0.22846	0.00818	11.75266	0.40947	0.37322	0.00540	0.42	3041	56	2585	33	2045	25	79	9	3586	4	448	149
	mce324v-21	0.06442	0.00334	0.73678	0.03711	0.08298	0.00140	0.33	756	106	561	22	514	8	92	3	1308	4	245	18
	mce324v-22	0.14110	0.00564	7.44036	0.28904	0.38261	0.00577	0.39	2241	68	2166	35	2089	27	96	5	5628	2	380	130
	mce324v-23	0.08925	0.00530	0.95695	0.05494	0.07780	0.00152	0.34	1410	110	682	29	483	9	71	10	297	1	197	14
	mce324v-24	0.06848	0.00386	0.74861	0.04096	0.07932	0.00143	0.33	883	112	567	24	492	9	87	1	4978	3	324	23
	mce324v-25	0.39550	0.01700	6.10552	0.25216	0.11202	0.00187	0.40	3892	63	1991	36	685	11	34	310	41	1	590	59
	mce324v-26	0.06171	0.00363	0.91825	0.05255	0.10798	0.00196	0.32	664	121	661	28	661	11	100	3	986	2	141	14
	mce324v-27	0.06050	0.00336	0.80669	0.04359	0.09676	0.00170	0.33	621	116	601	25	595	10	99	1	5911	2	315	27
	mce324v-28	0.05927	0.00322	0.79837	0.04211	0.09776	0.00169	0.33	577	114	596	24	601	10	101	1	7065	1	373	33
	mce324v-29	0.09152	0.00503	0.97343	0.05172	0.07719	0.00141	0.34	1457	101	690	27	479	8	69	14	464	9	434	30
	mce324v-30	0.09899	0.00480	3.18361	0.14943	0.23338	0.00392	0.36	1605	88	1453	36	1352	21	93	1	8087	2	179	37

E.5. U-Pb zircon analyses

Belledonne NE area

Sept-Laux granites.

Two facies from the Sept-Laux granite have been sampled (Figure E2C). The sample MCE39 corresponds to the outer facies (45°12'38.79"N; 6°3'47.94"E) which is a porphyritic biotite granite with some muscovite (Barfety et al., 2000). The sample MCE33 comes from to the inner facies of the *Sept-Laux* massif (45°12'46.03"N; 6°4'7.84"E). It is a middle to fine grain granite with biotite (Barfety et al., 2000). 100-200µm sized zircons grains present a prismatic and elongated shape displaying oscillatory zoning. 21 U-Pb analyses have been performed on 21 grains from sample MCE39 (Figure E2C, E3.1A.), and 12 concordant analysis allow us to determine an age at 348±3 Ma (MSWD of 0.72 for n=12; Figure E3.1B)., Two zircon cores yield an inherited concordant age at around 485 Ma (Figure E3.1A Table E1).

Zircons grains from MCE33 display a prismatic shape with oscillatory zoning and rare homogeneous grain. Sizes are in the range 100-150µm. 27 analyses on 27 grains have been done (Figure E2C, E3.2A.). Based on 4 concordant and 5 contaminated analyses by common Pb, an intercept age at 324±2 Ma (MSWD 0.38 for n= 9) can be calculated. One concordant zircon display an age at 349 ± 4 Ma (Figure E3.2A, Table E1). Moreover, several zircons yield inherited ages at 450-470 Ma and 550-570 Ma..

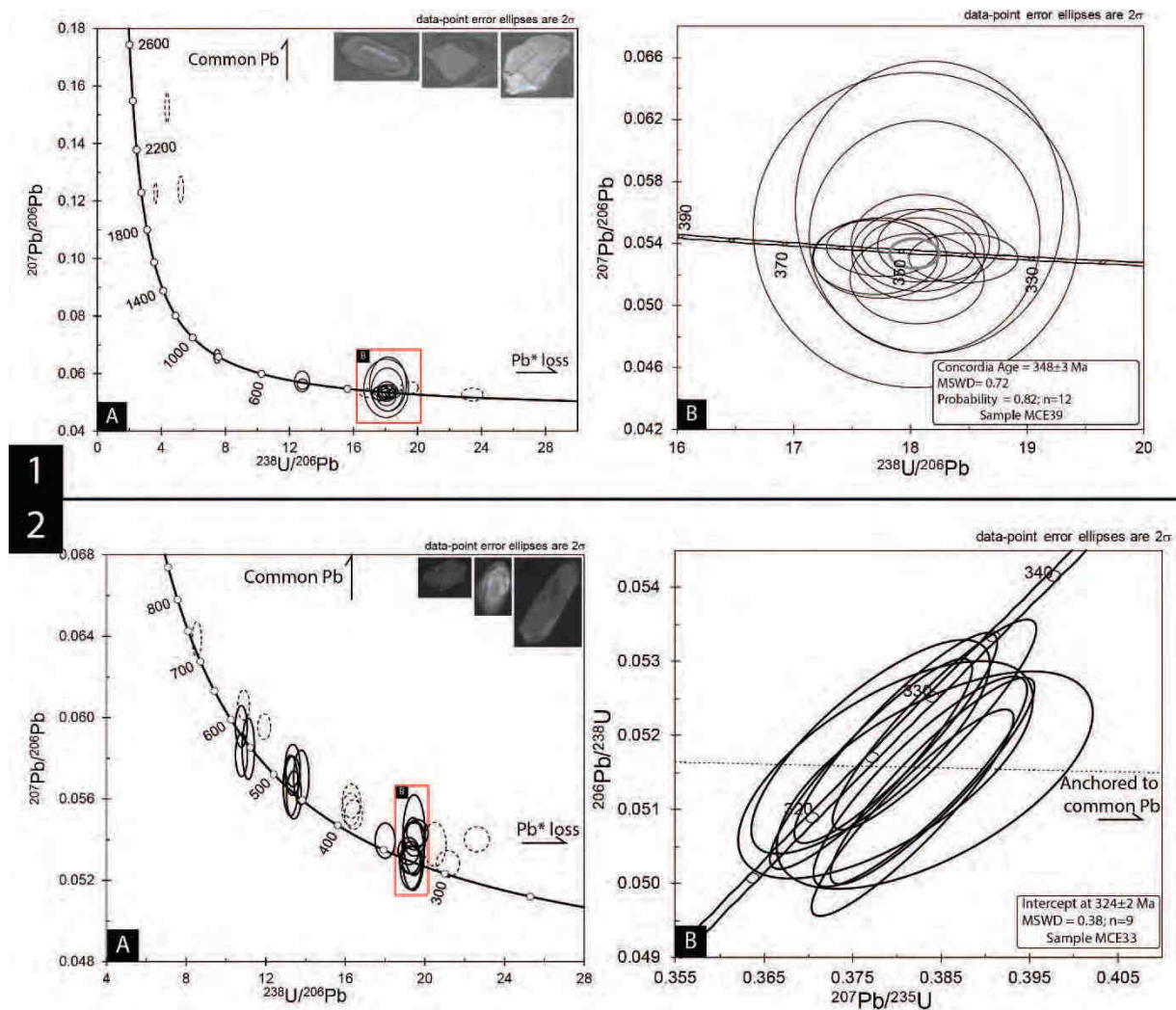


Figure E3. U-Pb ages of samples from the Sept-Laux granite (Belledonne NE) (Location on figure E2C). 1A: Tera-Wasserburg diagram reporting the zircon U-Pb data from samples MCE39 (45°12'38.79"N; 6°3'47.94"E) and a selection of representative cathodoluminescence images of extracted zircons. 1B: Tera-Wasserburg diagram of concordant spot indicating an age at 348±3 Ma. 2A: Tera-Wasserburg diagram reporting the zircon U-Pb data from samples MCE33 (45°12'46.03"N; 6°4'7.84"E) and a selection of representative Cathodoluminescence images of extracted zircons. 2B: Concordia diagram indicating an intercept age at 324±2 Ma.

*Grandes Rousses massif area
Roche Noire-La Fare Granite*

The *Roche Noire-La Fare* granite contains biotite and some muscovite. Two facies are distinguished: a fine grain and a coarse grain facies with some orthoclase (Barfety et al., 1972; Debon and Lemmet, 1999). Zircon from sample MCE150, from the fine grained facies (Figure E2B, 4.1A, 45°9'48.93"N; 6°6'9.33"E), is characterized by 50-200µm size elongated prismatic grains with a well-marked oscillating zoning. 24 U-Pb analyses have been performed on 24

grains. 5 concordant analyses allow us to estimate an age at 332 ± 3 Ma (MSWD 1.4; $n=5$; Figure E4.1B) and 11 sub-concordant others yield an intercept age at 310 ± 5 Ma (MSWD 0.35, $n= 11$; Figure E4.1C). Unfortunately, these two populations of ages do not correspond to any specific types of shape, zoning or U-Th ratio (Table E1). One additional concordant analysis yields an inherited age at ca. 545 Ma (Figure E4.1A; Table1)

Sample MCE42 is the coarse grain facies of the *Roche Noire-La Fare* granite (Figure 2B, $45^{\circ}6'48.21''N$; $6^{\circ}4'45.92''E$). The extracted zircon grains with size ranging between 200 and $400\mu m$ display a various shapes, from elongated prism presenting oscillatory zoning to rounded grains holding a complex zoning (Figure E4.2A), and broken grains. 23 U-Pb analyses have been performed on 20 grains. Many analyses show combined common Pb assimilation and Pb loss (Figure E4.2A). However, based on six sub-concordant analyses, an intercept age at 308 ± 3 Ma can be calculated (MSWD = 0.59, $n=6$; Figure E4.2B). Each of these analyses were used to determine this intercept age are correspond prismatic zircons with oscillating zoning. Two inherited zircon grains display a concordant age at ca. 570 Ma (Figure 4.2A; Table 1).

The sample MCE152 is a deformed medium grain facies of the *Roche Noire-La Fare* (Figure E2B, 4.3A, $45^{\circ}9'56.44''N$; $6^{\circ}6'9.08''E$). Zircon grains ($150-200\mu m$) are more or less elongated, and present an oscillatory zoning. Some grains hold numerous inclusions within their core and display a complex zonation. Based on 21 U-Pb analyses on 20 grains, some of these recording both important Pb loss and common Pb contamination, an intercept age at 305 ± 3 Ma (MSWD 0.31; $n=6$; Figure E4.3B) can be calculated from 6 U-Pb sub-concordant analyses. One zircon grain yields an inherited age at ca. 550 Ma (Figure E4.3A; Table E1).

Alpetta granite

The *Alpetta granite* is a medium to fine grain with biotite and muscovite granite. (Debon and Lemmet, 1999). The fine-grained facies have been sampled and dated with U-Pb method on zircon (MCE151, Figure E2B, E4.4A $45^{\circ}9'52.07''N$; $6^{\circ}6'8.02''E$). Zircon from the sample MCE151 is characterized by sizes varying in the range $100-250\mu m$ and presenting prismatic shapes with oscillatory or patchy zoning. Some grains holds a very thin rim ($<10\mu m$). 25 U-Pb analyses have been performed on 21 grains (Figure E4.4A) and 18 concordant analyses allow

us to estimate and age 339 ± 2 Ma (MSWD 1.01; $n=18$; Figure E4.3B). Cores of 4 different grains give inherited ages at ca. 425 Ma, 490 Ma, 560 Ma and 2.0 Ga (Figure E4.4A, Table E1).

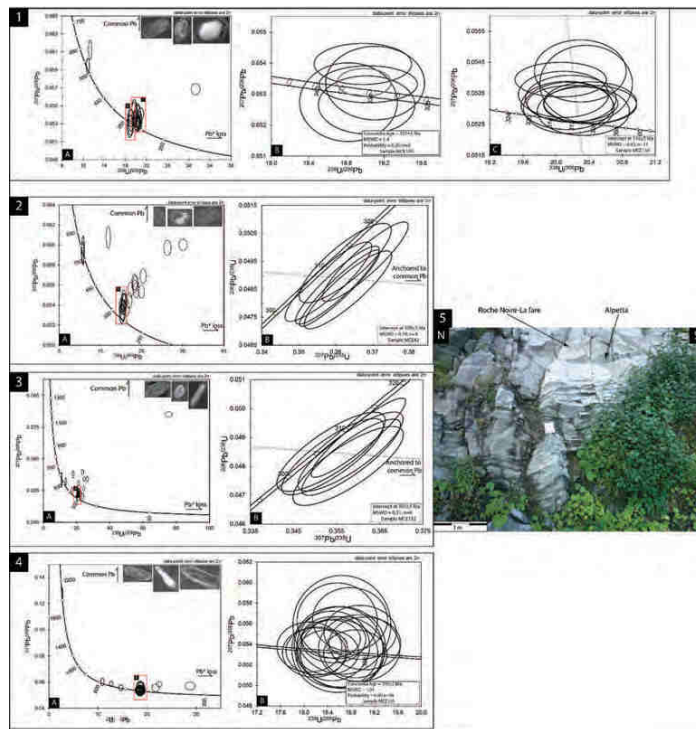


Figure E4. U-Pb age of samples from the Grandes Rousses massif (Location on figure E2B). 1A: Tera-Wasserburg diagram reporting the zircon U-Pb data from sample MCE150 (Roche Noire-La Fare granite; 45° 9'48.93"N; 6° 6'9.33"E) and a selection of representative cathodoluminescence images of extracted zircons. 1B: Tera-Wasserburg diagrams of concordant spot indicating an age at 332±3 Ma. 1C: Tera-Wasserburg diagram indicating an intercept age at 310±5 Ma. 2A: Tera-Wasserburg diagram reporting the zircon U-Pb data from sample MCE42 (Roche Noire-La Fare granite; 45° 6'48.21"N; 6° 4'45.92"E) and a selection of representative cathodoluminescence images of extracted zircons. 2B: Concordia diagram indicating an intercept age at 308±3 Ma. 3A: Tera-Wasserburg diagram reporting the zircon U-Pb data from sample MCE152 (Roche Noire-La Fare granite; 45° 9'56.44"N; 6° 6'9.08"E) and a selection of representative cathodoluminescence images of extracted zircons. 3B: Concordia diagram indicating an intercept age at 305±3 Ma. 4A: Tera-Wasserburg diagram reporting the zircon U-Pb data from sample MCE151 (Alpetta granite; 45° 9'52.07"N; 6° 6'8.02"E) and a selection of representative cathodoluminescence images of extracted zircons. 4B: Tera-Wasserburg diagram of concordant spot indicating an age at 339±2 Ma. 5: Outcrop photograph showing the relation between the Roche-Noire la Fare granite and the Alpetta granite.

Pelvoux massif area
Rochail granite

The *Rochail* granite consists mainly in a fine grained granite with biotite ± muscovite and a border facies with coarse potassic feldspar (Barfety et al., 1972; Debon and Lemmet, 1999). Sample MCE181 have been sampled in the dominant fine grained facies (Figure E2A, 45°1'49.91"N; 6°2'47.64"E). Zircon grains presents various sizes (50-350 µm), and shapes (prismatic, rounded, broken) with complex zoning. Some displays thin rims, probably metamorphic. 19 U-Pb analyses have been performed on 17 grains (Figure E5.1A). 8 concordant analyses allow us to determinate an age at 337±3 Ma (MSWD 1.1, n=8; Figure E5.1B). Two rims yield to a concordant age at 320±5Ma, whereas, the cores of the same grains show concordant inherited age at 551 Ma, 422 Ma (Figure E5.1A, Table E1).

Zircon grains from the sample MCE182 (border facies) are prismatic, sometime broken and displays oscillatory zoning or patchy zoning. 30 U-Pb analyses have been performed on 26 grains (Figure E2A, E5.2A). Many zircon records important Pb loss and/or common Pb assimilation. (Figure E5.2.A). However, four concordant analyses yield to an age at 336±6 Ma (MSWD 0.44, n=4; Figure E5.2B). Several inherited age at ca. 700 Ma, 470-480 Ma and 430 Ma were also obtained (Figure E5.2B, Table E1).

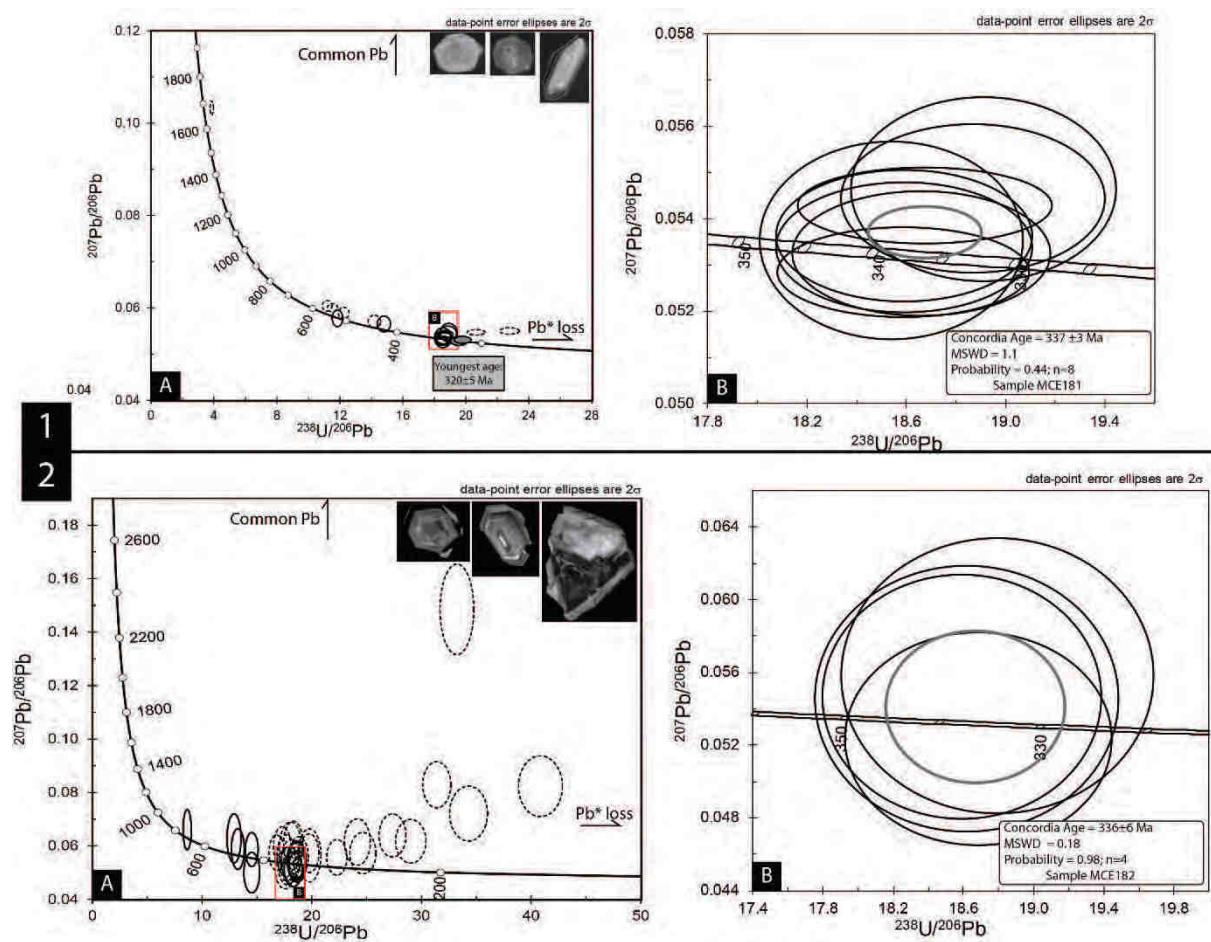


Figure E5. U-Pb ages of samples from the Rochail granite (Location on figure E2B). 1A: Tera-Wasserburg diagram reporting the zircon U-Pb data from sample MCE181 ($45^{\circ}1'49.91''\text{N}$; $6^{\circ}2'47.64''\text{E}$) and a selection of representative cathodoluminescence images of extracted zircons. 1B: Tera-Wasserburg diagram of concordant spot indicating an age at 337 ± 3 Ma. 2A: Tera-Wasserburg diagrams reporting the zircon U-Pb data from sample MCE182 ($45^{\circ}1'32.04''\text{N}$; $6^{\circ}2'55.87''\text{E}$) and a selection of representative cathodoluminescence images of extracted zircons. 2B: Tera-Wasserburg diagram of concordant spot indicating an age at 336 ± 6 Ma.

Cray Granite

The *Cray* granite is a fine-grained granite with cordierite, biotite, muscovite, and \pm garnet (Barfety et al., 1982; Debon and Lemmet, 1999). 24 analyses on 22 zircon grains have been performed from the sample MCE183b (Figure E2A, 6A, $44^{\circ}56'46.95''\text{N}$; $6^{\circ}14'39.44''\text{E}$). Zircon grains are characterized by a prismatic shape with oscillatory zoning and sizes in the range $50\text{-}150\mu\text{m}$. Seven concordant analyses allow us to calculate a concordant age at 272 ± 4 Ma ($\text{MSWD} 1.9$, $n=7$; Figure E6B). Two additional concordant analyses allow us to determine an inherited age at 301 ± 2 Ma (Figure E6A). Several older other inherited ages are obtained from concordant analyses at ca. 400 Ma, 420 Ma, 450 Ma.

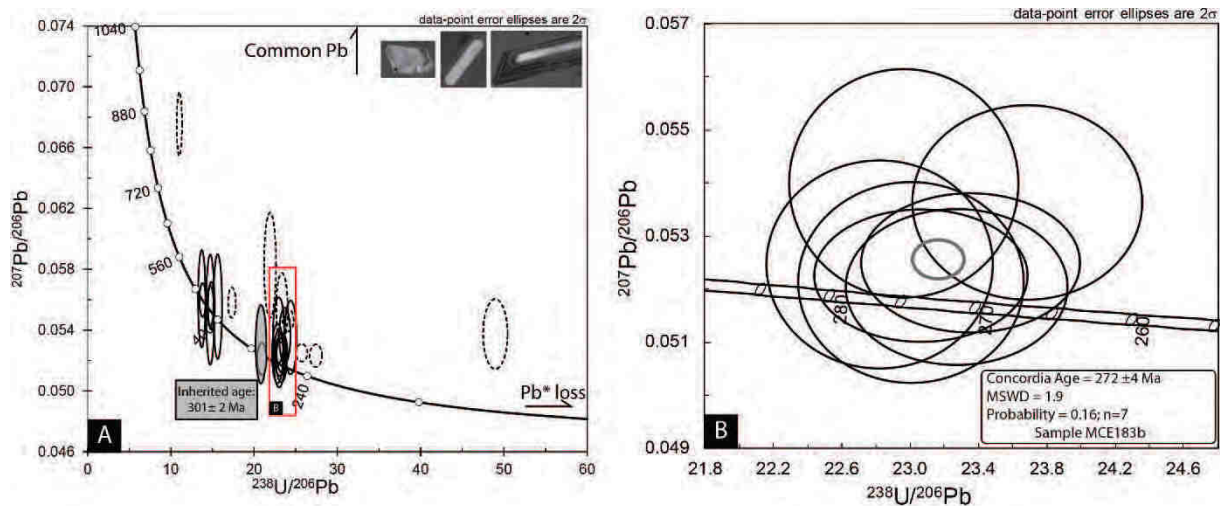


Figure E6. U-Pb ages of sample from the Cray granite. (Location on figure E2B). A: Tera-Wasserburg diagram reporting the zircon U-Pb data from sample MCE183b (44°56'46.95"N; 6°14'39.44"E) and a selection of representative cathodoluminescence images of extracted zircons. Note the inherited age at 301±2 Ma. B: Tera-Wasserburg diagram of concordant spot indicating an age at 272±4 Ma.

Bérarde-Promontoire granite

The *Bérarde-Promontoire* granite consists to a coarse to medium-grained granite with biotite and ± muscovite (Barfety et al., 1982; Debon and Lemmet, 1999). Sample MCE168 (See location on figure E2A, 44°56'15.86"N; 6°17'40.42"E) displays a slight foliation. Zircons grains from the sample MCE168 displays a prismatic shape with oscillatory zoning, with sizes varying between 50 and 250 µm. 22 U-Pb analyses have been performed on 20 extracted grains. Many display radiogenic Pb loss (Figure E7.1A). However, five concordant analyses yield a concordant age at 301±3 Ma (MSWD 0.97, n=5; Figure E7.1B). Seven sub-concordant analyses allow us to calculate an intercept age (with common Pb values) at 278±6 Ma (MSWD 0.48, n=7; Figure E7.1C). No textural, shape, or chemical features allow us to differentiate these two populations. One inherited zircon yield an age at ca. 440 Ma (Figure E1.1A; Table E1).

The sample MCE167c comes from the coarse-grained facies. Extracted size zircon grains range from 100 to 300µm and are mainly prismatic, with oscillatory zoning. 36 U-Pb analyses on 35 extracted zircon have been performed. 3 concordant analyses yields an inherited age at 329±4 Ma (Figure E7.2A). 16 concordant analyses allow us to calculate a concordant age at 303±2 Ma (MSWD 1.3, n=16; Figure E7.2B).

1 2

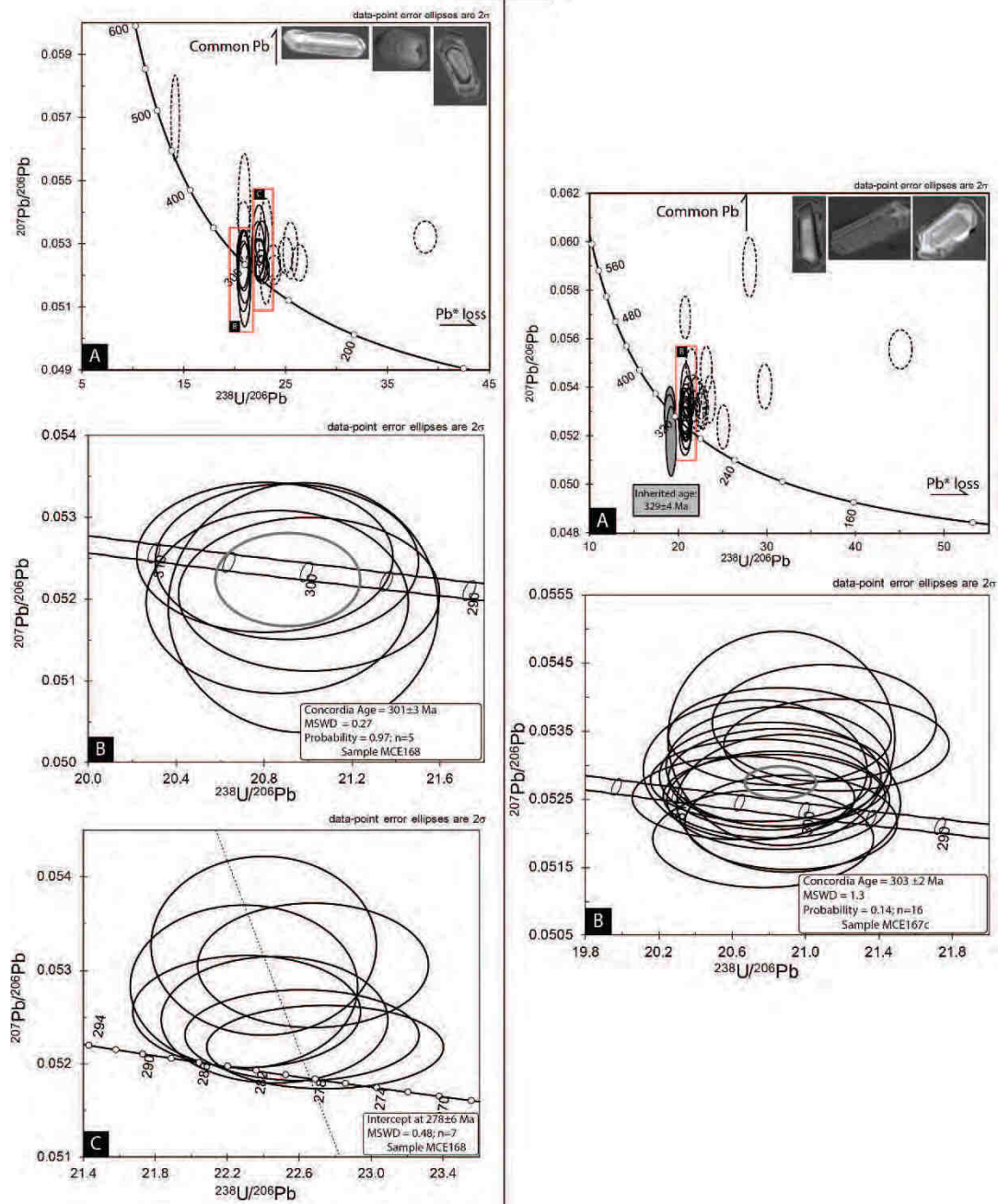


Figure E7. U-Pb ages of samples from the Bérarde-Promontoire granite (Location on figure E2B). 1A: Tera-Wasserburg diagram reporting the zircon U-Pb data from sample MCE168 (44°56'15.86"N; 6°17'40.42"E) and a selection of representative cathodoluminescence images of extracted zircons. 1B: Tera-Wasserburg diagram of concordant spot indicating an age at 301±3 Ma. 1C: Tera-Wasserburg indicating an intercept age at 278±6 Ma. 2A: Tera-Wasserburg diagrams reporting the zircon U-Pb data from sample MCE167c (44°56'18.68"N; 6°17'42.03"E) and a selection of representative cathodoluminescence images of extracted zircons. 2B: Tera-Wasserburg diagram of concordant spot indicating an age at 303±2 Ma.

Granitic body and dyke crosscutting the Pelvoux migmatite

Sample MCE283a is a dyke of granite with biotite and fine-grained (See location on Figure E2A, 44°55'41.98"N; 6°24'34.60"E). Zircon grains are characterized by sizes between 50 and 150 μm and by a rounded or prismatic shape with oscillatory zoning. 30 analyses on 20 zircon grains have been performed. Several zircon grains record Carboniferous age (Figure 8.1B), 5 concordant analyses display an age at 331 ± 5 Ma (MSWD 0.39, n=5; Figure E8.1C) and 7 yield a concordant age at 308 ± 4 Ma (MSWD 0.12, n=7; Figure E8.1D). Several cores yield inherited age at ca. 910 Ma, 530 Ma, 465 ± 8 (MSWD 0.23, n=4), Ma and 420-375 Ma (Figure E8.1A, Table E1).

Sample MCE283b is a small granite body (several meters square) with biotite (see location on figure E2A, 44°55'41.98"N; 6°24'34.60"E). Zircon grains display prismatic shape more or less elongated with oscillatory zoning and are sized between 100-250 μm . 30 analyses on 26 zircon grains have been made. (Figure E8.2A). Several analyses lead to Carboniferous ages (Figure E8.2B): 4 discordant analyses allow us to define an intercept age at 331 ± 12 Ma (MSWD 0.048, n=4; Figure E8.2C) and 4 others yield to an intercept age at 288 ± 13 Ma (MSWD Figure E8.2D). Inherited ages spread in the range 430-490 Ma, and two additional at ca. 490 Ma and ca. 585 Ma.

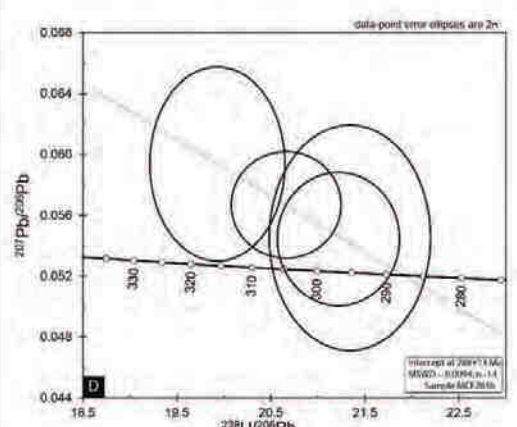
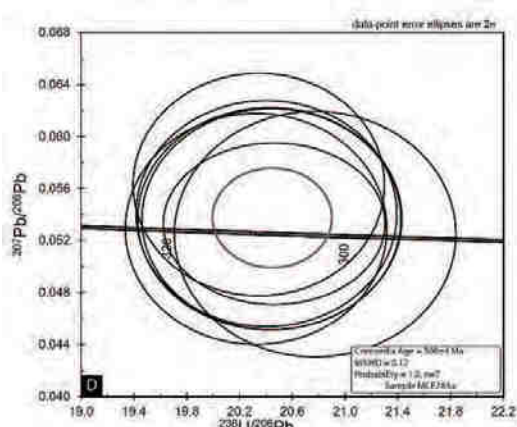
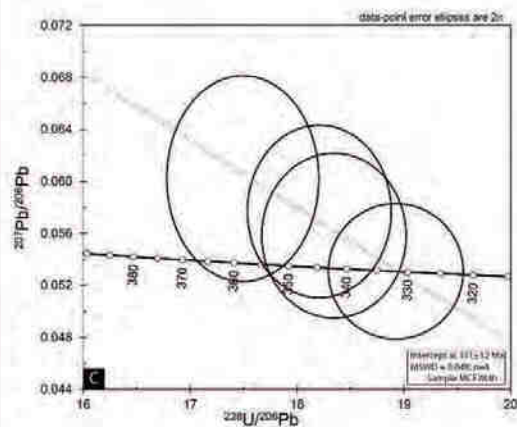
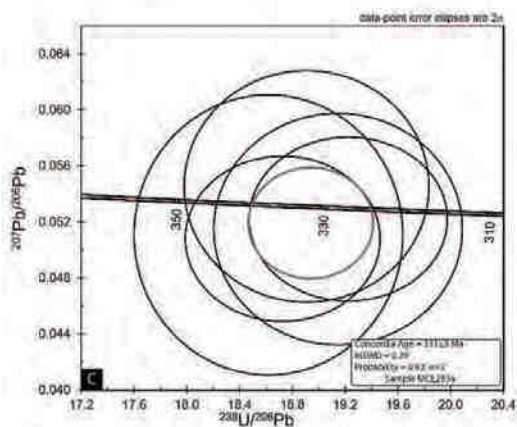
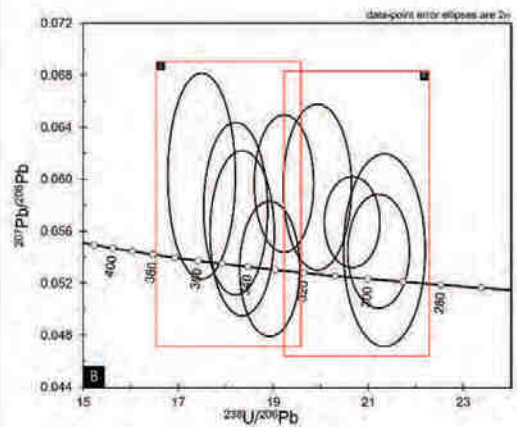
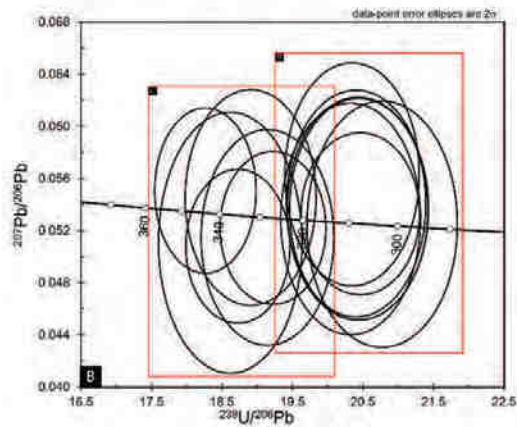
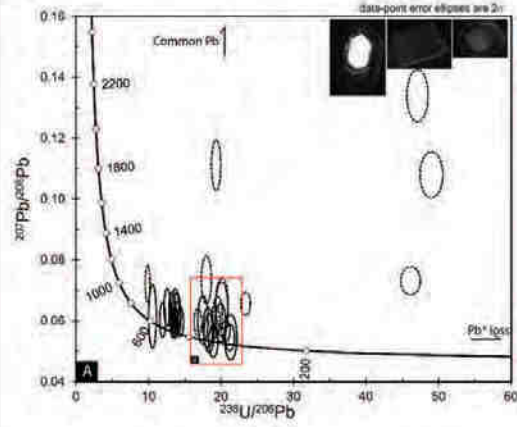
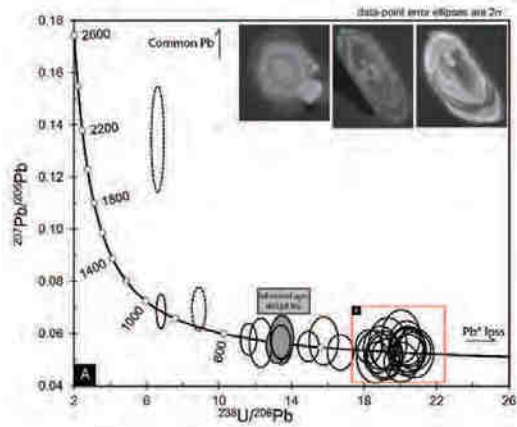


Figure E8. U-Pb ages of zircon within granitic dike and granite (Location on figure E2B). 1A: Tera-Wasserburg diagrams reporting the zircon U-Pb data from sample MCE283a (44°55'41.98"N; 6°24'34.60"E) and a selection of representative Cathodoluminescence images of zircons. Note the inherited age at 465±8 Ma 1B: Tera-Wasserburg zoomed diagram showing the Carboniferous age. 1C: Tera-Wasserburg diagram of concordant spot indicating an age at 331±5 Ma. 1C: Tera-Wasserburg diagram of concordant spot indicating an age at 308±4 Ma. 2A: Tera-Wasserburg diagrams reporting the zircon U-Pb data from sample MCE283b (44°55'41.98"N; 6°24'34.60"E) and a selection of representative Cathodoluminescence images of zircons. 2B: Tera-Wasserburg zoomed diagram showing the Carboniferous age. 2C: Tera-Wasserburg diagram indicating an intercept age at 331±12 Ma. 2D: Tera-Wasserburg diagram indicating an intercept age at 288±13 Ma.

Bans granite

The *Bans* granite is a fine-grained granite with biotite and ± amphibole (Barfety et al., 1982; Debon and Lemmet, 1999). Zircon grains extracted from the sample MCE301 (Figure E2A, E9A, 44°50'17.35"N; 6°21'8.35"E) display a prismatic shape with well-marked oscillatory zoning and the presence of numerous inherited cores. 30 analyses on 26 zircon grains have been performed. 18 concordant analyses lead to a concordant age at 307±3 Ma (MSWD 0.59, n=18; Figure E9B). Inherited cores yield several ages at ca. 820 Ma, 618 Ma, 442 Ma, 415 Ma, 385 Ma and 366 Ma.

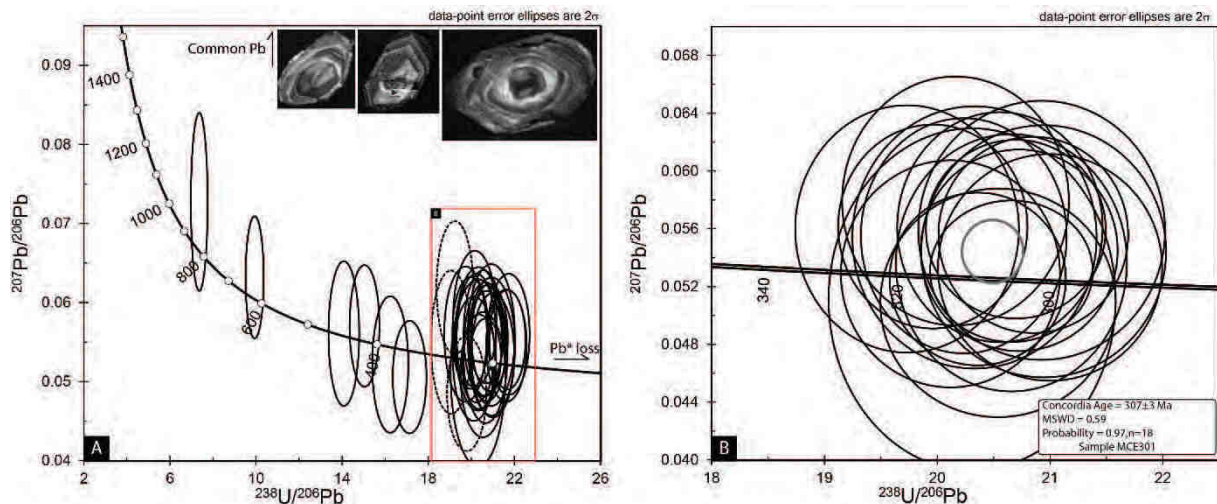


Figure E9. U-Pb ages of sample from the Bans granite. (Location on figure E2B). A: Tera-Wasserburg diagram reporting the zircon U-Pb data from sample MCE301 (44°50'17.35"N; 6°21'8.35"E) and example of cathodoluminescent images of zircons. B: Tera-Wasserburg diagram of concordant spot indicating an age at 307±3 Ma.

Riéou blanc granite

The *Riéou blanc* granite is a fine-grained granite, porphyroids in its border and with biotite and \pm muscovite (Barfety et al., 1982; Debon and Lemmet, 1999). We sample the porphyroid facies (MCE315, Figure E2A, 44°50'9.54"N; 6°22'35.56"E). 30 U-Pb analyses on 25 zircon grains have been carried (Figure E10A). Zircon grains display sizes varying from 100 to 250 μm and presenting oscillatory zoning, some with inherited cores. 20 concordant analyses allow us to calculate a concordant age at 302 ± 2 Ma (MSWD 0.65, $n=20$; Figure E10B).. Two zircon grains yield an inherited age at ca. 448Ma and ca.700 Ma.

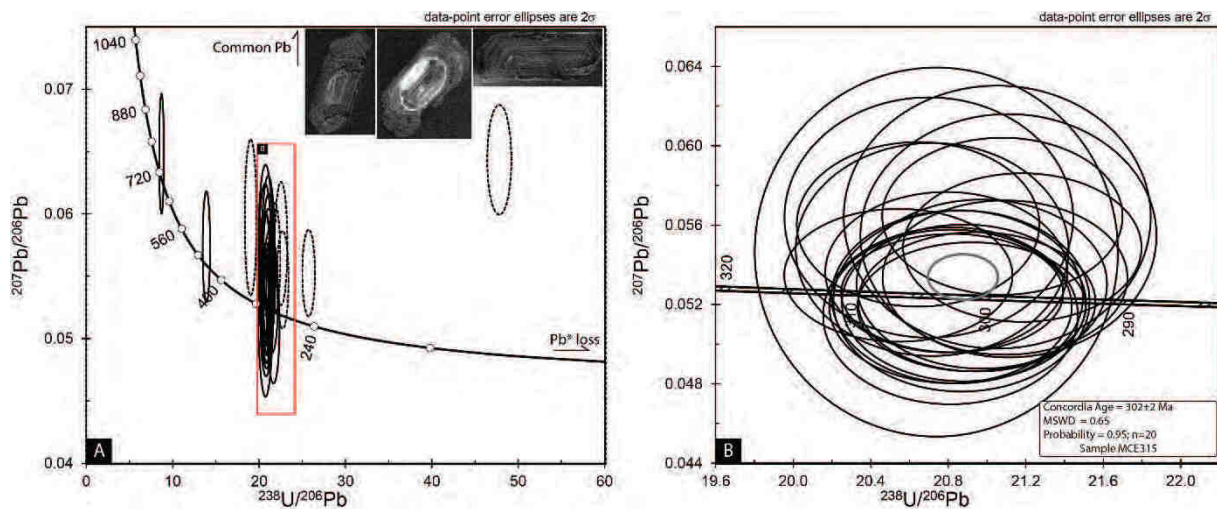


Figure E10. U-Pb ages of sample from the Riéou blanc granite. (Location on figure E2B). A: Tera-Wasserburg diagram reporting the zircon U-Pb data from sample MCE315 (44°50'9.54"N; 6°22'35.56"E) and example of cathodoluminescent images of zircons. B: Tera-Wasserburg diagram of concordant spot indicating an age at 302 ± 2 Ma.

Bourg granite

The *Bourg* granite is a fine-grained granite with biotite, \pm amphibole (Barfety et al., 1982; Debelmas et al., 1980; Debon and Lemmet, 1999). 22 zircons have been sampled within the sample MCE323v and 23 U-Pb analyses have been made (Figure E2A, E11A, 44°49'37.04"N; 6°14'28.95"E). Zircon grains are characterized by sizes varying in the range 100-250 μm and prismatic shapes with various zoning (oscillating, patchy, homogeneous). 5 concordant analyses allow us to obtain a concordant age at 316 ± 4 Ma (MSWD 0.5, $n=5$; Figure E11B). 2 concordant analyses presenting no zoning allow us to calculate an inherited age at

335±7 Ma (Figure E11A). Other inherited age at 450±8 Ma, ca. 485 Ma and ca. 615 Ma (Figure E11A, Table E1) can be obtained from cores of zircon grains.

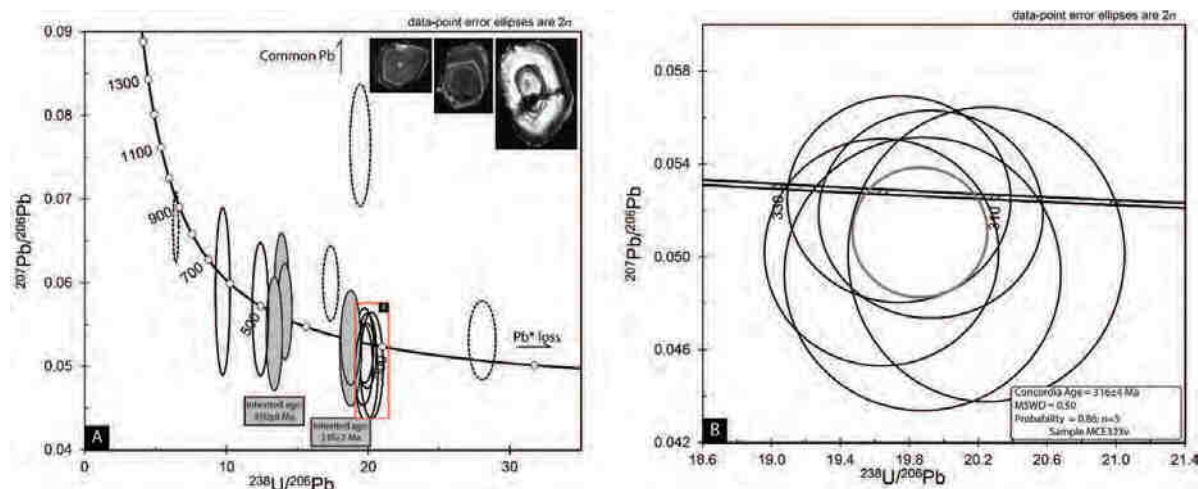


Figure E11. U-Pb ages of sample from the Bourg granite. (Location on figure E2B). A: Tera-Wasserburg diagram reporting the zircon U-Pb data from sample MCE323v (44°49'37.04"N; 6°14'28.95"E) and example of cathodoluminescent images of zircons. Note the presence of inherited ages at 450±8 Ma and 335±7 Ma. B: Tera-Wasserburg diagram of concordant spot indicating an age at 316±4 Ma.

Entraigues granite

The *Entraigues* granite is a satellite granite characterized by middle-grains size with biotite and muscovite (sample MCE342, see location on Figure E2A, 44°53'22.54"N; 5°55'54.59"E). Extracted zircon grains display various shapes and sizes (50-350µm) and present complex zoning (mixing between patchy and oscillatory zoning). 30 U-Pb analyses on 29 grains (Figure E12A) allow us to define several concordant ages at 2.9 Ga, ca. 830 Ma, 638±13 Ma (MSWD 0.61, n=2), 507±7 Ma (MSWD 0.26, n=5), ca.450, 465±7 Ma (MSWD 1.11, n=4) and 419±8 Ma (MSWD 0.065, n=2) (Figure E12B, Table E1). Carboniferous zircon (Figure E12C) allow us to determine two concordant ages: 5 concordant analyses give a concordant age at 365±5 Ma (MSWD 0.33, n=5; Figure E12D), and 4 other yield to an age at 338±5 Ma (MSWD 0.79, n=4; Figure E12E), with analyzed zircon grains from this last population which display a bulk oscillatory zoning or oscillatory zoning on the analyzed border.

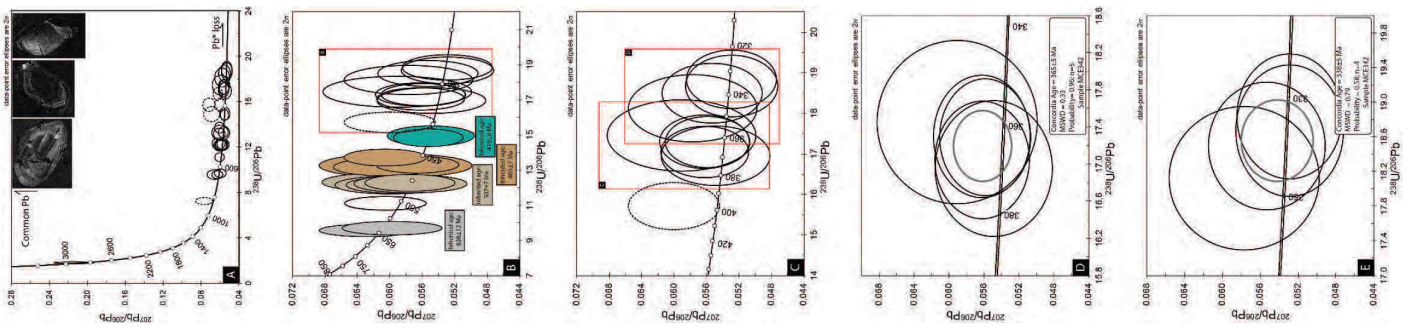


Figure E12. U-Pb ages of sample from the Entaigues granite. (Location on figure E2B). A: Tera-Wasserburg diagram reporting the zircon U-Pb data in sample MCE342 (44°53'22.54"N; 5°55'54.59"E) and a selection of representative cathodoluminescence images of extracted zircons. B: Tera-Wasserburg diagram of the inherited ages at 638 ± 138 Ma, 507 ± 7 Ma and 419 ± 8 Ma. C: Tera-Wasserburg zoomed diagram showing the Carboniferous age. D: Tera-Wasserburg diagram of concordant spot indicating an age at 365 ± 5 Ma. E: Tera-Wasserburg diagram of concordant spot indicating an age at 338 ± 5 Ma.

Etage granite

The *Etage* granite is a porphyroid granite with biotite, ± muscovite and ± garnet (Barfety et al., 1982; Debon and Lemmet, 1999). Extracted zircon grains from sample MCE142 (Figure E2A, E13A, 44°56'0.79"N; 6°12'37.50"E) are characterized by sizes varying from 100 to 150µm and present a prismatic shape with oscillatory zoning. However, due to poor polishing quality, this zoning is inconspicuous on cathodoluminescence images. 30 U-Pb analyses showing an intense Pb loss have been performed on 30 grains. 7 concordant analyses yield age at 299±3 Ma (MSWD 0.85, n=7; Figure E13B).

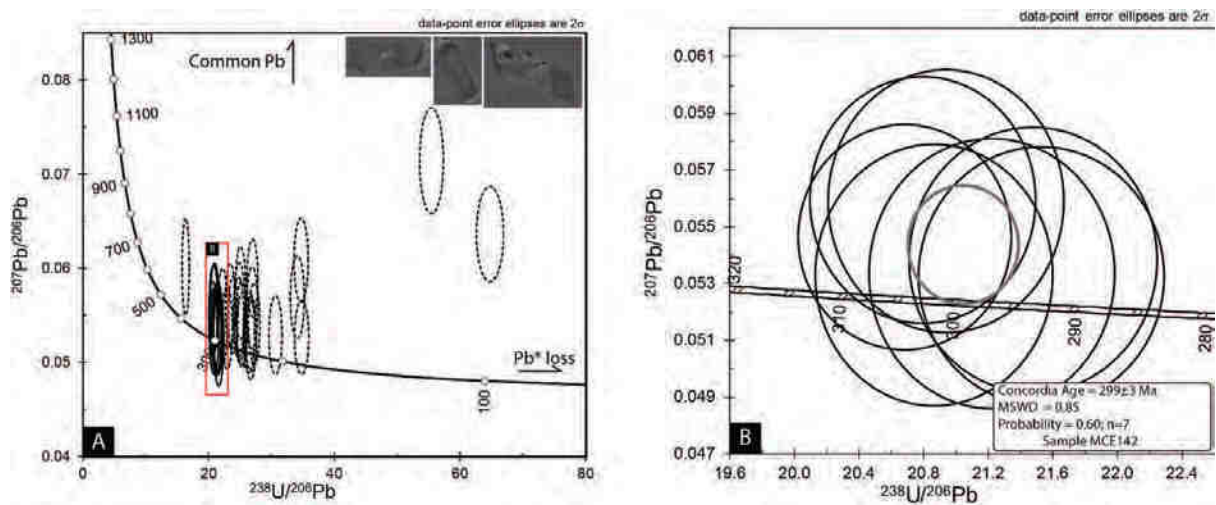


Figure E13. U-Pb ages of sample from the *Etage* granite. (Location on figure E2B). A: Tera-Wasserburg diagram reporting the zircon U-Pb data from sample MCE142 (44°56'0.79"N; 6°12'37.50"E) and a selection of representative cathodoluminescence images of extracted zircons. B: Tera-Wasserburg diagram of concordant spot indicating an age at 299±3 Ma.

Migmatite

In order to decipher the timing of the whole partial melting in this Variscan remnant, two migmatites have been sampled within the inner Pelvoux area.

The sample MCE140b (Figure 2A, 44°56'4.37"N; 6°12'55.58"E) is a migmatite with biotite (chloritized), feldspar, quartz and slightly foliated. 28 zircon grains have been analyzed, and an inherited age at 317±2 Ma (MSWD 0.42, n=4) can be calculated (Figure E14.1A). Many zircon grains record common Pb assimilation and Pb loss. However, based on 10 analyses, a concordant age can be calculated at 298±2 Ma (MSWD 0.56, n=10; Figure E14.1B). All zircon grains yielding an age at ca. 300 Ma are characterized by small sizes (50µm), prismatic shape

and no observable zoning, while the prismatic zircon grains providing an age a ca. 320 Ma are slightly bigger (100-150 μ m) and displays a well-marked oscillatory zoning. An inherited age at ca. 450 Ma is also observable (Figure E14.1A, Table E1).

Sample MCE313b corresponds to a cordierite bearing migmatite (Figure E2A, 44°50'3.04"N; 6°21'56.46"E). All zircon grains present oscillatory zoning, patchy zoning or mixes of these two types and are characterized by prismatic or rounded forms 19 analyses have been performed on 19 grains and only one-grain records a Carboniferous age at 312 \pm 5 Ma (Figure E14.2A). 4 zircon grains allow us to calculate a concordant age at 454 \pm 7 Ma (MSWD 0.82, n=4; Figure E14.2B). . Inherited ages at ca. 645 Ma and 542 Ma were also determined (Figure E14.2A, Table E1).

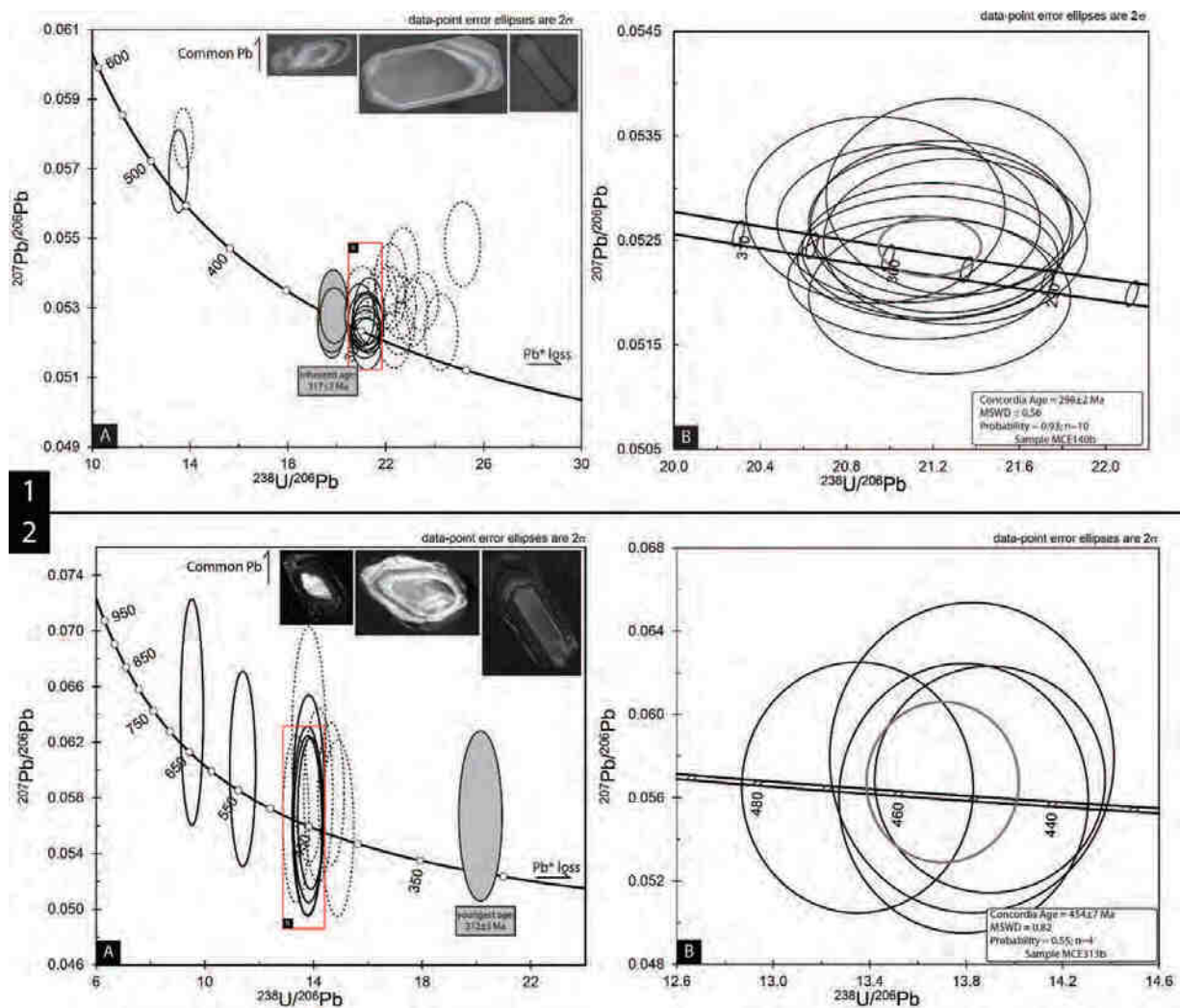


Figure E14. U-Pb ages of samples from the migmatite of the inner Pelvoux domain (Location on figure E2B). 1A: Tera-Wasserburg diagram reporting the zircon U-Pb data from sample MCE140b (44°56'4.37"N; 6°12'55.58"E) and a selection of representative cathodoluminescence images of extracted zircons. Note the inherited age at 317 \pm 2 Ma. 1B: Tera-Wasserburg diagram of concordant spot indicating an age at 298 \pm 2 Ma. 2A: Tera-Wasserburg diagram reporting the zircon U-Pb data from

sample MCE313b (44°50'3.04"N; 6°21'56.46"E) and a selection of representative cathodoluminescence images of extracted zircons. Note the age at 312±5 Ma. 2B: Tera-Wasserburg diagram of concordant spot indicating an age at 454±7 Ma.

Augen gneiss

Sample MCE281a corresponds to a small augen gneiss body within the migmatite of the inner Pelvoux massif (see location on Figure E2A, 44°55'56.40"N; 6°24'38.96"E). 100-250µm zircon grains are prismatic with well-marked oscillatory zoning, and numerous inherited cores. 30 U-Pb analyses on 25 zircon grains allow us to estimate inherited ages at ca. 550 Ma and 450±9 Ma, (Figure E15.1A). Several grains display Carboniferous ages (Figure E15.1B), with ages at 331±3 Ma (MSWD 0.30, n=10; Figure E15.1C), at 301±7 Ma MSWD (MSWD 0.23, n=2; Figure E15.1D) and at 279±3 Ma (MSWD 0.39, n =7; Figure E15.1E). From chemistry, texture and shape we are not able to discriminate this zircon population.

The *Crupillouse* augen gneiss is a large body (Figure E2A) preserved inside migmatite of the inner Pelvoux area. Sample MCE324v (44°49'16.19"N; 6°11'42.33"E) have been dated based on 29 analyses of 24 zircon grains (Figure E15.2A). Zircon within this sample presents generally a prismatic shape with complex zoning. They are highly corroded and broken in fragment of 50 to 300µm. An intercept age at 464±1 Ma can be obtained from one concordant analyse and two contaminated by common Pb assimilation (MSWD, 1.0, n=3; Figure E15.2B). inherited ages have been obtained at ca. 775 Ma, 661 Ma and 600 Ma.

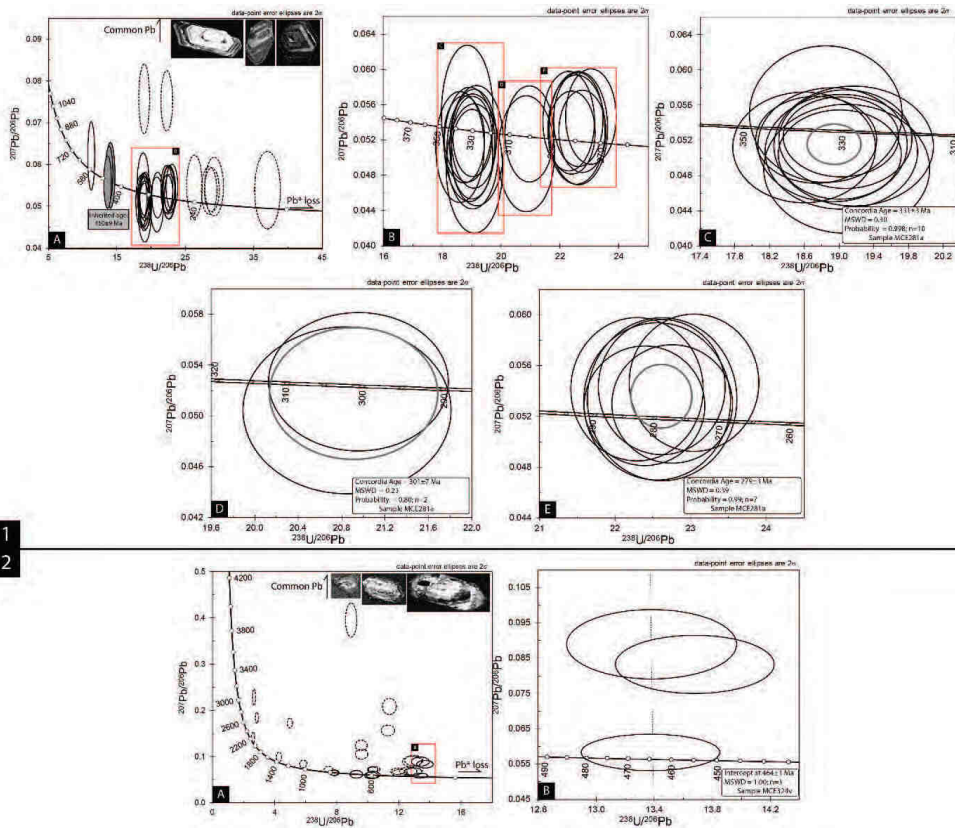


Figure E15. U-Pb ages of samples augen gneiss of the inner Pelvoux domain (Location on figure E2B). 1A: Tera-Wasserburg diagram reporting the zircon U-Pb data from samples MCE281a (44°55'56.40"N; 6°24'38.96"E) and a selection of representative cathodoluminescence images of extracted zircons. Note the inherited age at 450±9 Ma. 1B: Tera-Wasserburg zoomed diagram showing the Carboniferous age. 1C: Tera-Wasserburg diagram of concordant spot indicating an age at 331±3 Ma. 1D: Tera-Wasserburg diagram of concordant spot indicating an age at 301±7 Ma. 1E: Tera-Wasserburg diagram of concordant spot indicating an age at 279±3 Ma. 2A: Tera-Wasserburg diagram reporting the zircon U-Pb data from samples MCE324v (44°49'16.19"N; 6°11'42.33"E) and a selection of representative cathodoluminescence images of extracted zircons. 2B: Tera-Wasserburg diagram of indicating an intercept age at 464±1 Ma.

E.6.Discussion

Middle to late carboniferous magmatism is well recognized within all the ECMs. Two main events have been documented, the first one during the Visean and the second one occur mainly during the Stephanian. From the geochemical differences between the MgG (Visean) and the FeMgG (Stephanian), the authors argues for crustal material sources with contribution of enriched mantle for the MgG, and for a crustal material sources without significant mantle contribution for the FeMgG (Debon and Lemmet, 1999, and references therein).

Visean magmatism

Within the Belledonne NE area (Figure E2C) the two facies of the Sept-Laux massif have been dated. The external facies records an age at 348 ± 7 Ma (Figure E3.1B) that is interpreted as the emplacement age of the granite. This age is fully in agreement with the previous age obtained by single-zircon evaporation at 335 ± 13 Ma (Debon et al., 1998). Presenting a similar geochemistry (Debon and Lemmet, 1999) (MgG), the neighboring granite, as well as, *La Lauzière* granite and *Saint Colomban* pluton (Figure E2C) are emplaced in the same time at 341 ± 13 Ma and 343 ± 16 Ma, respectively (Debon et al., 1998). The inner facies represents a late injection of the polyphase magmatism responsible of the *Sept-Laux* formation (Barfety et al., 2000). Our U-Pb zircon analyses allow us to define an emplacement age of this late injection at 324 ± 2 Ma (Figure E3.2B). This age is in agreement with the Visean emplacement age proposed by Barfety et al.(2000) based on the observation of the geometrical relationships between the different granite facies.

Two granites within the *Grandes Rousses* area have been dated with two main ages . The *Roche noire-La fare* granite exhibits Stephanian age at 310 ± 5 Ma (MCE150), 308 ± 3 Ma (MCE42) and 305 ± 3 Ma (Figure E4.1C, E4.2B, E4.3B). In the other hand the *Alpetta* granite, which is clearly crosscut by the *Roche noire-La fare* granite (Figure E4.5), yields an age a 339 ± 2 Ma (Figure E4.4B). The sample MCE150 display also an age 332 ± 3 Ma (Figure E4.1B) interpreted as inherited age from zircon derivate from the host rocks (*Alpetta* granite). The *Alpetta* granite belongs to the MgG, as well as the granite located in the Ne Belledonne area. Based on this similarity previous author (Debon and Lemmet, 1999; Guillot et al., 2009) proposed that the *Alpetta* granite are emplaced during the same time (i.e 341-335 Ma). Thus, here we interpret the age at 339 ± 2 Ma as the emplacement age of the *Alpetta* granite. The

geometrical relationship between the *Alpetta* granite and the *Roche noire-La fare* granite (Figure E4.5) allow us to interpret the age at ca. 310 Ma as the emplacement age of the latter.

Several granites of the Pelvoux massif have been dated. In the External Pelvoux area (Cortical Pelvoux), two granites, the *Entraigues* granite and the *Rochail* granite (Figure E2A). Two dated samples from the Rochail granite allow us to constrain its emplacement age during the Viséan (337 ± 3 Ma and 336 ± 6 Ma, Figure E5.1B, E5.2B). These ages are in agreement with the previous age obtained by zircon dissolution method at $343 +11/-10$ Ma (Guerrot, 1998). On the base of the major elements analyses, previous studies class the *Rochail* granite as MgG as the contemporaneous granites within the NE Belledonne and the Grandes Rousses massifs. Furthermore, the *Rochail* granite is emplaced within the volcanosedimentary unit while the other granites of the inner Pelvoux area are emplaced inside migmatites. Considering these observations, we consider that the younger age at 320 ± 5 Ma from sample MCE181 can be interpreted as a Pb* loss of initial Viséan zircon grains. This assessment is comforted by the intense Pb loss observed in the other sample from the *Rochail* granite (Figure E5.2A).

The *Entraigues* granite, records numerous several concordant ages (Figure E12.B, E12D). Most of this ages are inherited age, but one of them display an age ca. 365 ± 5 Ma. However, no thermal event are documented in this area at this period. Thus, we propose that the Viséan age (338 ± 5 Ma) might correspond to the emplacement age of this granite, contemporaneously to other granites within the external Pelvoux area as the Rochail granite. Furthermore, this granite is emplaced within conglomeratic series (*Taillefer* unit), thus, we propose that the sources material of this granite are rocks similar to the Taillefer unit (Further details are given in Chapitre F and G). This interpretation is supported by the detrital zircon data presented in Fréville et al., (in review) that presents similar U-Pb age. Furthermore, the sample MCE342 are the only sample yielding an inherited age a 2.9 Ga, age that is found in detrital zircon grains from the Taillefer Unit.

In the inner Pelvoux area, ten granitic bodies have been dated (Figure E2A). Most of granitic bodies emplaced within the migmatites of the inner Pelvoux area.

The obtained age at 329 ± 4 Ma from the MCE168 sample (*Bérarde-Promontoire* granite), is interpreted as inheritance zircons probably related to the late Viséan thermal event

recorded in the Belledonne-Pelvoux area at ca. 330 Ma (Chapitre D). A similar interpretation is made for the Visean inheritance observed in the Bourg granite (see latter).

Stephanian magmatism

The *Etage* granite exhibits an unambiguous age at 299 ± 3 Ma, which can be interpreted as the emplacement age. Two samples from the *Bérarde-Promontoire* granite lead also to coeval Stephanian ages at 301 ± 3 Ma and 303 ± 2 Ma. The *Bans* and the *Riéou blanc* granites are contemporaneous with Stephanian ages at 307 ± 3 Ma and 302 ± 2 Ma respectively. These ages are interpreted as the emplacement age, which is in agreement with the only age available for the *Turbat-Lauranoure* FeMgG granite in this area, which exhibits an age at 302 ± 5 Ma (zircon dissolution U-Pb analyses; Guerrot, 1998).

Granitic dyke and granitic body display two cluster of ages. i) a Visean age at 331 ± 5 Ma and 331 ± 12 Ma for the granitic dyke and the granitic body, respectively. ii) a Stephanian age at 308 ± 4 Ma (Figure E8.1D) and 288 ± 13 Ma (Figure E8.2D) for the granitic dyke and the granitic body, respectively. The interpretation of these ages are difficult. However, the granitic dyke cross cuts the magmatic of the Pelvoux massif, which are dated at around 300-305 Ma (See below, Chapitre D), thus here we interpret the Stephanian age as the establishment age of these bodies.

Zircon from the *Bourg* granite exhibits an intermediate age at 316 ± 4 Ma and a Visean age at 335 ± 7 Ma, with two corresponding distinct zircon populations. This granite, emplaced within the migmatites, belongs geochemically to the FeMgG. Thus, by comparison with the other FeMgG granite, we can reasonably assume an emplacement age at 316 ± 4 Ma and the older age at 335 ± 7 Ma as inherited age from the Visean event. Furthermore, an age of 312 ± 7 Ma (Cannic, 1998; Debon and Lemmet, 1999) is evocated for the *Combeynot* Granite, which is also located within the inner Pelvoux area.(see location on Figure E2A).

This Stephanian event is coeval to a pervasive partial melting event in the lower crust. In effect, one zircon grain from the inner Pelvoux cordierite-bearing migmatite yields to an age at 312 ± 5 Ma. A similar age at 307 ± 2 Ma have been also obtained from U-Pb analyses on monazite (Fréville et al., in prep),

Permian magmatism

In the inner Pelvoux, The Cray granite (MCE183b) is the only granite recording an unambiguous Permian age at 272 ± 4 Ma, which we interpreted as the emplacement age. This is coherent with the older obtained age of the Etage granite at ca. 300 Ma that hosts the Cray granite (see above). The two zircon grains with a Stephanian age at 301 ± 2 Ma is interpreted as inheritance from the source or the host rock.

The augen gneiss sample MCE281b, exhibits different concordant ages, at 331 ± 3 Ma (Figure E15.1C), 301 ± 7 Ma (Figure E15.1D) and 279 ± 3 Ma (Figure E15.1E). Texture, shape and chemistry of zircon grains, does not allow distinguish populations. Thus, we can interpret the Stephanian and Permian age as Pb* loss of Visean zircon grains. However, we could expect a continuous trend in the graphical plot of this zircon due to Pb* loss. Here we can easily isolate this three ages, thus these ages may represent three different thermal events. In any case, the emplacement age of this sample cannot be distinguish.

Numerous sample display Permian age at 272 ± 4 Ma (MCE183b), 278 ± 6 Ma (MCE167c), 279 ± 3 Ma (MCE281a). If for the sample MCE183b the Permian age is clearly relative to his emplacement, the meaning of these other ages still unclear. They could be relative to the same thermal allowing emplacement of the *Cray* granite. In the other ECMs no Permian ages are documented. However, Permian magmatism is decipher in Corsica and Sardinia (Rossi et al., 1993; Cocherie et al., 2005).

To sum up, two main emplacement age have been pointed out, the granites within the external *Pelvoux* area, the *Grandes Rousses* and the *NE Belledonne* area are emplaced during the Visean (348-224 Ma). Granites within the inner Pelvoux area are emplaced during Stephanian time (307-299 Ma). Finally, the *Cray* granites was emplaced during the Permian time (272 ± 4 Ma), and numerous granite seems to be recording this thermal event (Figure E16).

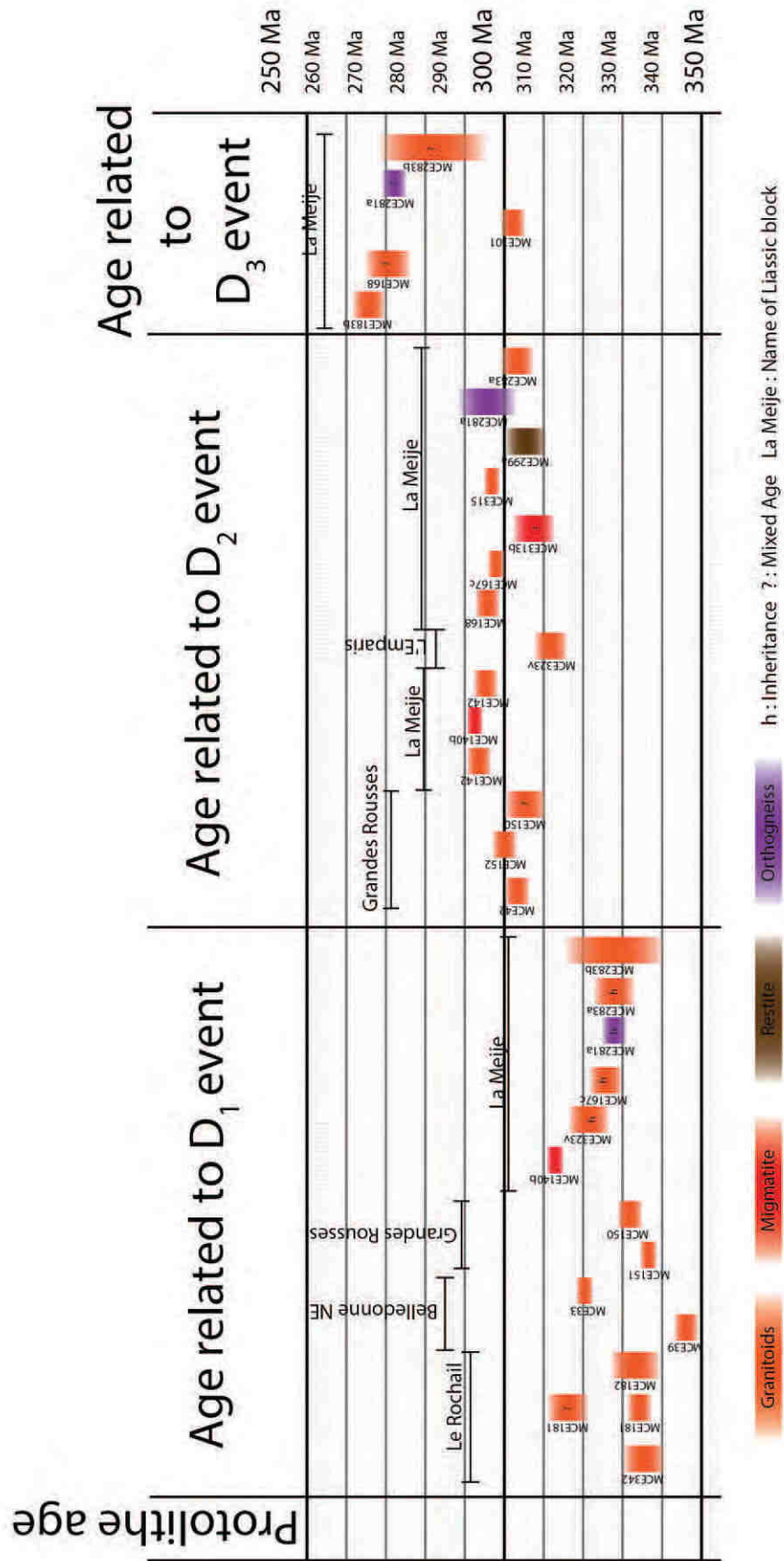


Figure E16. Summarizing table of the zircon age data. The deformation event evoked here have been describe in (Fréville et al., in Review, Chapitre D).

Ordovician inheritance

The *Crupillouse* augen gneiss record an Ordovician age at 464 ± 1 Ma. This gneiss is probably derived from a porphyric granite (Debon and Lemmet, 1999) which is supposed to be Ordovician by comparison with dated orthogneiss in the NE Belledonne area, at 489 ± 22 Ma (Barfety et al., 2000). Thus, we interpret the obtained age as the emplacement of the gneiss protolith. Within the cordierite bearing migmatite (Sample MCE313b) an Ordovician age at 454 ± 7 Ma are also obtained.

Despite the presence of some Neoproterozoic inherited zircon grains, the inheritance is mainly Ordovician (ca. 450-485 Ma) (Figure E17). These Ordovician magmatism have been already described in most of Variscan areas, and in the vicinity within the Aar massif (Schaltegger et al., 2003). The presence of these Ordovician inherited zircon are an indicator of the possible material sources of the granites. Indeed during the Cambro-Ordovician age the extension recorded in the North Gondwana margin is responsible of the formation of numerous granitoids (Melleton, 2008 and references therein). Thus, the material sources of the Carboniferous granites within the studied area, is probably a meta-igneous material, as the Crupillousse augen gneiss. This statement is in agreement with the supposed crustal material sources as proposed by Debon and Lemmet (1999). Furthermore, recent geochemical data from this area (Chapitre F) are also in agreement with this proposition.

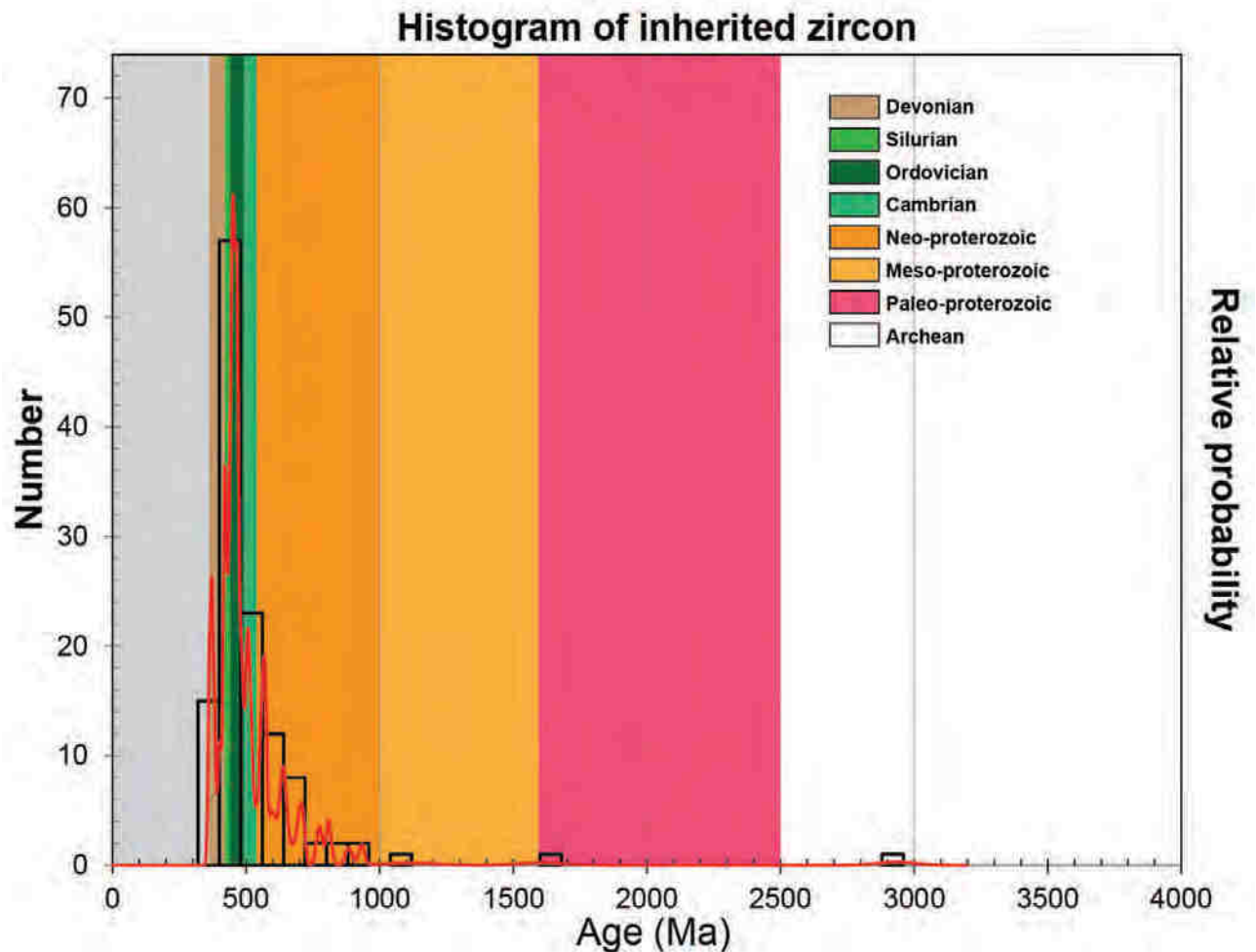


Figure E17. Histogram showing the distribution of the inherited zircon.

Relation between partial melting and tectono-metamorphic evolution

Between 345 and 325 Ma, a crustal thickening event (D_1) is responsible for the MP-HT metamorphism and of partial melting of the base of the tectonic nappe pile (Fréville et al., in Review; Chapitre D). The granites within the NE Belledonne area, the *Grandes-Rousses* massif and in the External *Pelvoux* have been described as syn-collisional granites (Guillot et al., 2009). Here, we propose that the Visean granite emplaced between 348-336 Ma are emplaced during the nappe-staking event D_1 . In the inner *Pelvoux* area the emplacement age of the granites are spread from the Stephanian and the Early Permian (Figure E16). In the NE Belledonne area, the inner facies of the *Sept-Laux* granite emplaced at around 324 ± 2 Ma. These spreading in the ages can be relative to several magmatic pulses or as a continuous partial melting within the continental crust. These mainly Stephanian ages are interpreted as post-

collisional magmatism. However, some granites like the *Etage*, the *Bérarde-Promontoire*, and the *Turbat-Lauranoure granite* hold the transpressional D₂ deformation pattern (Strzeczynski et al., 2005; Chapitre D). Thus, we assume that the Stephanian granites are syn-kinematic granite emplaced during the D₂ event.

Starting at around 345-330 Ma, partial melting can be seen as a continuous event starting during the D₁ event and becomes pervasive during the D₂ event. Another solution consist in different partial melting pulses, one during the D₁ event and one during D₂. Here, it is difficult to slice between these two proposals. However, it is clear that the studied area are imprinted by at least two major thermal event as indicated by the age of the granitoids and migmatites. Furthermore, previous authors, based on detailed studies of the migmatites, proposed that the inner Pelvoux area underwent two migmatization events (Pecher, 1970; Le Fort, 1973). Numerous Stephanian granites displays inherited zircon grains indicating a Visean ages, these ages could be interpreted as a trace of the first migmatization occurring at ca. 330 Ma during the D₁ nappe staking event and contemporaneous to the Mg magmatism in the NE Belledonne, Grandes Rousses and External Pelvoux (Fréville et al., in review, Chapitre D). Cordierite bearing migmatites within the inner Pelvoux area have been dated at 307±2 Ma. Most of the Stephanian granites are emplaced within these migmatites suggesting that the plutonic emplacement and this migmatization event were coeval (Chapitre D). As proposed by Casini et al. (2015) emplacement of the Stephanian granitoids could be driven by the long-live shearing occurring during the D₂, allowing an additional thermal input. In this case, the granitoids emplaced between ca. 315 Ma and 300 Ma are indicators of a continuous partial melting during the D₂.

Magmatism in the ECMs

Within the ECMs the emplacement age of granites is bracketed between 348-294 Ma (Debon and Lemmet, 1999 and references therein, this study). The Visean granites are common in the ECMs and some of them, as well as in the *Aiguilles-Rouges* massif are clearly interpreted as syn-collisional granite (Bussy et al., 1998; Dobmeier, 1998). Furthermore, the SW part of *Aiguille-Rouge* massif record a similar tectono-metamorphic history than the SW Belledonne area (Dobmeier, 1998; Fréville et al., in Review; Chapitre D). The Eastern part of the ECMs are characterized by the presence of numerous mainly Stephanian granites (316-294 Ma) and migmatite, some Visean granite are also described (Debon and Lemmet, 1999). A first order comparison can be made between the thermal evolutions between the *Pelvoux* area ant the other

realm of the Eastern domains of the ECMs. Based on the evident similarities in the geochemistry, age emplacements, inherited ages and lithologies (Debon and Lemmet, 1999; Schaltegger et al., 2003; Guillot et al., 2009) between the Pelvoux massif and the other realm of the Eastern domains of the ECMs, we propose that all the Eastern part of the ECMs record a similar tectono-metamorphic history than the inner *Pelvoux* area representing the partially molten middle-lower crust. In addition, the SW part of the *Aiguilles-Rouges* represent the equivalent of the SW Belledonne area as the upper crust. Furthermore, similar structure than in the *Belledonne-Pelvoux* area, with D₁ nappe stacking, D₂ shortening and a D₃ transition zone have been described in the SW *Aiguilles-Rouges* (Dobmeier, 1998; Fréville et al., in Review, Fréville et al. in prep). We identified Permian magmatism within the *Pelvoux* massif, which consist to a cordierite bearing granite. According to Moyen et al. (2016), cordierite bearing granite could derived from crustal source. Permian magmatism have been reported in the Corsica-Sardinia area (Rossi et al., 1993; Cocherie et al., 2005). However, this magmatism correspond to an anorogenic magmatism, characterized by a mantle-enriched geochemical signature relative to a “pre-Alpine” rifting history (Paquette et al., 2003). Thus, no direct comparison can be made between these two Permian magmatism events.

The place of the ECMs within the Variscan

Within the Variscan belt, granitoids and migmatites are present in almost all domains (e.g. Lardeaux et al., 2014). As well as in the ECMs, in the Massif Central, syn-tectonic granites emplaced during the Visean time (e.g. Faure et al., 2005; Lardeaux et al., 2014). Coeval with the crustal thickening event in the Massif Central migmatites have been also described (Ledru et al., 2001; Couzinie et al., 2014; Chelle-Michou et al., in prep). Within the Massif Central, and especially within the Velay and the Montagne Noire gneiss dome numerous early Carboniferous granites associated with migmatites are widespread (Faure, 1995; Ledru et al., 2001; Faure et al., 2005; Lardeaux et al., 2014; Faure et al., 2014a; Roger et al., 2015). Moreover, in the Montagne Noire gneiss dome a tectono-metamorphic evolution similar with the ECMs have been recently described (Rabin et al., 2015; Fréville et al., 2016; Trap et al., in review). Previous studies argues for a Bohemian origin for the ECMs (Guillot et al., 2009). However, in the Bohemian massif no Stephanian magmatism have been reported (Tabaud, 2012; Skrzypek et al., 2014). Furthermore, recent studies show that the ECMs were located more to the S-SW before the Alpine orogeny (Bellahsen et al., 2014). Thus, here we propose

according to Lardeaux et al. (2014) that the ECMs may be placed in the West-Moldanubian zone.

E.7. Conclusion

In this article, we present 22 new geochronological data from the *Belledonne*, *Grandes Rousses* and *Pelvoux* massifs. These data allow us to recognize two main thermal events responsible for magma generation at ca. 348-336 Ma and ca. 315-300 Ma. The first event occurred during the crustal thickening stage recognized at the regional stage, whereas the second one developed in response long-live transpressional tectonics setting. A late Permian event, responsible of the emplacement of cordierite bearing granites, is also revealed.

References:

Autran, A., Cogné, J., 1980. La zone interne de l'orogène varisque dans l'ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. *Géologie Eur.* 26° CGI Paris Mém. BRGM 108, 90–111.

Ballèvre, M., Fourcade, S., Capdevila, R., Peucat, J.-J., Cocherie, A., Fanning, C.M., 2012. Geochronology and geochemistry of Ordovician felsic volcanism in the Southern Armorican Massif (Variscan belt, France): Implications for the breakup of Gondwana. *Gondwana Res.* 21, 1019–1036. doi:10.1016/j.gr.2011.07.030

Barbier, R., Barfety, J.-C., Bocquet, A., Bordet, P., Le Fort, P., Meloux, J., Mouterde, R., Pécher, A., Petiteville, M.,

1973. Notice feuille de La Grave, 1/50000, 798.

Barfety, J.C., Bordet, P., Carne, F., Debelmas, J., Meloux, M., Montjuvent, G., Sarrot-Reynaud, J., 1972. Notice feuille de Vizille, 1/50000, 797.

Barfety, J.C., Gidon, M., Ménot, R.-P., Debon, F., Pécher, S., Guillot, S., Fourneaux, J.C., Gamond, J.-F., 2000. Notice feuille de Domène, 1/50000, 773.

Barfety, J.C., Montjuvent, G., Pécher, A., Carne, F., 1988. Notice feuille de La Mure, 1/50000, 821.

Barfety, J.-C., Pécher, A., Vivier, G., Demeulemeester, P., Poulain, P.-A., Vernet, J., Fourneaux, J.-C., Bambier, A., 1982.

- Notice feuille de St-Christophe-en-Oisans, 1/50000, 822.
- Be Mezeme, E., Cocherie, A., Faure, M., Legendre, O., Rossi, P., 2006. Electron microprobe monazite geochronology of magmatic events: Examples from Variscan migmatites and granitoids, Massif Central, France. *Lithos* 87, 276–288. doi:10.1016/j.lithos.2005.06.011
- 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. doi:10.1002/2013TC003453
- Bordet, P., Bordet, C., 1963. Belledonne-Grande Rousses et Aiguilles Rouges Mont Blanc: quelques données nouvelles sur leurs rapports structuraux. -Livre à la mémoire du professeur Fallot.-. *Mém. Hors Sér. Société Géologique Fr.* 1, 309–316.
- Bosch, D., Bruguier, O., Caby, R., Buscail, F., Hammor, D., 2016. Orogenic development of the Adrar des Iforas (Tuareg Shield, NE Mali): New geochemical and geochronological data and geodynamic implications. *J. Geodyn.* 96, 104–130. doi:10.1016/j.jog.2015.09.002
- Bussy, F., Delitroz, F., Fellay, R., Hernandez, J., 1998. The Pormenaz monzonite (Aiguilles-Rouges, western Alps): an additional evidence for a 330 Ma-old magnesio-potassic magmatic suite in the Variscan Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitteilungen* 78, 193–194.
- Cannic, S., 1998. Origin of Hercynian Magmatism in the French Western Alps: Geochemical and Geochronological Constraints. *Mineral. Mag.* 62A, 274–275. doi:10.1180/minmag.1998.62A.1.145
- Carme, F., 1965a. Existence de deux formations détritiques remarquables dans les schistes cristallins anté-houiller du Taillefer (chaîne de Belledonne Alpes françaises). *C R Acad Sc Paris* 260, 6656–6659.
- Carme, F., 1965b. Sur deux formations, d'origine volcanique, des schistes cristallins anté-houillers de la chaîne de Belledonne (Alpes Française). *C R Acad Sc Paris* 260, 6401–6404.
- Casini, L., Cuccuru, S., Puccini, A., Oggiano, G., Rossi, P., 2015. Evolution of the Corsica–Sardinia Batholith and late-orogenic shearing of the Variscides. *Tectonophysics* 646, 65–78. doi:10.1016/j.tecto.2015.01.017
- Chelle-Michou, C., Laurent, O., Moyen, J.-F., Block, S., Paquette, J.-L., Gardien, V., Vanderhaeghe, O., Villaros, A., Zeh, A., in prep. Pre-Cadomian to late-Variscan odyssey of the eastern Massif Central, France: formation of the West European crust in a nutshell.

- Cocherie, A., Rossi, P., Fanning, C.M., Guerrot, C., 2005. Comparative use of TIMS and SHRIMP for U–Pb zircon dating of A-type granites and mafic tholeiitic layered complexes and dykes from the Corsican Batholith (France). *Lithos, Magmatic and Metamorphic Evolution of the Variscan Orogenic Crust Geology without Frontiers: Magmatic and Metamorphic Evolution of Central European Variscides* 82, 185–219. doi:10.1016/j.lithos.2004.12.016
- Corsini, M., Rolland, Y., 2009. Late evolution of the southern European Variscan belt: Exhumation of the lower crust in a context of oblique convergence. *Comptes Rendus Geosci.* 341, 214–223.
- Couzinie, 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. doi:10.3190/jgeosci.155
- Debelmas, J., Durozoy, G., Kerckhove, C., Monjuvent, G., Mouterde, R., Pêcher, A., 1980. Notice feuille d'Orcière, 1/50000, 846.
- Debon, F., Guerrot, C., Ménot, R.P., Vivier, G., Cocherie, A., 1998. Late variscan granites of the Belledonne massif (French Western Alps): an Early Visean magnesian plutonism. *Schweiz Miner. Petrogr Mitt* 78, 67–85.
- Debon, F., Lemmet, M., 1999. Evolution of Mg/Fe Ratios in Late Variscan Plutonic Rocks from the External Crystalline Massif of the Alps (France, Italy, Switzerland). *J. Petrol.* 40, 1151–1185.
- Dobmeier, C., 1998. Variscan P-T deformation paths from the southwestern Aiguilles Rouges massif (External massif, western Alps) and their implication for its tectonic evolution. *Int. J. Earth Sci.* 87, 107–123.
- Faure, M., 1995. Late orogenic carboniferous extensions in the variscan French Massif Central. *Tectonics* 14, 132–153.
- Faure, M., Cocherie, A., Gache, J., Esnault, C., Guerrot, C., Rossi, P., Wei, L., Qiuli, L., 2014a. Middle Carboniferous intracontinental subduction in the Outer Zone of the Variscan Belt (Montagne Noire Axial Zone, French Massif Central): multimethod geochronological approach of polyphase metamorphism. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 405, 289–311. doi:10.1144/SP405.2
- Faure, M., Cocherie, A., Mézème, E.B., Charles, N., Ph. Rossi, 2010. Middle Carboniferous crustal melting in the Variscan Belt: New insights from U-Th-

- Pb tot. monazite and U-Pb zircon ages of the Montagne Noire Axial Zone (southern French Massif Central). *Gondwana Res.* 18, 653–673. doi:10.1016/j.gr.2010.02.005
- Faure, M., Lardeaux, J.-M., Ledru, P., 2009. A review of the pre-Permian geology of the Variscan French Massif Central. *Comptes Rendus Geosci.* 341, 202–213.
- Faure, M., Mézème, E.B., Cocherie, A., Rossi, P., Chemenda, A., Boutelier, D., 2008. Devonian geodynamic evolution of the Variscan Belt, insights from the French Massif Central and Massif Armoricain. *Tectonics* 27, 1–19.
- Faure, M., Mezeme, E.B., Duguet, M., Cartier, C., J.Y. Talbot, 2005. Paleozoic tectonic evolution of medio-europa from the example of the french massif central and massif armoricain. *J. Virtual Explor.* 19, Paper 5.
- Faure, M., Rossi, P., Gaché, J., Melleton, J., Frei, D., Li, X., Lin, W., 2014b. Variscan orogeny in Corsica: new structural and geochronological insights, and its place in the Variscan geodynamic framework. *Int. J. Earth Sci.* 103, 1533–1551.
- Fernandez, A., Guillot, S., Ménot, R.P., Ledru, P., 2002. Late Paleozoic polyphased tectonics in the SW Belledonne massif (external crystalline massifs, French Alps). *Geodin. Acta* 15, 127–139.
- Franke, W., 2000. The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 179, 35–61.
- Fréville, K., Cenko-Tok, B., Trap, P., Rabin, M., Leyreloup, A., Régnier, J.-L., Whitney, D.L., 2016. Thermal interaction of middle and upper crust during gneiss dome formation: example from the Montagne Noire (French Massif Central). *J. Metamorph. Geol.* 34, 447–462. doi:10.1111/jmg.12188
- Fréville, K., Trap, P., Faure, M., Melleton, J., Xian-Hua, L., Wei, L., Blein, O., in review. New structural, metamorphic and geochronological insights on the Variscan evolution in the Alpine Belledonne massif (France). *Int J Earth Sci. Geol Rundsch.*
- Gibergy, P., 1968. Découverte de “grès à trous” renfermant des schistes noirs de Valbonnais (série cristallophyllienne des Massifs Cristallins Externes dans les Alpes française). *C R Acad Sc Paris* 267, 1251–1254.
- Gidon, M., Bonhomme, J.-L., Fourneaux, J.C., Monjuvent, G., Mouterde, R., 1980. Notice feuille de Saint-Bonnet, 1/50000,845.
- Guerrot, C., 1998. Résultats de datation U-Pb par dissolution sur zircons pour deux échantillons du massif du Pelvoux, Alpes. -

- Massif du Rochail (R01) - Massif de Turbat-Lauranoure (TL1). Rapp. Interne BRGM SMN/PEA/ISO 146/98 CG/NB, 6pp.
- Guillot, S., di Paola, S., Ménot, R.-P., Ledru, P., Spalla, M., Gosso, G., Schwartz, S., 2009. Suture zones and importance of strike-slip faulting for Variscan geodynamic reconstructions of the External Crystalline Massifs of the western Alps. *Bull Soc Géol Fr.* 180, 483–500.
- Guillot, S., Ménot, R.P., 2009. Paleozoic evolution of the External Crystalline Massifs of the Western Alps. *C R Geosci.* 341, 253–265.
- Jackson, J., 1994. Active Tectonics of the Aegean Region. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 22, 239–271. doi:10.1146/annurev.earth.22.1.239
- Lardeaux, J.M., Schulmann, K., Faure, M., Janoušek, V., Lexa, O., Skrzypek, E., Edel, J.B., tipska, P., 2014. The Moldanubian Zone in the French Massif Central, Vosges/Schwarzwald and Bohemian Massif revisited: differences and similarities. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 405, 7–44. doi:10.1144/SP405.14
- Le Fort, P., 1973. *Géologie du Haut-Dauphiné cristallin (Alpes Française): Etudes pétrologique et structurale de la partie occidentale (phdthesis)*. Université Nancy I.
- Ledru, P., Courrioux, G., Dallain, C., Lardeaux, J.M., O. Vanderhaeghe, Vitel, G., 2001. The Velay dome (French Massif Central): melt generation and granite emplacement during orogenic evolution. *Tectonophysics* 342, 207–237.
- Ludwig, K., 2001. User's manual for Isoplot/Ex Version 2.49, a geochronological toolkit for Microsoft Excel.
- Manzotti, P., Ballèvre, M., Poujol, M., 2016. Detrital zircon geochronology in the Dora-Maira and Zone Houillère: a record of sediment travel paths in the Carboniferous. *Terra Nova*.
- Matte, P., 2007. Variscan thrust nappes, detachment, and strike-slip faults in the French Massif Central: Interpretation of lineations. *Geol. Soc. Am. Memoire* 200, 391–402.
- 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.
- Matte, P., 1991. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics* 196, 309–307.
- Melleton, J., 2008. Continental crust recycling in the variscan orogen by zircon inheritance investigation (U-Pb in situ

measurements by LA-MC-ICPMS) (Theses). Université d'Orléans.

Moyen, J.-F., Laurent, O., Chelle-Michou, C., Couzinié, S., Vanderhaeghe, O., Zeh, A., Villaros, A., Gardien, V., 2016. Collision vs. subduction-related magmatism: two contrasting ways of granite formation and implications for crustal growth. *Lithos.* doi:10.1016/j.lithos.2016.09.018

Oliot, E., Melleton, J., Schneider, J., Corsini, M., Gardien, V., Rolland, Y., 2015. Variscan crustal thickening in the Maures-Tanneron massif (South Variscan belt, France): new in situ monazite U-Th-Pb chemical dating of high-grade rocks. *Bull. Société Géologique Fr.* 186, 145–169. doi:10.2113/gssgfbull.186.2-3.145

Paquette, J.-L., Ménot, R.-P., Pin, C., Orsini, J.-B., 2003. Episodic and short-lived granitic pulses in a post-collisional setting: evidence from precise U–Pb zircon dating through a crustal cross-section in Corsica. *Chem. Geol.* 198, 1–20. doi:10.1016/S0009-2541(02)00401-1

Paris, F., Robardet, M., 1990. Early Palaeozoic palaeobiogeography of the Variscan regions. *Tectonophysics* 197, 193–213.

Pecher, A., 1970. Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux: le socle ancien - Alpes françaises.

(Theses). Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble.

Poujol, M., Pitra, P., Van Den Driessche, J., Tartèse, R., Ruffet, G., Paquette, J.-L., Poilvet, J.-C., 2016. Two-stage partial melting during the Variscan extensional tectonics (Montagne Noire, France). *Int. J. Earth Sci.* doi:10.1007/s00531-016-1369-1

Rabin, M., Trap, P., Carry, N., Fréville, K., Cenko-Tok, B., Lobjoie, C., Goncalves, P., Marquer, D., 2015. Strain partitioning along the anatectic front in the Variscan Montagne Noire massif (southern French Massif Central). *Tectonics* 34, 2014TC003790. doi:10.1002/2014TC003790

Robardet, M., 2003. The Armorica “microplate”: fact or fiction? Critical review of the concept and contradictory palaeobiogeographical data. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 195, 125–148.

Roger, F., Teyssier, C., Respaut, J.-P., Rey, P.F., Jolivet, M., Whitney, D.L., Paquette, J.-L., Brunel, M., 2015. Timing of formation and exhumation of the Montagne Noire double dome, French Massif Central. *Tectonophysics* 640–641, 53–69. doi:10.1016/j.tecto.2014.12.002

Rossi, P., Durand-Delga, M., Cocherie, A., 1993. Caractère volcano-plutonique du magmatisme calco-alcalin composite d'âge Stéphanien supérieur-Permien inférieur en

- Corse. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 316, 1779–1788.
- Rossi, P., Oggiano, G., Cocherie, A., 2009. A restored section of the “southern Variscan realm” across the Corsica–Sardinia microcontinent. *Comptes Rendus Geosci.* 341, 224–238. doi:10.1016/j.crte.2008.12.005
- Rubio Pascual, F.J., Arenas, R., Martínez Catalán, J.R., Rodríguez Fernández, L.R., Wijbrans, J.R., 2013. Thickening and exhumation of the Variscan roots in the Iberian Central System: Tectonothermal processes and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages. *Tectonophysics* 587, 207–221. doi:10.1016/j.tecto.2012.10.005
- Schaltegger, U., Abrecht, J., Corfu, F., 2003. The Ordovician orogeny in the Alpine basement: constraints from geochronology and geochemistry in the Aar Massif (Central Alps). *Swiss Bull. Mineral. Petrol.* 83, 183–239.
- Schneider, J., Corsini, M., Reverso-Peila, A., Lardeaux, J.-M., 2014. Thermal and mechanical evolution of an orogenic wedge during Variscan collision: an example in the Maures–Tanneron Massif (SE France). *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 405, SP405.4. doi:10.1144/SP405.4
- Schulmann, K., Konopásek, J., Janoušek, V., Lexa, O., Lardeaux, J.-M., Edel, J.-B., Pavla Štípská, Ulrich, S., 2009. An Andean type Palaeozoic convergence in the Bohemian Massif. *Comptes Rendus Geosci.* 341, 266–286. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2008.12.006
- Skrzypek, E., Schulmann, K., Tabaud, A.-S., Edel, J.-B., 2014. Palaeozoic evolution of the Variscan Vosges Mountains. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 405, SP405.8. doi:10.1144/SP405.8
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N., Whitehouse, M.J., 2008. Plešovice zircon — A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem. Geol.* 249, 1–35. doi:10.1016/j.chemgeo.2007.11.005
- Stampfli, G.M., Hochard, C., Vérard, C., Wilhem, C., Von Raumer, J.F., 2013. The formation of Pangea. *Tectonophysics* 593, 1–19. doi:10.1016/j.tecto.2013.02.037
- Strzeczynski, P., Guillot, S., Courrioux, G., Ledru, P., 2005. Modélisation géométrique 3D des granites stéphaniens du massif du Pelvoux (Alpes, France). *C R Geosci.* 337, 1284–1292.
- Tabaud, A.-S., 2012. Le magmatisme des Vosges : conséquence des subductions paléozoïques (datation, pétrologie,

géochimie, ASM). Université de Strasbourg.

Tait, J.A., Bachtadse, V., Franke, W., Soffel, H.C., 1997. Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints. *Geol. Rundsch.* 86, 585–598.

Tait, J., Schatz, M., Bachtadse, V., Soffel, H., 2000. Palaeomagnetism and Palaeozoic palaeogeography of Gondwana and European terranes. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 179, 21–31.

Talbot, J.-Y., Faure, M., Chen, Y., Martelet, G., 2005. Pull-apart emplacement of the Margeride granitic complex (French Massif Central). Implications for the late evolution of the Variscan orogen. *J. Struct. Geol.* 27, 1610–1629. doi:10.1016/j.jsg.2005.05.008

Teyssier, C., Ferré, E.C., Whitney, D.L., Norlander, B., Vanderhaeghe, O., Parkinson, D., 2005. Flow of partially molten crust and origin of detachments during collapse of the Cordilleran Orogen. *Geol. Soc. Lond.* 245, 39–64.

Trap, P., Roger, F., Cenko-Tok, B., Paquette, J.L., in review. Timing and duration of partial melting and magmatism in the Variscan Montagne Noire gneiss dome (French Massif Central). *Int J Earth Sci. Geol Rundsch.*

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. doi: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.

Vanderhaeghe, O., Teyssier, C., 2001. Partial melting and flow of orogens. *Tectonophysics* 342, 451–472. doi:10.1016/S0040-1951(01)00175-5

Von Raumer, J.F., 1998. The Palaeozoic evolution in the Alps: from Gondwana to Pangea. *Geol. Rundsch.* 87, 407–435. doi:10.1007/s005310050219

Von Raumer, J.F., Bussy, F., Scaltegger, U., Schulz, B., Stampfli, G.M., 2013. Pre-Mesozoic Alpine basements? Their place in the European Paleozoic framework. *GSA Bull.* 125, 89–108.

Von Raumer, J.-F., Stampfli, G.M., Bussy, F., 2003. Gondwana-derived microcontinents, the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens. *Tectonophysics* 365, 7–22.

Whitney, D.L., Roger, F., Teyssier, C., Rey, P.F., Respaut, J.-P., 2015. Syn-collapse eclogite metamorphism and exhumation of deep crust in a migmatite dome: The P–T–t record of the youngest Variscan eclogite (Montagne Noire, French Massif Central). *Earth Planet. Sci. Lett.* 430, 224–234. doi:10.1016/j.epsl.2015.08.026

Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W. I., Meier, M., Oberli, F., Quadt, A.V., Roddick, J. c., Spiegel, W., 1995. Three Natural Zircon Standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, Trace Element and Ree Analyses. *Geostand. Newsl.* 19, 1–23. doi:10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x

E.8. Données complémentaires

Des datations U–Pb sur zircon ont également été effectuées sur les migmatites amphiboliques qui accueillent le granite des Sept-Laux notamment. Un septa de cette encaissant échantillonné dans le granite des Sept-Laux a également été étudié.

Les analyses U–Pb effectuées sur l'échantillon de migmatite (MCE112v) nous permettent de définir un âge de mise en place de ces migmatites à 371 ± 2 Ma (MSWD 0.45, $n=16$; Figure E18).

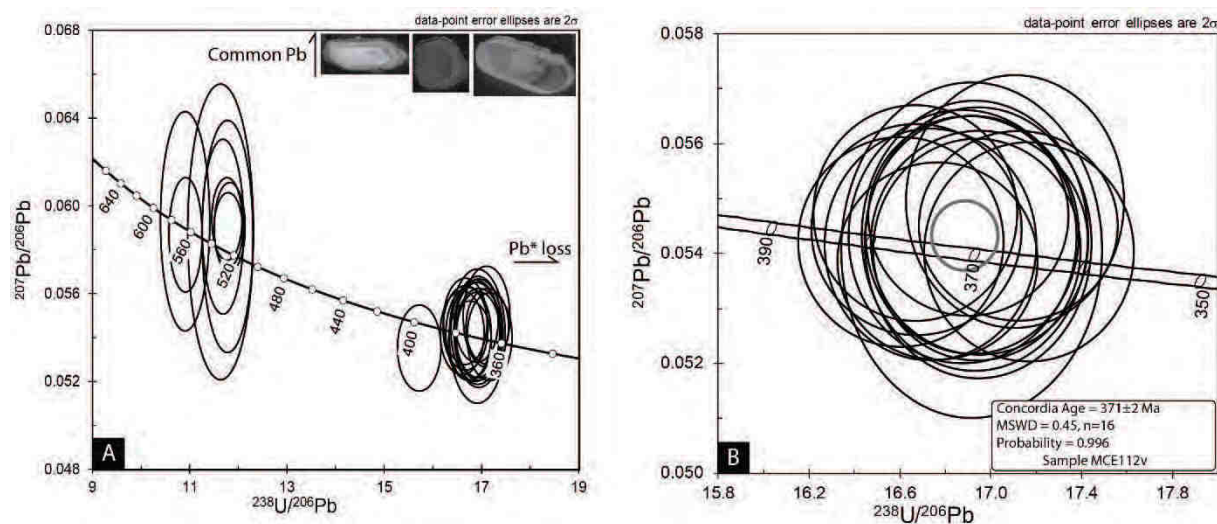


Figure E18. A Diagramme Tera-Waserburg reportant les données U–Pb pour l'échantillon MCE112v, et sélection représentative d'image en cathodoluminescence de zircons extrais. B. Diagramme Tera-Waserburg des analyses concordant donnant un âge de 371 ± 2 Ma.

Les analyses U-Pb sur zircon effectuées sur l'échantillon enclavé dans le granite des Sept-Laux (MCE70v1) permettent de définir un âge similaire à l'âge de l'échantillon provenant de l'encaissant à 375 ± 4 Ma (MSWD 0.36, $n=4$, Figure E19).

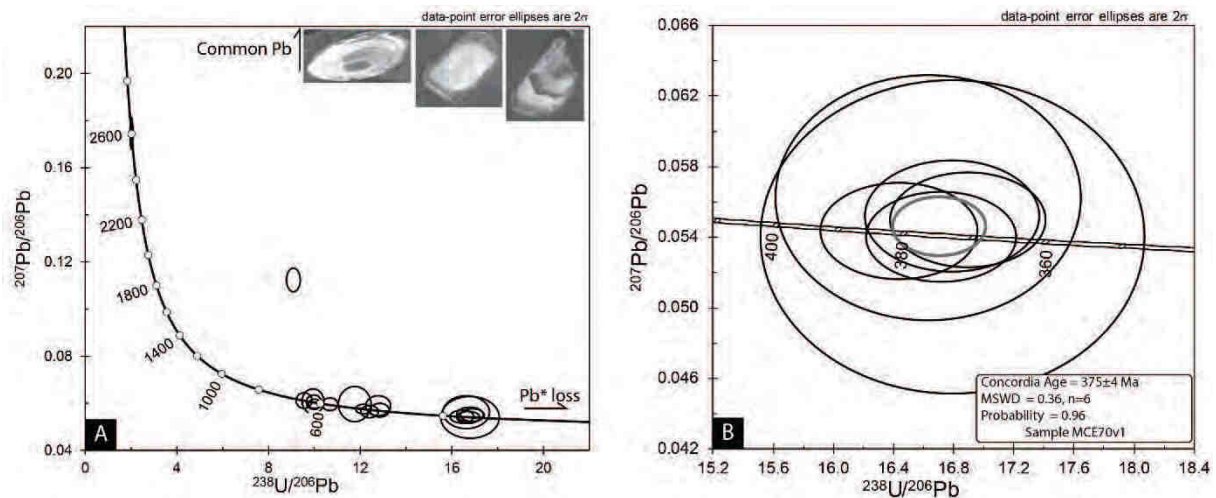
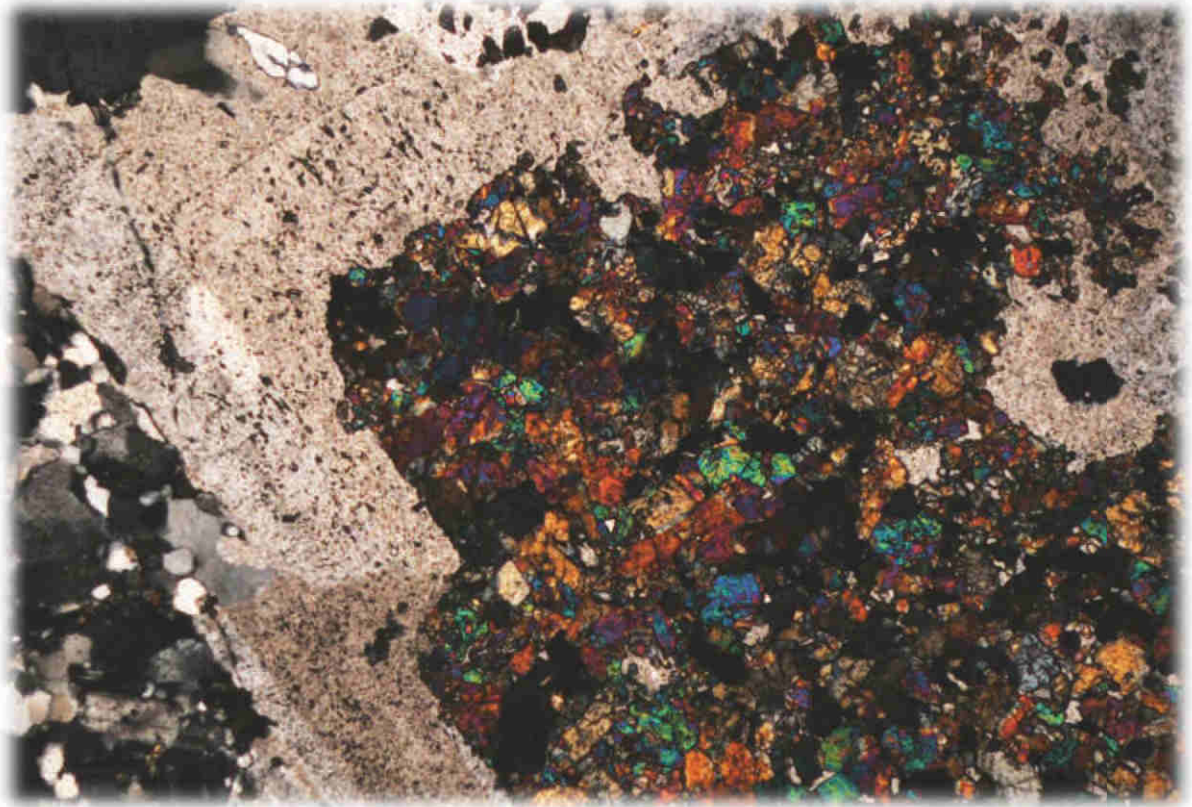


Figure E19. A Diagramme Tera-Wasserburg reportant les données U-Pb pour l'échantillon MCE70v1, et sélection représentative d'image en cathodoluminescence de zircons extrais. B. Diagramme Tera-Wasserburg des analyses concordant donnant un âge de 375 ± 4 Ma.

L'interprétation de ces âges sera faite dans le chapitre de discussion (Chapitre G).

Chapitre F



Dans le but de contraindre les processus responsables de la fusion partielle dans les massifs de Belledonne, des Grandes Rousses, et du Pelvoux, des analyses géochimiques et isotopiques ont été effectuées sur les granitoïdes affleurants dans ces massifs.

Cette partie s'attache à décrire les résultats préliminaires des données géochimiques obtenues sur des échantillons (granites et migmatites) du massif de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux. Nous présenterons dans un premier temps les échantillons analysés, puis une description des principales caractéristiques géochimiques et isotopiques de ces granites. Enfin, on discutera succinctement des principales interprétations que l'on peut tirer de cette étude.

F. New geochemical and isotopic insights from the External Crystalline Massifs of the Alps (Belledonne, Grandes Rousses, Pelvoux massif).

F.1. Petrology

Fourteen granitoids and one migmatite have been sampled in the north-eastern part of Belledonne area, in the Grandes Rousses and the Pelvoux massifs (Figure F1).

The NE Belledonne area is composed of La Lauzière granite, Saint Colomban granite and Sept Laux granite. The latter have been sampled (MCE33 and MCE39; Figure F1D) and is emplaced in migmatitic paragneiss migmatitic amphibolite.

The Grandes Rousses massif are mainly made of two granitic body, the Alpetta granite, which host the Roche noire-La fare granite. This last that cross cut on is east side a Viséan volcanic unit have been sampled (MCE42, MCE150, MCE151; Figure F1C).

The Pelvoux massif can be subdivide in two main unit, the cortical Pelvoux and the inner Pelvoux area (more details are available in previous chapters). Within the cortical Pelvoux area we have sampled the Rochail granite (MCE181, MCE182; Figure 1B), which is emplaced inside a metamorphic volcanosedimentary unit. Emplaced inside the migmatite from the inner Pelvoux area the Cray (MCE183b), the Bérarde-Promontoire (MCE167c, MCE168), the Bans (MCE301), the Riéou blanc (MCE315), and the Etage granite (MCE142) have been sampled

(Figure F1C). A migmatite from this area have been also sampled (MCE140b; Figure F1C). To the west, the Entraigues granite (MCE342, Figure F1C) was sampled. This granite cross cut the conglomeratic rocks of the Taillefer unit (Chapitre E).

U–Pb zircons dating presented in the companion paper (Chapitre E) allow us to determine five successive magmatic events (groups A to E) in the studied area from 345 Ma to 272 Ma. .

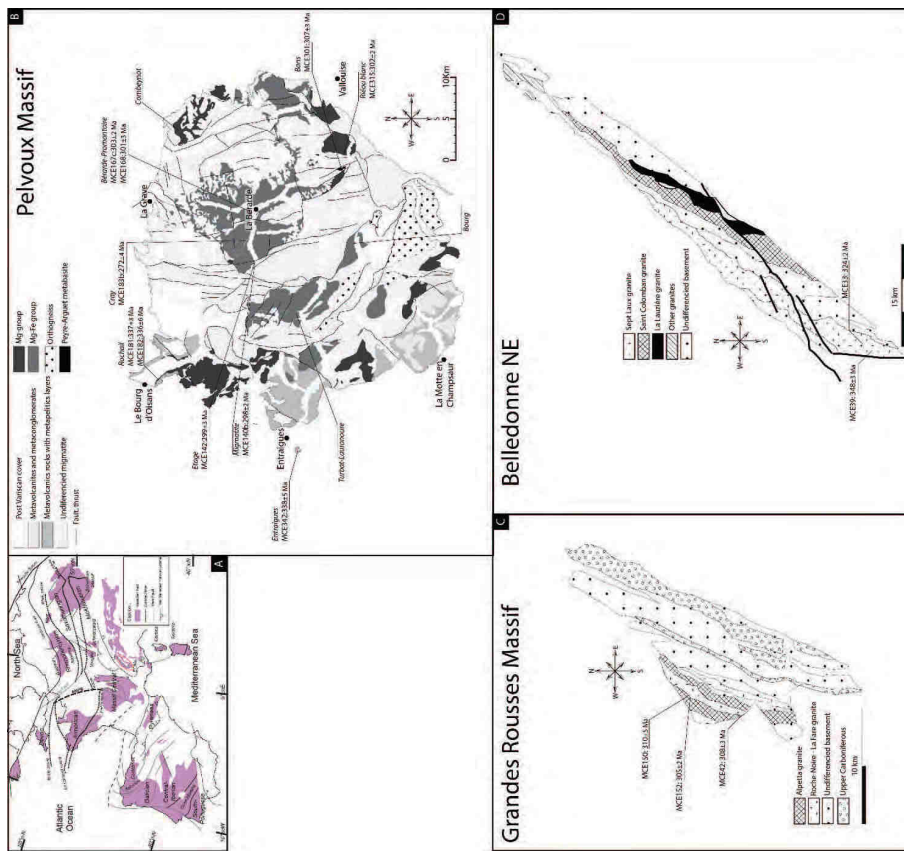


Figure F1. A. Location of the studied area within the Variscan frameworks, Modified after, (Ballèvre et al., 2012; Faure et al., 2014; Guillot et al., 2009; Tabaud, 2012; Talbot et al., 2005; Von Raumer, 1998). B. Simplified geological maps of the Pelvoux massif. C. Simplified geological map of the Grandes Rousses massif. D. Simplified geological map of the Belledonne NE area. Age data from Fréville et al., in prep. Geological map modified after (Debon and Lemmet, 1999).

Rocks of the group A (MCE39, MCE182, MCE181, MCE342) are located in different parts on the studied area (Figure F1). The sample MCE39 corresponds to the outer facies of the Sept Laux granite located in the NE Belledonne area (Figure F1D). This sample is the only one which displays a slight foliation striking N–S direction. The Sample MCE182 refers to the external facies of the Rochail granite and the sample MCE181 belongs to the inner facies of this granitic intrusion (Figure F1B). The last sample, MCE342, is from the Entraigues granites outcropped within the conglomerate of the Taillefer unit. These three latter samples are located in the cortical Pelvoux area. All granitoids samples of the group A correspond to fine- to medium-grained biotite ± muscovite granites with K-feldspar, and quartz (Figure F2). These granitic intrusions are emplaced between 348 ± 3 Ma and 336 ± 6 Ma (Chapitre E).

The inner facies of the Sept Laux massif (MCE 33, group B) consists of medium to fine-grained biotite granite with K-feldspar (Figure F2). The sample MCE33 is the single granites of this study displaying an age at 324 ± 2 Ma (Chapitre E) (Figure F1D), interpreted as the last magmatic injection of the Sept Laux granite (Barfety et al., 2000).

Most of the samples of the group C belongs to the Roche noire-La fare granite (MCE150, MCE152 and the MCE42; Figure F1C) in the Grandes Rousses massif and one to the Bans granite (MCE301; Figure F1B) emplaced within migmatite in the inner Pelvoux area. Granitoids samples of the group C range from medium-grained quartz monzonite to fine-grained biotite granite. Rocks are characterized by mainly chloritized biotite, K-feldspar. Two samples (MCE 150 and MCE 152) are deformed and hold a sub-vertical $N20^{\circ}E$ to N–S striking foliation (Figure F2). Rocks of this group C yield U–Pb ages from 305 ± 2 Ma to 310 ± 5 Ma (Chapitre E).

Granite from the group D (MCE167c, MCE168, MCE315, MCE142; Figure F1B) belongs to the in the inner Pelvoux area and are emplaced within migmatite. Bélarde-Promontoire, Riéou blanc and Etage granite correspond to coarse- to medium grain granite with biotite, ± muscovite, K-Feldspar and rare garnet for the Etage granite (Figure 2). Sample MCE168 presents a weak deformation. The sample MCE140b corresponds to a migmatite, which is the host-rocks of the Etage granite (Figure F1B). Rocks of this group display U-Pb ages ranging from 303 ± 2 Ma to 298 ± 2 Ma (Chapitre E, Figure F1B).

The group E is represented by the Cray granite, which is an undeformed cordierite bearing granite with biotite, muscovite, K-Feldspar and rare garnet (Figure F2) emplaced inside the Etage granite at 272 ± 4 Ma (Chapitre E, Figure F1B).



Figure F2. Macro-photographs of samples.

F.2. Whole-rock geochemistry

Major elements

According to the classification diagrams (Figure F3), the quartz monzonite MCE152 (Roche noire-Lafe are) is metaluminous ($A/CNK = 0.86$) and all the others are peraluminous granites ($A/CNK = 1.44-1.03$) from low- to moderately- and felsic-peraluminous.

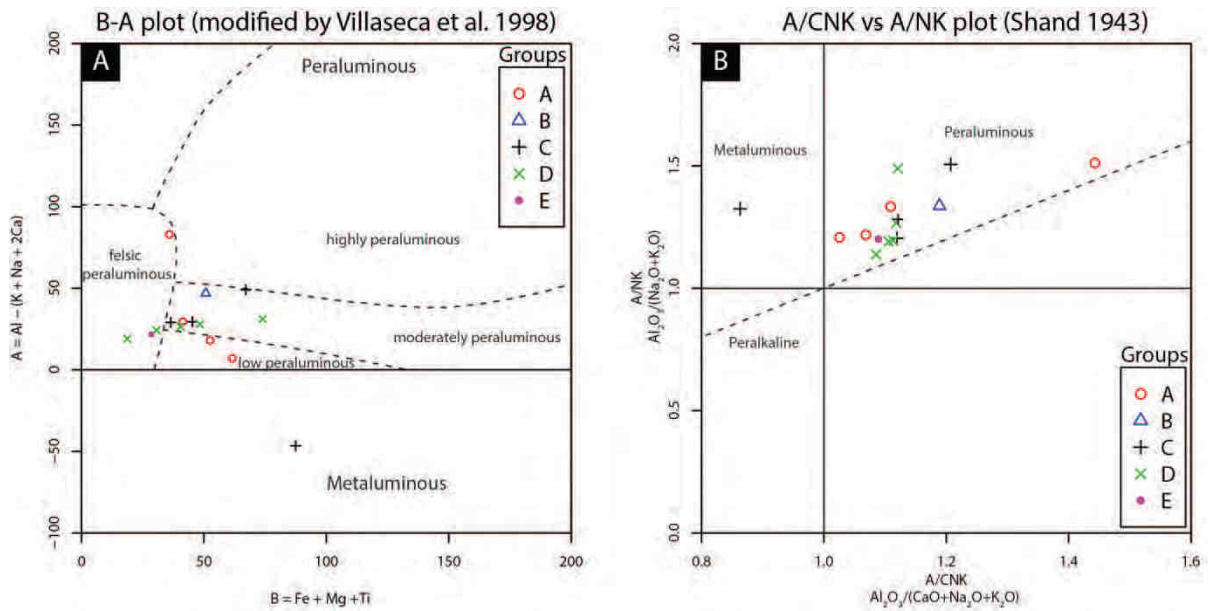


Figure F3. Classification diagrams. A. Diagram B–A (Debon and Le Fort, 1983) ; modified after (Villaseca et al., 1998). B. A/CNK – A/NK (molecular ratio $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ – Al_2O_3/Na_2O+K_2O) plot (Shand, 1943).

Studied granites displays silica content ranging from 69.7 to 77.4 wt% for the peraluminous granites and of 63.6 wt% for the quartz monzonite (Figure F4, Table F1).

In the diagram with SiO_2 as fractionation index (Figure F4), the different groups mostly define the same variations with negative linear trends for Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO and P_2O_5 . A negative trends TiO_2 for group C and D, constant for others. Constant Na_2O for group D, and a negative trends for the group C and D. Group C and D define a same variations with a positive linear trend in K_2O and negative for the group A. For the given silica content (Figure F4, Table F1), groups A, B and C are the most enriched in TiO_2 (0.2-0.55 wt%), Al_2O_3 (13.55-15.3 wt%) MgO (0.41-1.88 wt%), CaO (0.24-3.2 wt%), Na_2O (2.54-4.34 wt%) and P_2O_5 (0.05-0.29 wt%).

Groups D et E have similar values in TiO₂ (0.04-0.38 wt%), Al₂O₃ (12.35-14.75 wt%) MgO (0.05-1.4 wt%), CaO (0.2-1.79 wt%), Na₂O (3.22-3.42 wt%) and P₂O₅ (0.01-0.21 wt%). For all samples, MgO and CaO contents are low (up to 2.0 and 3.5 wt%, respectively).

Table F1. Major elements analysis.

Sample Groups	Major-element data (wt. %).														
	MCE39	MCE182	MCE181	MCE342	MCE33	MCE150	MCE152	MCE42	MCE301	MCE315	MCE140B	MCE167C	MCE168	MCE142	MCE183A
A	A	A	A	B	C	C	C	C	D	D	D	D	D	D	E
SiO ₂	69.7	71.3	71.4	76.7	71.1	74.6	63.6	72.5	72.8	70.1	73.7	74.3	75.7	77.4	73.4
TiO ₂	0.26	0.32	0.26	0.25	0.27	0.24	0.55	0.2	0.31	0.36	0.21	0.18	0.15	0.04	0.18
Al ₂ O ₃	15.3	14.1	14.35	13.8	15.05	13.55	14.95	14.1	14.6	14.75	13.5	13.3	12.95	12.35	13.6
FeO _t	1.7	1.93	1.54	1.62	1.8	1.35	2.44	1.54	2.51	2.49	2	1.67	1.44	1.21	1.48
MnO	0.03	0.04	0.03	0.02	0.04	0.05	0.1	0.02	0.14	0.05	0.04	0.04	0.03	0.02	0.03
MgO	0.58	1.24	1.12	0.41	0.9	0.59	1.88	0.86	1.14	1.4	0.72	0.6	0.35	0.05	0.23
CaO	1.28	1.14	0.91	0.24	0.77	0.8	3.32	0.49	1.32	1.79	0.78	0.45	0.46	0.29	0.64
Na ₂ O	4.34	3.97	4.21	3.26	3.85	3.22	2.59	4.03	3.86	3.37	3.43	3.41	3.42	3.26	3.22
K ₂ O	4	4.75	4.48	3.48	4.55	4.93	6.49	4.69	3.09	4.03	4.63	5.1	4.85	5.07	5.57
P ₂ O ₅	0.09	0.17	0.13	0.14	0.12	0.05	0.29	0.09	0.13	0.21	0.07	0.04	0.03	0.01	0.09
LOI	0.68	1	1.6	1.38	0.96	0.8	3.3	1.16	1.44	1.49	0.92	1.13	0.8	0.44	0.67
Σ	97.96	99.96	100.03	101.3	99.41	100.18	99.51	99.68	101.34	100.04	100	100.22	100.18	100.14	99.11
K ₂ O/Na ₂ O	0.92	1.2	1.06	1.07	1.18	1.53	2.51	1.16	0.8	1.2	1.35	1.5	1.42	1.56	1.73
A/CNK	1.11	1.03	1.07	1.44	1.19	1.12	0.86	1.12	1.21	1.12	1.12	1.11	1.11	1.09	1.09
mg#	37.81	53.44	56.48	31.09	47.13	43.8	57.88	49.91	44.74	50.03	39.12	38.99	30.23	6.84	21.74

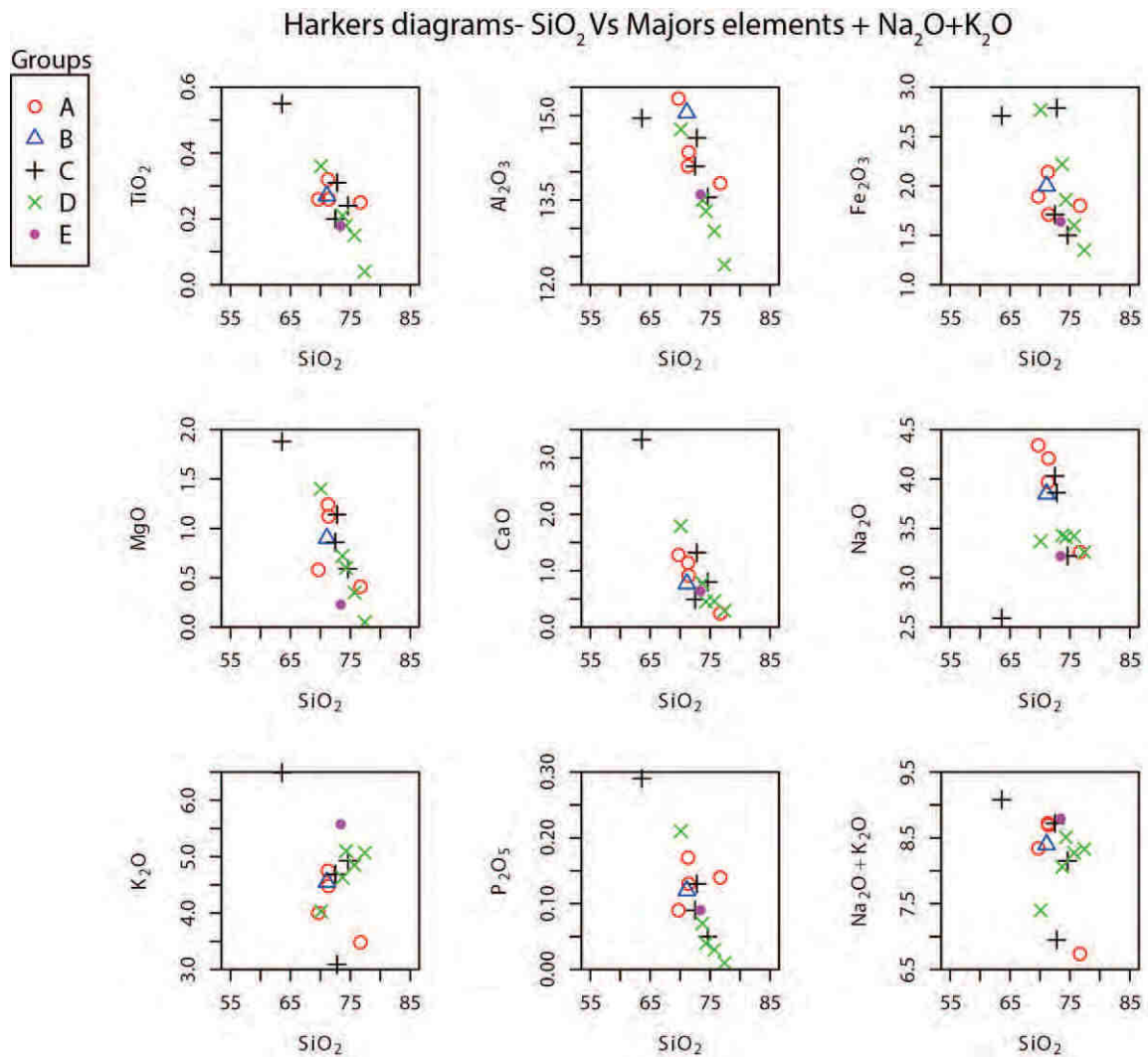


Figure F4. Binary plots of silica v. selected major- and minor-element oxides and total alkalis (wt%) for whole-rock samples from the NE Belledonne area, Grandes Rousses and Pelvoux massifs

Trace elements

In the diagram with SiO₂ as fractionation index, Ba and Sr content for the group A and D. The content in groups A shows a negative linear trend. Group A and D displays a mostly negative linear trend in U content while the trend is positive for the group C. (Figure F5, Table F2).

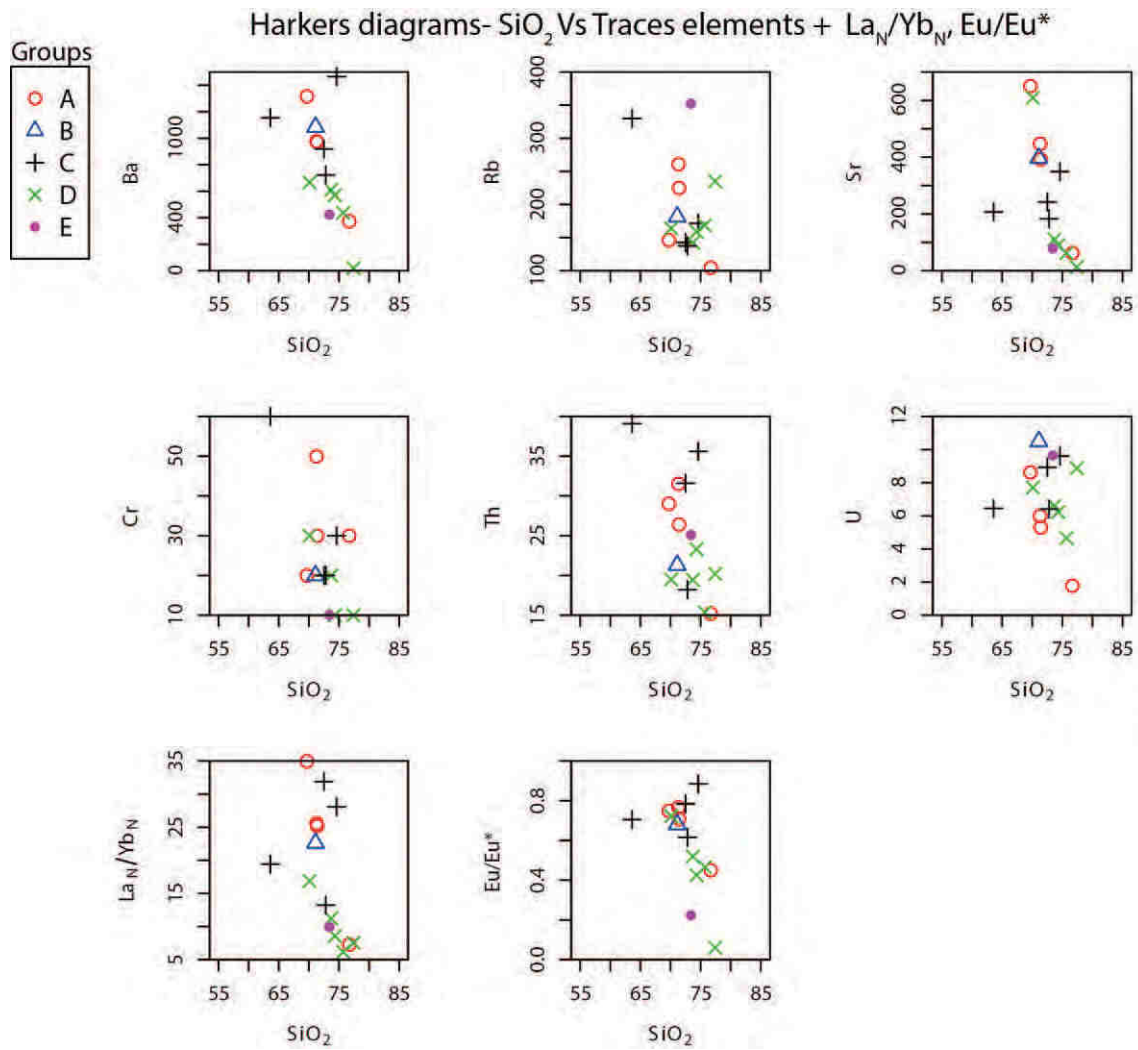


Figure F5. Binary plots of silica v. selected whole-rock trace-elements contents (in ppm), La_N/Yb_N ratios and Eu/Eu^* .

Table F2. Trace and rare earth elements analysis.

Sample Groups	Trace-element data + REE + Y data (ppm)														
	MCE39	MCE182	MCE181	MCE342	MCE33	MCE150	MCE152	MCE42	MCE301	MCE315	MCE140B	MCE167C	MCE168	MCE142	MCE183A
Rb	146	261	225	104.5	181.5	171.5	330	142.5	137.5	164	142.5	159	168.5	235	352
Cs	2.72	10.95	6.1	3.08	2.91	5.36	18.45	2.97	3.57	2.45	1.92	3.01	2.78	2.3	13.05
Ba	1315	979	971	374	1085	1465	1155	919	722	666	611	569	437	19.6	425
Sr	650	448	392	62.8	397	349	207	242	183	609	110.5	89.4	62.4	12.7	77.8
Th	29	31.5	26.4	15.2	21.3	35.6	39.1	31.6	18.2	19.5	19.45	23.3	15.35	20.2	25.1
U	8.63	6	5.31	1.78	10.5	9.61	6.45	8.93	6.41	7.7	6.61	6.23	4.65	8.88	9.66
Zr	166	171	149	182	170	186	228	142	132	220	154	144	120	51	158
Hf	4.8	6.1	5.2	4.9	5.3	5.8	6.6	4.4	3.7	5.5	4.8	4.4	4.2	2.5	5
Nb	11.5	11.2	9.3	6.1	11.4	8.6	18.8	6.8	14.1	19.2	12.8	15.9	11.7	19.3	19.7
Ta	0.8	1.2	0.9	–	1.4	1.8	1.7	0.8	1.3	1.3	1.2	1.6	2	2.4	2.9
Cr	20	50	30	30	20	30	60	20	20	30	20	10	–	10	10
Ni	9	19	13	7	12	8	23	10	5	10	7	2	2	–	3
V	22	27	21	28	22	19	47	19	32	48	17	12	10	–	10
Pb	57	42	32	7	43	35	17	31	22	10	21	14	16	27	28
Zn	40	36	26	26	22	48	40	21	204	25	32	24	19	16	27
W	2	1	1	1	1	1	2	6	3	1	1	1	1	–	2
Bi	0.38	0.07	0.1	0.02	0.12	0.37	0.32	0.03	5.5	0.02	0.08	0.02	0.06	0.11	0.32
As	2.8	0.7	3.1	10.6	0.8	2.3	2.1	0.7	1.5	0.2	–	–	0.2	0.1	0.6
Sb	0.23	0.2	0.16	0.95	0.16	0.7	4.68	0.25	0.08	0.08	0.06	0.07	0.07	0.05	0.08
Rb/Sr	0.22	0.58	0.57	1.66	0.46	0.49	1.59	0.59	0.75	0.27	1.29	1.78	2.7	18.5	4.52
Rb/Ba	0.11	0.27	0.23	0.28	0.17	0.12	0.29	0.16	0.19	0.25	0.23	0.28	0.39	11.99	0.83
Y	8	8.3	7.8	42.6	9.4	9.4	17.2	4.5	20.2	17.9	16.4	26	20.5	19.5	28.5
La	36.8	29.2	26.9	41	31.2	45.8	48.1	22.7	36.1	37.3	25.6	31.4	24.2	20.6	37.7
Ce	67.5	55.7	52	82.6	61.5	86	98.1	39.4	66.6	76.7	50.7	63	47.9	42.8	76.2
Pr	7.13	6.35	6.06	9.13	6.8	9.56	11.2	3.99	6.68	8.56	5.5	6.82	5.55	4.73	8.61
Nd	24.1	22.7	21.9	34.3	23.2	31.4	39.1	13.1	25	36.8	19.6	23.6	17.7	15.8	29.3
Sm	3.83	4.28	4.19	6.74	3.76	4.52	7.12	2.1	4.15	5.92	3.76	5	3.48	3.79	5.79
Eu	0.71	0.82	0.78	0.93	0.7	0.98	1.28	0.43	0.73	1.25	0.57	0.62	0.52	0.07	0.39
Gd	2.2	2.5	2.71	5.94	2.63	2.54	4.33	1.34	3.17	4.73	3.01	3.97	3.35	3.26	4.92
Tb	0.28	0.29	0.3	1.1	0.34	0.31	0.55	0.17	0.51	0.63	0.49	0.68	0.53	0.57	0.85
Dy	1.4	1.4	1.56	6.84	1.68	1.48	2.87	0.77	3.25	2.95	2.65	4.12	3.33	3.28	4.8
Ho	0.29	0.27	0.26	1.49	0.32	0.3	0.57	0.15	0.73	0.6	0.55	0.82	0.67	0.68	0.87
Er	0.75	0.89	0.84	3.99	0.92	1.02	1.68	0.48	1.73	1.54	1.62	2.5	2.17	1.8	2.7
Tm	0.1	0.12	0.11	0.6	0.13	0.14	0.22	0.07	0.28	0.21	0.21	0.38	0.35	0.29	0.37
Yb	0.71	0.77	0.72	3.78	0.93	1.1	1.67	0.48	1.84	1.49	1.54	2.47	2.64	1.84	2.56
Lu	0.1	0.13	0.11	0.61	0.13	0.16	0.21	0.08	0.29	0.23	0.27	0.45	0.38	0.32	0.36
ΣREE	145.9	125.42	118.44	199.05	134.24	185.31	217	85.26	151.06	178.91	116.07	145.83	112.77	99.83	175.42
La _N /Yb _N	34.94	25.57	25.19	7.31	22.62	28.07	19.42	31.88	13.23	16.88	11.21	8.57	6.18	7.55	9.93
Eu/Eu*	0.75	0.77	0.71	0.45	0.68	0.88	0.7	0.78	0.62	0.72	0.52	0.43	0.47	0.06	0.22

Spider plots normalized by bulk continental crust (Taylor and McLennan, 1995) for all rocks from groups A to groups E show LREE, MREE, Hf and Zr contents higher than the bulk continental crust. All rocks show negative anomalies in Ba, Sr and Ti, more pronounced for the groups D and E. Patterns of groups A, B and C show also negative anomaly in Nd and Ta (Figure F6).

Spider plot Bulk Continental Crust (Taylor and McLennan 1995)

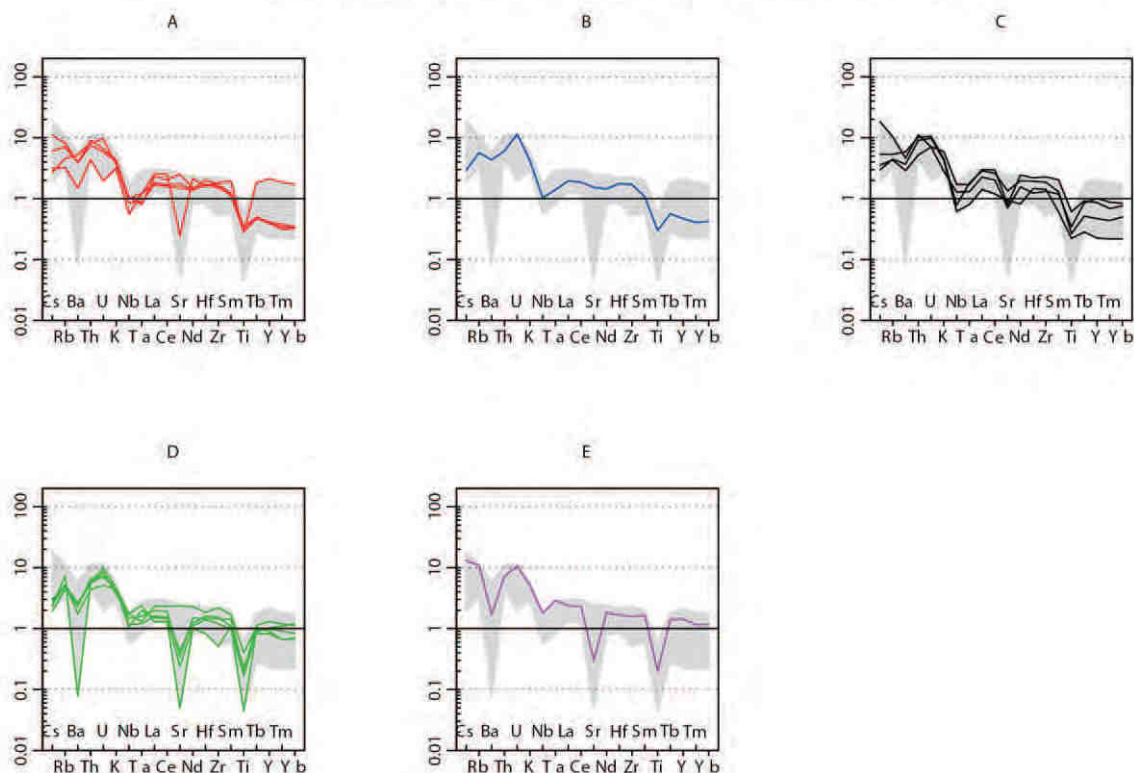


Figure F6. Bulk continental crust (Taylor and McLennan, 1995) spider plots for the different groups. Light gray fields represent the total variation of all rocks from this study.

Chondrite-normalized (Boynnton, 1984) REE patterns are illustrated in figure F7 (Table F4). All patterns displays an enrichment in LREE. From group A to E (Figure F7), patterns show a decrease of LREE fractionation from group A ($La_N/Yb_N = 25.19 - 34.94$; except for sample MCE342, $La_N/Yb_N = 7.31$), group B ($La_N/Yb_N = 22.62$) and group C ($La_N/Yb_N = 13.23 - 31.88$) to group D ($La_N/Yb_N = 6.18 - 16.88$) and group E ($La_N/Yb_N = 9.93$). All groups are characterized by a sizeable negative Eu anomaly (Figure F7), more or less constant ($Eu/Eu^* = 0.77 - 0.71$ for group A, except sample MCE342, $Eu/Eu^* = 0.45$; for group B, $Eu/Eu^* = 0.68$; $Eu/Eu^* = 0.62 - 0.88$ for group C; $Eu/Eu^* = 0.72 - 0.06$ for group D and for group E, $Eu/Eu^* = 0.22$ (Table F2).

Compared to groups A, B and C, patterns of groups D and E show lowest LREE fractionation and a deepest negative Eu anomaly.

Spider plot REE chondrite (Boynton 1984)

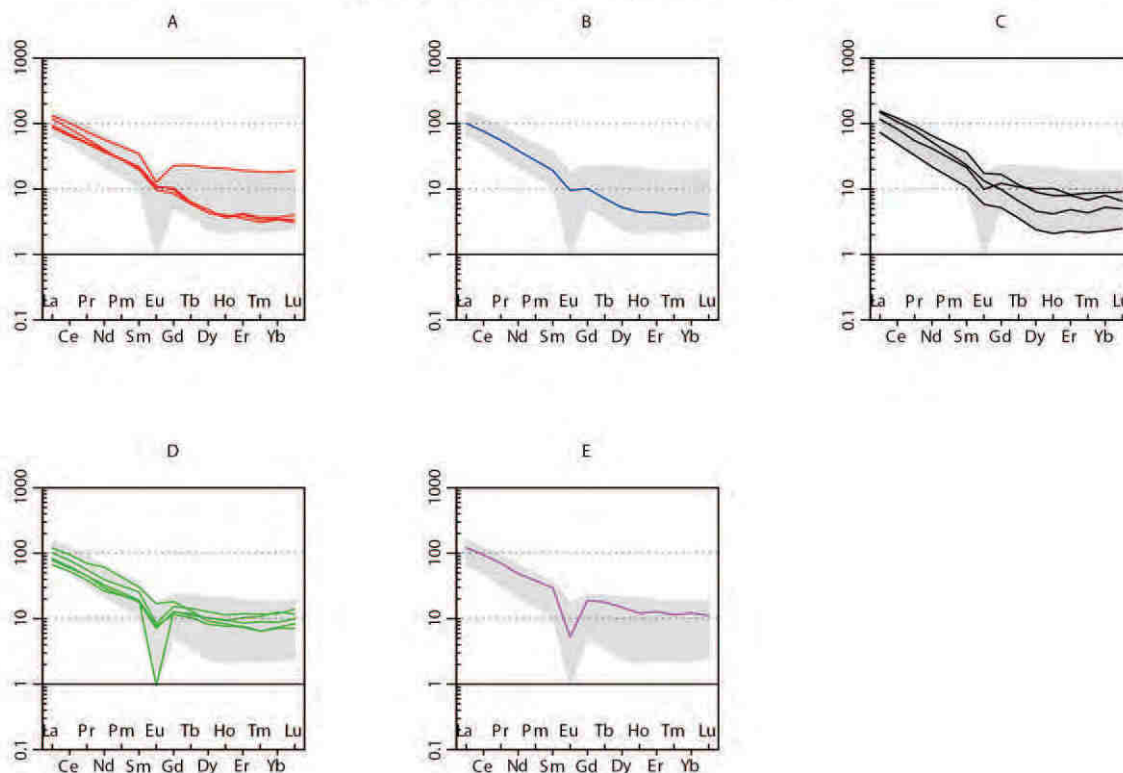


Figure F7. Chondrite-normalized REE diagrams (normalizing values from (Boynton, 1984)). Light gray fields represent the total variation of all rocks from this study.

Isotopic compositions

Sr-Nd whole rocks analyses have been performed on each presented sample. The data are exposed in table 3 and plotted in Figure F8. Initial ratios were calculated according to the emplacement ages of the granites (Chapitre E) at 340 Ma, 325 Ma, 310 Ma, 300 Ma, and 270 Ma for the group A, B, C, D and E, respectively. Due to the abnormal $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of 0.6919 (Table F3), the sample MCE142 is not plotted in $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ vs ϵ_{Nd} diagram.

The isotopic compositions for all granitoids are rather primitive, except for the sample MCE183A (group E). Isotopic values for the granites within the groups A are $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{340} = 0.7059$ to 0.7062 , $\epsilon^{340}_{\text{Nd}} = -4.7$ to -3.12 and $T^{\text{Nd}}_{\text{DM}} = 1.32 - 1.42$ (Figure 8; Table 3). Sample MCE33 belonging to the group B are characterized by the following isotopic values, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{325} = 0.7067$, $\epsilon^{325}_{\text{Nd}} = -5.06$ and $T^{\text{Nd}}_{\text{DM}} = 1.44$ (Figure F8; Table F3). The isotopic values of the four samples of the group C are $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{310} = 0.7006$ to 0.7059 , $\epsilon^{310}_{\text{Nd}} = -3.27$

to -2.35 and $T_{DM}^{Nd} = 1.21 - 1.29$ (Figure F8; Table F5). Sample of the groups D yields $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{300}$ values ranging to 0.7011 and 0.7067; ϵ^{300}_{Nd} values varying between -2.89 and -1.13 and $T_{DM}^{Nd} = 1.11 - 1.25$ (Figure 8; Table 3). Isotopic values of the groups E are $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{270} = 0.7129$, $\epsilon^{270}_{Nd} = -3.17$ and $T_{DM}^{Nd} = 1.25$ (Figure F8; Table F3).

Table F3. Isotopic data.

Isotopic data (ppm)																
Group	Sample	Ganite name	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$2\sigma(m)$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{142}Nd$	$^{143}Nd/^{142}Nd$	$2\sigma(m)$	$(^{143}Nd/^{142}Nd)_i$	ϵ^{Nd}_i	T_{DM}^{Nd} (Ga)
A	MCE182	Rochail	261	448	1.687356	0.714704	0.000004	0.706538	4.28	22.7	12.138697	0.512221	0.000003	0.511967	-4.55	1.409
	MCE39	Sept Laux	146	650	0.650215	0.709369	0.000004	0.706222	3.83	24.1	14.806607	0.512239	0.000002	0.512025	-3.42	1.321
	MCE181	Rochail	225	392	1.662464	0.714977	0.000003	0.706931	4.19	21.9	10.790561	0.512217	0.000003	0.51196	-4.7	1.421
	MCE342	Entraigues	104.5	62.8	4.826358	0.729284	0.000003	0.705926	6.74	34.3	1.863181	0.512256	0.000003	0.511992	-4.07	1.372
B	MCE33	Sept Laux	181.5	397	1.323888	0.712843	0.000004	0.706719	3.76	23.2	9.256075	0.512169	0.000002	0.511961	-5.06	1.438
C	MCE150	Roche Noire- La fare	171.5	349	1.422907	0.712197	0.000002	0.705615	4.52	31.4	7.236461	0.512258	0.000003	0.512073	-2.86	1.266
	MCE152	Roche Noire- La fare	330	207	4.620145	0.721014	0.000004	0.700631	7.12	39.1	5.468952	0.512302	0.000002	0.512079	-3.13	1.275
	MCE42	Roche Noire- La fare	142.5	242	1.705031	0.712082	0.000002	0.70456	2.1	13.1	5.614110	0.512268	0.000003	0.512071	-3.27	1.286
	MCE301	Bans	137.5	183	2.176359	0.715523	0.000002	0.705922	4.15	25	4.417703	0.512322	0.000003	0.512118	-2.35	1.214
D	MCE140B	Migmatite	142.5	110.5	3.737445	0.721253	0.000002	0.705298	3.76	19.6	3.123096	0.51235	0.000003	0.512122	-2.53	1.22
	MCE142	Etage	235	12.7	54.697013	0.9253751	0.000004	0.691869	3.79	15.8	0.561667	0.512418	0.000003	0.512133	-2.31	1.203
	MCE168	Bérarde-Promontoire	168.5	62.4	7.836119	0.73454	0.000002	0.701087	3.48	17.7	1.853003	0.512427	0.000003	0.512194	-1.13	1.111
	MCE167C	Bérarde-Promontoire	159	89.4	5.155596	0.723541	0.000003	0.701531	5	23.6	2.812033	0.512355	0.000003	0.512103	-2.89	1.249
	MCE315	Riéou-blanc	164	609	0.779598	0.709999	0.000002	0.706671	5.92	36.8	14.048126	0.51238	0.000002	0.512189	-1.22	1.118
E	MCE183A	Cray	352	77.8	13.166641	0.763513	0.000004	0.712935	5.79	29.3	2.296153	0.512339	0.000003	0.512128	-3.17	1.248

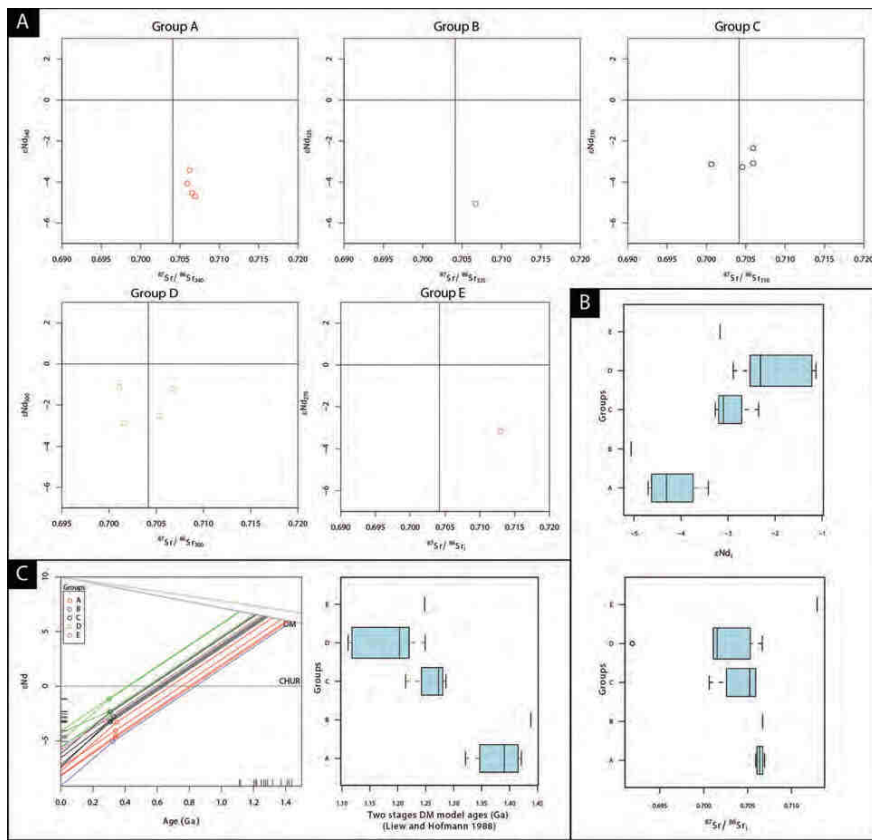


Figure F8. Isotopic data. A. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - ϵ_{Nd} diagrams for each groups. B. Boxplots showing the variation of the ϵ_{Nd} and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ for each groups. C. ϵ_{Nd} vs. ages for all analyzed sample and Two stages depleted mantle model ages for each groups after (Liew and Hofmann, 1988).

F.2.Discussion

Although geochronological data point to successive magmatic events, the similar geochemical characteristics (major- and trace-elements and isotopic compositions) of all granitoids point to similar sources for magmas.

For each group, decreasing of MgO and CaO with increasing of silica (Figure F4), as well as progressive depletion in Sr (Figure F6) and Eu (Figure F7) suggest fractional crystallization dominated by plagioclase.

The rather primitive isotopic compositions of the studied rocks could argue for magma mixing between mantle-derived component and juvenile crustal material. But lack of contemporaneous basic activity ($\text{SiO}_2 < 50 \text{ wt}\%$), low contents of MgO, CaO, Cr and Ni in all rocks, strong fractionation of REE and high content of lithophile elements are consistent with the partial melting of only crustal component.

Magma source

In order to decipher the material sources of these granites, we plot our data in some ternary diagrams (Figure F9). For example, the MFW diagrams (Ohta and Arai, 2007) (Figure F9A) allow us to compare their compositions with potential sources. This diagram is designed to show the effects of differentiation and alteration on mafic rocks, by combining several indicators. M correspond to mafic rocks, F to felsic rocks and W to weathered compositions. Here we plot on this diagram the possible material sources proposed by Moyen et al. (2016). All samples, excepted the sample MCE342, follows the igneous rocks trend and should correspond to a meta-igneous possible material sources.

Fields within the $(3 \cdot \text{CaO}; (\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}_t + \text{MgO}); 5 \cdot (\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}))$ ternary diagrams, as proposed by Laurent et al., (2014), represents the composition of melts derived from a range of potential sources (Figure F9B). For our rocks of the studied area, plots display a cluster within the field of metasedimentary or tonalitic like sources, for samples MCE39 and MCE301.

Within a $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}; 2 \cdot (\text{A}/\text{CNK}); 2 \text{ FMSB}$ ternary diagrams, sample MCE152 indicates a possible LILE-riche mantle source and all other samples indicates mainly a possible high-K felsic or hybrids sources (Laurent et al., 2014).

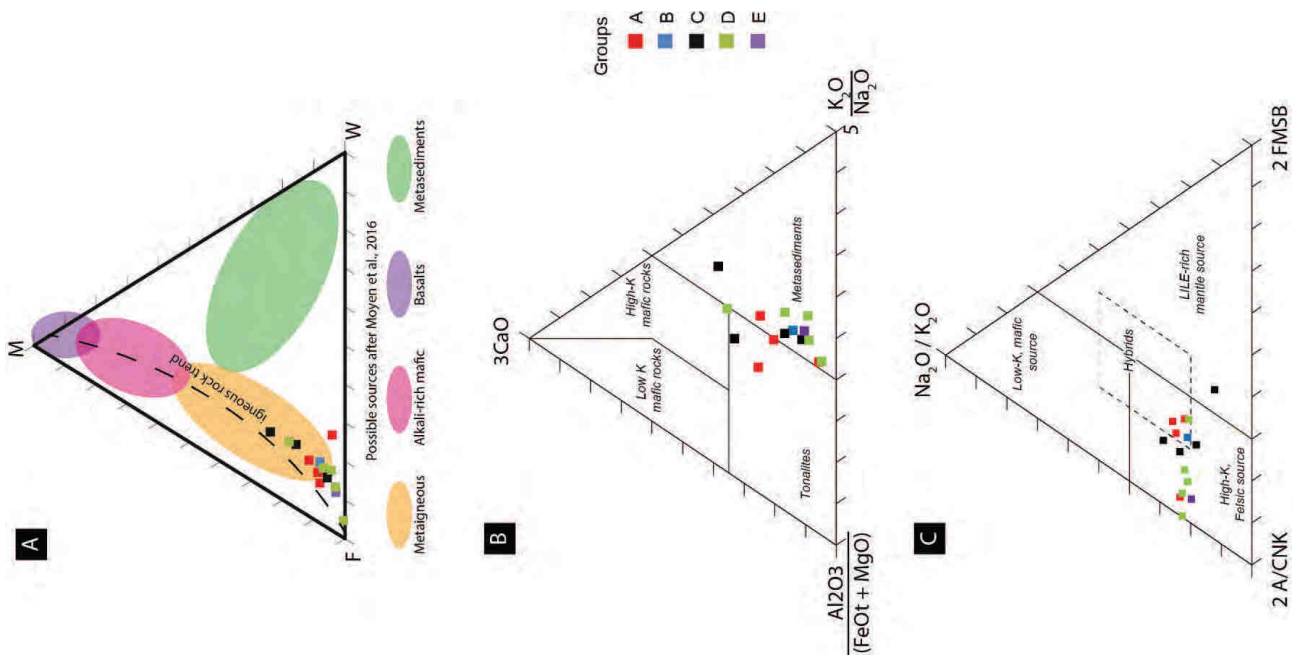


Figure F9. Ternary diagrams. A. FMW ternary diagrams from (Ohta and Arai, 2007), showing the potential sources of the granitoids. Colored area represent the potential sources after Moyen et al. (Moyen et al., 2016). B. Plot of each studied samples in ternary diagram 3CaO ; $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{MgO})$, $5\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$. Files was defined in (Laurent et al., 2014). C. Ternary diagram $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$; $2\text{A}/\text{CNK}$, 2FMSB . Filed as described in (Laurent et al., 2014)

$$M = -0.395 \times \ln(\text{SiO}_2) + 0.206 \times \ln(\text{TiO}_2) - 0.316 \times \ln(\text{Al}_2\text{O}_3) + 0.160 \times \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3) + 0.246 \times \ln(\text{MgO}) + 0.368 \times \ln(\text{CaO}^*) + 0.073 \times \ln(\text{Na}_2\text{O}) - 0.342 \times \ln(\text{K}_2\text{O}) + 2.266$$

$$F = 0.191 \times \ln(\text{SiO}_2) - 0.397 \times \ln(\text{TiO}_2) + 0.020 \times \ln(\text{Al}_2\text{O}_3) - 0.375 \times \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3) - 0.243 \times \ln(\text{MgO}) + 0.079 \times \ln(\text{CaO}^*) + 0.392 \times \ln(\text{Na}_2\text{O}) + 0.333 \times \ln(\text{K}_2\text{O}) - 0.892$$

$$W = 0.203 \times \ln(\text{SiO}_2) + 0.191 \times \ln(\text{TiO}_2) + 0.296 \times \ln(\text{Al}_2\text{O}_3) + 0.215 \times \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3) - 0.002 \times \ln(\text{MgO}) - 0.448 \times \ln(\text{CaO}^*) - 0.464 \times \ln(\text{Na}_2\text{O}) + 0.008 \times \ln(\text{K}_2\text{O}) - 1.374$$

Where CaO^* denotes CaO corrected for apatite and carbonates.

The chemistry of all these granitoids is compatible with partial melting of juvenile metaigneous material. The presence of marked negative Eu anomalies (Figure F7) is also compatible with anatexis of feldspar-rich source. This hypothesis is also supported by the values of T_{DM}^{Nd} between 1.1 and 1.4 Ga. Indeed, these T_{DM}^{Nd} (1.1 – 1.4 Ga) values of granitoids reflect mixing between an old Archean/Palaeoproterozoic component and a Neoproterozoic/Panafrican juvenile component which occurs during Cadomian orogeny (Moyen et al. 2016). Moreover, inherited zircons of Ordovician – Cadomian ages in our samples (Chapitre E) are in agreement with this statement.

F.3. Interprétations préliminaires :

L'étude préliminaire de ces données géochimiques nous permet d'en déduire quelques interprétations de premiers ordres.

Les données isotopiques, et notamment les valeurs ϵ_{Nd} négatives semblent indiquer que les granites proviennent majoritairement de la fusion d'une source crustale (Figure F8). Plusieurs autres paramètres géochimiques corroborent cette interprétation. En effet, la faible teneur en MgO observée dans les granites peut être interprétée comme l'absence d'une contribution de matériel mantellique intervenant dans la formation de ces granites. La présence de fortes anomalies négatives en Eu est également caractéristique d'une fusion crustale (Figure F7). De plus, les spiders diagrammes normalisés à la composition moyenne crustale présentent des profils proches des valeurs de la croûte continentale, l'enrichissement en LILE s'expliquant par de faibles taux de fusion partielle (Figure 6).

Bien que, les valeurs des ϵ_{Nd} soient négatives, elles restent supérieures aux valeurs classiques des granites crustaux (i.e. Type S) qui ont des valeurs autour de -10 (Dickin, 2008). Dans notre cas, ces valeurs peuvent s'expliquer si le matériel de fusion d'origine est un matériel juvénile. Cette proposition est étayée par les âges modèles obtenus, 1.1-1.4 Ga, (Figure F8C). Concernant la nature de cette source, les différents diagrammes présentés en figure F9 sont en accord avec une source de type felsique qui correspondrait donc à des protolithes de type intrusions ordoviciennes. De plus, les analyses U-Pb sur zircon effectuées sur ces granites (Chapitre E) présentent des âges hérités majoritairement Ordovicien, en accord avec une source juvénile.

Deux informations principales ressortent de ces données géochimiques :

- Les granites situés dans les massifs de Belledonne, des Grandes Rousses, et du Pelvoux, sont tous issus d'une fusion crustale sans participation de matériel mantellique.
- La source de ces granites est un matériel juvénile, probablement felsique.

Bibliographie :

- Ballèvre, M., Fourcade, S., Capdevila, R., Peucat, J.-J., Cocherie, A., Fanning, C.M., 2012. Geochronology and geochemistry of Ordovician felsic volcanism in the Southern Armorican Massif (Variscan belt, France): Implications for the breakup of Gondwana. *Gondwana Res.* 21, 1019–1036. doi:10.1016/j.gr.2011.07.030
- Barfety, J.C., Gidon, M., Ménot, R.-P., Debon, F., Pêcher, S., Guillot, S., Fourneaux, J.C., Gamond, J.-F., 2000. Notice feuille de Domène, 1/50000, 773.
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteoritic studies. In Henderson, P.(Ed.). *Rare Earth Elem. Geochem. Amst. Elsevier* 63–114.
- Debon, F., Le Fort, P., 1983. A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Earth Environ. Sci. Trans. R. Soc. Edinb.* 73, 135–149. doi:10.1017/S0263593300010117
- Debon, F., Lemmet, M., 1999. Evolution of Mg/Fe Ratios in Late Variscan Plutonic Rocks from the External Crystalline Massif of the Alps (France, Italy, Switzerland). *J. Petrol.* 40, 1151–1185.
- Dickin, A.P., 2008. *Radiogenic isotope geology*, 2. ed, reprint. ed. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Faure, M., Rossi, P., Gaché, J., Melleton, J., Frei, D., Li, X., Lin, W., 2014. Variscan orogeny in Corsica: new structural and geochronological insights, and its place in the Variscan geodynamic framework. *Int. J. Earth Sci.* 103, 1533–1551.
- Guillot, S., di Paola, S., Ménot, R.-P., Ledru, P., Spalla, M., Gosso, G., Schwartz, S., 2009. Suture zones and importance of strike-slip faulting for Variscan geodynamic reconstructions of the External Crystalline Massifs of the western Alps. *Bull Soc Géol Fr.* 180, 483–500.
- Laurent, O., Martin, H., Moyen, J.F., Doucelance, R., 2014. The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos* 205, 208–235. doi:10.1016/j.lithos.2014.06.012
- Liew, T.C., Hofmann, A.W., 1988. Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: indications from a Nd and Sr isotopic study. *Contrib. Mineral. Petrol.* 98, 129–138.
- Moyen, J.-F., Laurent, O., Chelle-Michou, C., Couzinié, S., Vanderhaeghe, O., Zeh, A., Villaros, A., Gardien, V., 2016. Collision vs. subduction-related magmatism: two contrasting ways of granite formation and implications for crustal growth. *Lithos*. doi:10.1016/j.lithos.2016.09.018

Ohta, T., Arai, H., 2007. Statistical empirical index of chemical weathering in igneous rocks: A new tool for evaluating the degree of weathering. *Chem. Geol.* 240, 280–297.

doi:10.1016/j.chemgeo.2007.02.017

Shand, S.J., 1943. *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite.* New York: John Wiley & Sons.

Tabaud, A.-S., 2012. *Le magmatisme des Vosges: conséquence des subductions paléozoïques (datation, pétrologie, géochimie, ASM).* Université de Strasbourg.

Talbot, J.-Y., Faure, M., Chen, Y., Martelet, G., 2005. Pull-apart emplacement of the Margeride granitic complex (French Massif

Central). Implications for the late evolution of the Variscan orogen. *J. Struct. Geol.* 27, 1610–1629. doi:10.1016/j.jsg.2005.05.008

Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Rev. Geophys.* 33, 241–265. doi:10.1029/95RG00262

Villaseca, C., Barbero, L., Herreros, V., 1998. A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.* 89, 113–119.

Von Raumer, J.F., 1998. The Palaeozoic evolution in the Alps: from Gondwana to Pangea. *Geol. Rundsch.* 87, 407–435. doi:10.1007/s005310050219

Chapitre G



G.Discussion

G.1.Position anté-Cénozoïque des MCEs

Afin de pouvoir discuter du phénomène de fluage de croûte, ainsi que de la place des MCEs dans la chaîne varisque, il convient dans un premier temps de restituer leurs positions géographiques avant qu'ils ne soient affectés par les déformations mésozoïques et cénozoïques. Il est donc nécessaire de prendre en compte les différents déplacements et rotations enregistrés dans ces domaines afin de comparer l'orientation des structures des différents MCEs et des autres massifs varisques.

Des travaux récents se sont attachés à décrire l'impact de la convergence cénozoïque sur les MCEs (Bellahsen et al., 2012; Bellanger et al., 2014; Bellahsen et al., 2014; Boutoux et al., 2014; Bellanger et al., 2015). Ces études ont montré que pendant la convergence cénozoïque la zone dauphinoise, comprenant la série sédimentaire de couverture du Trias à l'Eocène et le socle représenté par les MCEs ont subi un important raccourcissement pouvant aller jusqu'à plus de 50%, notamment dans le massif du Mont Blanc (Bellanger et al., 2014). Dans les MCEs, ce raccourcissement est accommodé le long de zones de cisaillement localisées (de l'ordre du mètre ou du décamètre), inclinées vers l'E-SE, et enregistrant un déplacement vers l'W-NW (Bellanger et al., 2014). La convergence cénozoïque est également responsable de la migration vers le N-NW des MCEs ainsi que d'une importante rotation anti-horaire de ces derniers pouvant atteindre près de 40° dans le massif des Aiguilles Rouges-Mont blanc par exemple (Bellahsen et al., 2012).

Préalablement, les MCEs ont été également affectés par un épisode de rifting au Lias. Cet épisode de divergence tectonique est essentiellement caractérisé, dans les MCEs, par la présence de failles normales associées à la formation de nombreux demi-grabens (Lemoine, 1988). Peu d'arguments permettent de déterminer la quantité de déplacement subie par les MCEs pendant cet épisode de rifting au Mésozoïque. On peut cependant noter que celui-ci est très développé dans le Briançonnais et encore plus à l'Est puisqu'il donne lieu à l'ouverture de l'océan alpin ou Liguro-Piémontais, au callovo-oxfordien (e.g. Handy et al., 2010; Bellahsen et al., 2014). Ceci suggère que cet épisode de divergence n'est responsable que de peu de déplacement dans les MCEs.

Il a été montré récemment qu'une partie de la branche méridionale varisque (Corse-Sardaigne), avait enregistré d'importants mouvements (rotation, migration) durant le Permien (Edel et al., 2015). Malheureusement, il n'existe à l'heure actuelle aucune information permettant de savoir si les MCEs ont pu subir des déplacements similaires.

En considérant les données existantes, nous proposons donc de replacer les MCEs dans la position décrite dans la figure G1. Ce positionnement anté-cénozoïque prend en compte les mouvements associés essentiellement à la convergence cénozoïque. Il convient toutefois de noter que cette position représente un minimum de déplacement, compte tenu des incertitudes qui demeurent quant aux effets des événements permien et mésozoïques.

Après repositionnement des MCEs, on remarque que ces derniers doivent être déplacés vers l'E-SE, mais surtout que certains massifs comme les Aiguilles Rouges – Mont blanc, sont alors en position quasi E-W dans les coordonnées actuelles. Il faut également noter que le massif du Pelvoux et la partie sud du massif de Belledonne n'ont pas subi de rotation majeure. Dans cette configuration, les structures varisques, actuellement orientées N-S dans le massif des Aiguilles Rouges – Mont blanc (Dobmeier, 1998), étaient alors probablement orientées dans une direction proche de l'ENE-WSW.

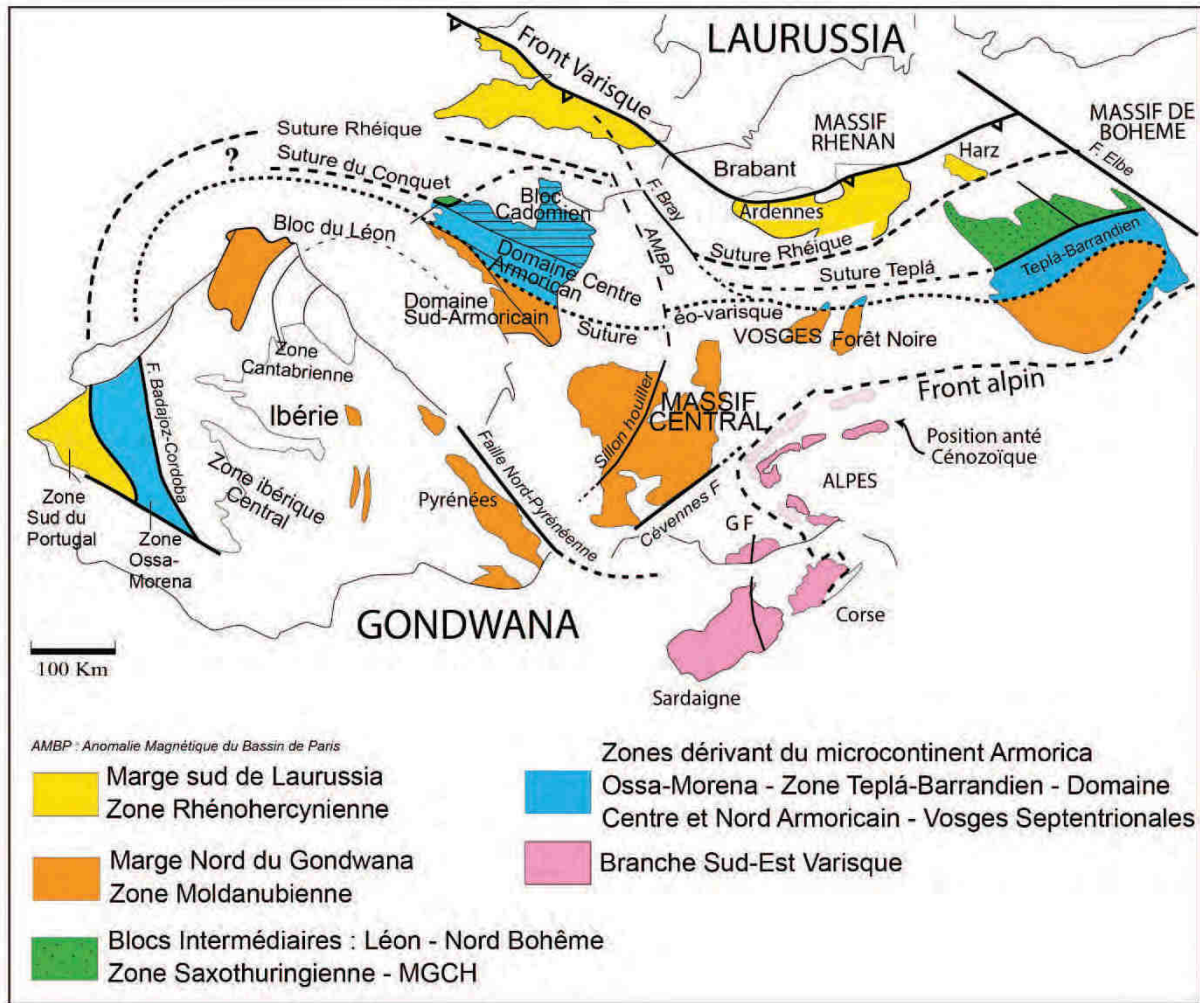


Figure G1. Structure de la chaîne varisque en Europe et positionnement des MCEs avant la compression cénozoïque. GF : Faille de Joyeuse-Grimaud. Modifiée d'après Faure et al., (2014).

G.2. Evolution tectono-métamorphique des massifs de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux

L'analyse structurale des massifs de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux, combinée à l'estimation des conditions thermo-barométriques, à la géochronologie, et à la géochimie, nous a permis de proposer l'évolution tectono-métamorphique et magmatique suivante:

- i) Un événement d'âge indéterminé, Dx, est caractérisé par la présence d'un métamorphisme de moyenne pression-basse température (ca.

0.68±0.1 Gpa ; 427±18 °C), enregistré dans l'unité de Rioupéroux-Livet. Les évidences pétrologiques progrades suggèrent un gradient métamorphique de l'ordre de 10°/km (Fréville et al., in review). Cet évènement D_x n'est pas contraint structuralement. Néanmoins, il pourrait correspondre au chevauchement précoce de l'unité de Chamrousse d'W en E, antérieurement au magmatisme bimodal observé dans cette unité.

- ii) Vers 350 Ma, on observe la formation d'une phase de magmatisme bimodal dans l'unité de Rioupéroux-Livet. L'origine de ce magmatisme : rift intracontinental, bassin arrière arc, reste encore inconnue.

- iii) Vers 350-325, l'évènement D₁ est responsable de la mise en place de nappes synmétamorphes dirigées d'Ouest en Est. La déformation ductile associée se caractérise par la formation d'une foliation S₁ inclinée vers l'W, et d'une linéation minérale et d'allongement L₁ orientée W-E. Cet empilement de nappes s'accompagne d'un métamorphisme barrovien avec des conditions du pic à 0.6-0.8 Gpa ; 600-680 °C, pouvant aller jusqu'à la fusion partielle à la base de la pile de nappes (Unité d'Allemont). Dans le même temps, la fusion partielle de la croûte s'accompagne de la mise en place de granites (NE-Belledonne, Grandes Rousses, Cortical Pelvoux). Des paragenèses reliques de haute-pression (Grandjean et al., 1996) dans les éclogites et granulites de l'unité de Peyre-Arguet ont été daté à 326±6 Ma (cette étude) et peuvent être rattachées à cet évènement D₁. C'est aussi durant cet épisode d'empilement de nappes que l'unité du Taillefer a pu se mettre en place (voir discussion plus bas).

- iv) Cette phase de déformation D₁ est immédiatement suivie par une phase de raccourcissement NW-SE, D₂. Cette seconde phase de déformation se caractérise, dans la partie SW de Belledonne, par la formation de plis P₂, de plus en plus fermés vers l'E. Elle se caractérise aussi par la formation

d'une foliation subverticale S_2 , dont le plan axial des plis P_2 est orienté $N030^\circ E$. Dans la partie partiellement fondue (Pelvoux interne), la déformation D_2 se caractérise par la formation d'un réseau anastomosé de cisaillements verticaux dont la géométrie est de type S-C-C' avec une cinématique senestre. La déformation s'accompagne, essentiellement dans la partie interne du massif du Pelvoux, de la mise en place de nombreux granites peralumineux entre ca. 310-300 Ma.

- v) Les évidences de terrain et les résultats géochronologiques suggèrent qu'à la fin de l'évènement D_2 , un niveau de cisaillement ductile est observé dans la zone de transition entre la croûte moyenne, partiellement fondue, et la croûte supérieure non fondue. Cette zone de cisaillement, D_3 , se caractérise par la formation d'une foliation faiblement pentée à horizontale S_3 , reprenant les structures S-C-C', et portant une linéation L_3 orientée $N150^\circ E$, à cinématique vers le NW. Cette foliation S_3 est soulignée par les produits de fusion partielle marqué par la présence de leucosomes migmatitiques. La déformation D_3 se produit en réponse à un raccourcissement vertical qui s'opère de manière synchrone avec le raccourcissement horizontal tardi- D_2 , mettant ainsi en évidence un partitionnement de la déformation dans croûte.
- vi) Un évènement thermique Permien responsable de la mise en place d'un granite à cordiérite a également été identifié dans le Massif du Pelvoux.

G.3.L'âge de l'évènement Dx

L'évènement métamorphique D_x peut être, dans un premier temps, daté entre ca. 500 Ma et ca. 350 Ma, soit entre le magmatisme océanique responsable de la formation de l'ophiolite de Chamrousse et le magmatisme bimodal de l'unité de Rioupéroux-Livet. Cette phase de déformation, D_x , est caractérisée dans la partie SW du massif de Belledonne par un

métamorphisme de MP-BT (Fernandez et al., 2002, cette étude), et correspond à une phase précoce d'empilement de nappes. Sur la base de datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphiboles issues d'une blasto-mylonite prélevée dans l'unité de Chamrousse, des auteurs (Monié et Ménot, non publié, Guillot et al. (2009) ont proposé que l'évènement Dx se soit produit vers 376 ± 7 Ma. Dans le même temps, dans la partie NE du massif de Belledonne, on observe la formation de migmatites amphibolitique et felsique, datées vers 380 Ma (379 ± 6 Ma par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphiboles, Monié et Ménot, non publié ; 373 ± 30 Ma par la méthode K/Ar sur amphibole, Demeulemeester, 1982). Notre étude confirme ces données puisque nous avons obtenu des âges à 371 ± 2 Ma pour la migmatite amphibolitique du NE de Belledonne et à 375 ± 4 Ma par la méthode U-Pb sur le zircon dans un septa d'encaissant dans le granite des Sept Laux (Données complémentaires, Chapitre E). On doit également noter que les amphibolites contiennent des roches éclogitiques non rétro-morphosées, dont le protolithe est daté en $473 +28/-21$ Ma, tandis que l'éclogitisation serait datée en 395 ± 2 Ma (par méthode U-Pb sur zircon: Paquette et al., 1989).

G.4. Le magmatisme bimodal de l'unité de Rioupéroux-Livet

Nous avons déterminé durant cette étude que le magmatisme bimodal de l'unité de Rioupéroux-Livet s'était mis en place vers 352 ± 1 Ma, ce qui est en accord avec les précédentes études proposant un âge dévono-dinantien pour cette unité (Ménot et al., 1985; Ménot, 1986; Ménot et al., 1987; Ménot, 1987). Mais son origine demeure cependant largement inconnue. Deux interprétations sont proposées : elle témoignerait d'un modèle de dépôt en contexte de marge active (Carne and Pin, 1987) ou d'un modèle de dépôt en contexte d'extension continentale (Ménot, 1988, 1987) (cf. Chapitre B). Cette unité magmatique se présente à sa base comme une alternance de leptynites et d'amphibolites (Ménot, 1986). Ce type d'assemblage qui a été reconnue dans le Massif Central (Complexe Leptyno-Amphibolitique, CLA) et dans de nombreux autres segments de la chaîne varisque, et a été interprété comme résultant de l'hyper-extension de la marge nord gondwaniennne (e.g. Briand et al., 1995). Bien que l'unité de Rioupéroux-Livet n'ait pas le même âge que le CLA, on pourrait tout de même supposer que le processus géodynamique responsable de ce magmatisme bimodal soit similaire, à savoir, lié à une extension continentale. Cependant, bien que plus vieux d'environ 10 à 15 Ma ($366-360$ Ma), un magmatisme bimodal a également été décrit en Brévenne (Pin and Paquette, 1997, 2002). De plus, tandis que pour l'unité de Rioupéroux-Livet le contexte géodynamique reste à

établir, l'unité de la Brévenne est, elle, clairement décrite comme se formant en domaine d'arrière-arc (Faure et al., 1997, 2009). On peut cependant avancer un point de comparaison. En effet, l'unité de la Brévenne qui s'ouvre vers ca. 365-360 Ma, se referme très rapidement après, c'est-à-dire avant ca. 350 Ma. L'âge de cette fermeture pouvant être estimé grâce à la discordance du Goujet d'âge Viséen inférieur (Faure et al., 1997; Leloix et al., 1999; Faure et al., 2005). Cette datation stratigraphique est confirmée par celle de la faille décrochante de Grand-Chemin qui a affecté les unités de la Brévenne et dont l'âge a été contraint à 345.6 ± 3.2 Ma ; et 349.1 ± 3.2 Ma par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Costa et al., 1993). De la même manière, l'unité de Rioupéroux-Livet enregistre une séquence similaire d'ouverture et de fermeture rapide, en raison de la phase de déformation D₁.

G.4. Le cas de l'unité du Taillefer

L'unité du Taillefer est essentiellement constituée de roches sédimentaires et volcaniques peu métamorphiques. Elle est classiquement supposée s'être déposée en discordance sur l'unité de Rioupéroux-Livet au Viséen supérieur (ca. 330-325 Ma, Carme, 1965a, 1965b; Gibergy, 1968). Nous n'avons pas observé la discordance, peut être en raison des événements de tectoniques tardi-carbonifères (D₂-D₃). Dans la partie NE du massif de Belledonne, Vivier et al. (1987) décrit un équivalent de cette unité qui s'est déposé en discordance sur les granites, et en particulier sur le granite de Saint-Colomban, daté à 343 ± 16 Ma, et 343 ± 14 Ma (Debon et al., 1998). Dans le massif des Grandes Rousses, l'unité du Taillefer est recoupée par le granite de Roche Noire-La Fare, daté à environ 310 Ma (cette étude). L'âge de mise en place de l'unité du Taillefer est donc estimé entre ca. 350 et 310 Ma. De plus, les roches volcaniques constituant cette unité présentent une signature tholéïtique de type arc avec une forte contamination en matériel crustal (Ménot, 1987; Vivier et al., 1987). Le dépôt de cette unité est donc interprété comme se faisant lors d'une phase d'extension viséenne, responsable de l'ouverture de bassins d'arrière arc localisés (Guillot et al., 2009). Dans le SW du massif de Belledonne, la création de tels bassins devrait engendrer une érosion de l'unité de Rioupéroux-Livet. Ainsi, des zircons provenant de cette unité pourraient être retrouvés en aval. Or, l'analyse des zircons détritiques présents dans les conglomérats du Taillefer sont tous antérieurs à 395 Ma. De plus, entre 350 et 310 Ma, l'unité de Rioupéroux-Livet n'enregistre aucune évidence d'extension. En effet, c'est pendant cet intervalle de temps que se produit

l'évènement compressif D₁, responsable de la mise en place des nappes vers l'E. Finalement, la datation à 338±5 Ma de la mise en place du granite d'Entraigue, dans les conglomérats du Taillefer, indique que cette unité était en place avant la formation de ce granite. Il en résulte donc que l'unité du Taillefer ne peut pas être viséenne, comme proposé précédemment. On peut dès lors considérer que l'unité du Taillefer aurait pu être charriée sur le haut de la pile tectonique, au début de l'évènement D₁. En raison des similarités lithologiques, un parallèle de premier ordre pourrait être fait avec les tuffs anthracifères, que l'on trouve au nord de la Brévenne et qui ont été datés à 336±5 Ma (par méthode Rb-Sr sur roche totale, Leloix et al., 1999), et les séries volcaniques retrouvées dans l'unité du Taillefer, et dont l'âge reste encore à préciser. Tout comme la série des Tuffs-Anthracifères qui post date la formation du domaine d'arrière-arc, les volcanites de l'unité du Taillefer pourraient également postdater le domaine de Rioupéroux-Livet.

G.5. Discussion autour de l'ophiolite de Chamrousse

Le complexe ophiolitique de Chamrousse est daté à 496±6 Ma (par méthode U-Pb sur zircons, Ménot et al., 1988), et à 497±24 Ma (par méthode Sm/Nd sur roche totale, Pin and Carme, 1987). Les caractéristiques géochimiques révèlent que le complexe de Chamrousse a pris place en contexte de marge active et a évolué jusqu'à former un domaine océanique avant de subduire (Bodinier et al., 1981). D'autres auteurs proposent en revanche que l'unité de Chamrousse se soit formée en contexte d'arrière-arc vers 500 Ma entre les domaines cadomien et gondwanien, avant de se refermer vers 490-480 Ma (von Raumer and Stampfli, 2008), ou vers 400-380 Ma (Guillot et al., 2009). Il apparaît ici que l'origine du domaine océanique de Chamrousse demeure largement débattue, c'est pourquoi nous cherchons à amener des éléments de réflexion supplémentaires quant à l'origine de l'ophiolite de Chamrousse.

Au cours de l'évènement tectonique D_x, daté à ca. 380 Ma, le complexe de Chamrousse a été obducté vers l'E. Dans le même temps, plus à l'E, se formaient les migmatites du secteur NE du massif de Belledonne, lesquelles contiennent en enclave des reliques éclogitiques, dont l'éclogisation est datée à 395±2 Ma, et le protolithe entre ca. 500 et 450 Ma. Ces éclorites présentent une signature géochimique de type N-MORB. Dans d'autres parties de la chaîne varisque, un métamorphisme de HP, daté entre ca. 420 et 400 Ma, est également reconnu,

notamment dans l'UGU. Ces reliques de HP sont souvent associées à des migmatites datées entre 390 et 370 Ma environ (Faure et al., 2005, 2008, 2009; Lardeaux et al., 2014, et références incluses). Il est admis que la fusion partielle de ces roches préalablement enfouies, permet l'exhumation des roches de HP (Figure G2, Faure et al., 2008). Cette séquence tectonique correspondant à la fermeture de l'océan médio-Européen, dont l'âge est estimé aux alentours de ca. 480 Ma (Faure et al., 2005; Ballèvre et al., 2009). Les âges des événements tectoniques et métamorphiques reconnus dans le massif de Belledonne présentent donc quelques similarités avec ce qui est entre autre décrit dans le Massif Central.

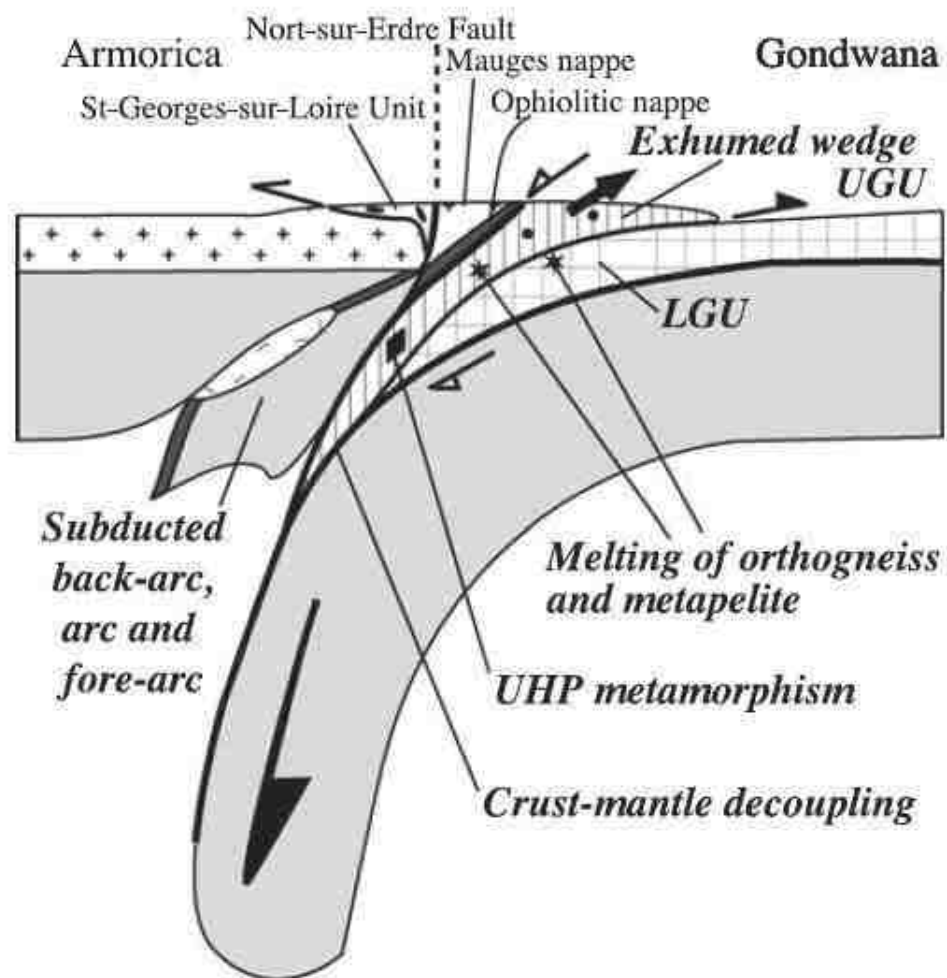


Figure G2. Coupe schématique montrant l'exhumation des unités partiellement fondues. D'après Faure et al. (2008).

Basé sur ces similarités, on se propose d'établir le schéma évolutif suivant (Figure G3) :

- i) Vers 500 Ma, la formation de l'océan de « Chamrousse », correspondant soit à l'océan médio-Européen, soit à un autre océan de moindre ampleur s'ouvrant au niveau de la marge nord gondwanienne.
- ii) Vers 395 Ma, la subduction de l'océan de Chamrousse vers l'W se produit. La subduction est responsable du métamorphisme de HP enregistré au sein des éclogites présentes dans le domaine NE du massif de Belledonne. Avec un protolithe daté à 473 +28/-21 Ma, ces éclogites présentent, une signature géochimique de type N-MORB, nous permettant de supposer que ces dernières témoignent de la trace de l'océan Chamrousse.
- iii) Vers 380-370 Ma, la fusion partielle des roches du panneau plongeant, permet en raison des contrastes rhéologiques, un découplage entre les roches partiellement fondues et les roches non fondues à l'origine de l'exhumation des migmatites (Labrousse et al., 2011), ainsi que les unités de HP (respectivement les migmatites et les éclogites du domaine NE du massif de Belledonne). Dans le même temps, une portion de l'océan Chamrousse, restée attachée à la plaque portant le continent W, est obducté vers l'E (phase Dx).

Il convient toutefois de nuancer cette proposition. En effet, de nombreuses inconnues demeurent, en dépit d'une tentative de repositionnement géographique de ces massifs avant les convergences cénozoïques. Par conséquence, les vergences proposées ici sont relatives aux coordonnées géographiques actuelles, et n'autorise donc pas de comparaison simple avec les autres parties de la chaîne varisque. De plus, malgré des similarités de premier ordre, les données géochronologiques diffèrent légèrement de celles retrouvées dans d'autres parties de la chaîne varisque (âge de l'ophiolite, âge des migmatites). Enfin, il n'existe à l'heure actuelle que trop peu de données structurales et métamorphiques dans le domaine NE du massif de Belledonne, nous permettant de discuter de cette éventuelle exhumation.

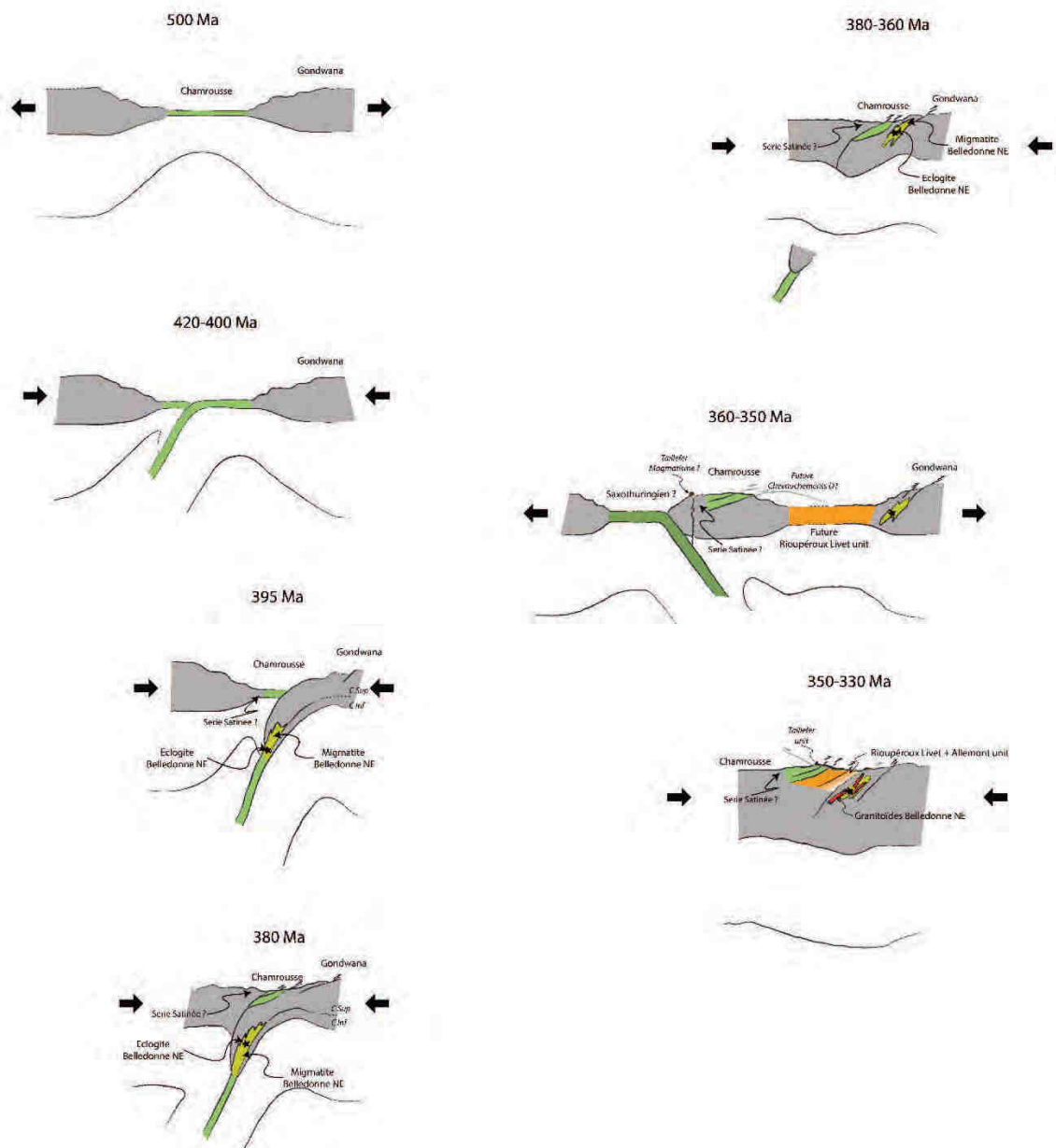


Figure G3. Schéma représentant la possible évolution du domaine de Chamrousse.

G.6. Quelques points de comparaison avec les différents massifs de la zone moldanubienne

Nous venons de rappeler qu'il existait des similitudes entre notre secteur d'étude et le Massif Central notamment pour l'évolution dévonienne. Les évènements tectono-

métamorphiques carbonifères observés dans les massifs de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux présentent-ils des points communs avec les domaines proches de la zone moldanubienne ?

On a déjà rappelé qu'il existait des similarités de premier ordre entre la Brévenne, les tuffs anthracifères, et les unités de Rioupéroux-Livet et du Taillefer. Dans le Massif Central, un événement de mise en place de nappes est enregistré pendant le Carbonifère (Figure G4). Cependant, celui-ci intervient entre ca. 360 et 350 Ma (Faure et al., 2005, 2009; Melleton et al., 2009; Lardeaux et al., 2014). Comme dans le cas du secteur de Belledonne-Pelvoux, cet épisode de collision s'accompagne de la mise en place de nombreux granites syn-tectoniques (Faure et al., 2005 et références incluses). Un autre point comparable est l'évènement thermique stephanien que l'on observe essentiellement dans la partie E du Massif Central. Cet évènement est interprété comme résultant du collapse gravitaire de la chaîne varisque (Malavieille et al., 1990; Faure, 1995; Ledru et al., 2001), responsable de la mise en place de nombreux granites et migmatites. Cependant, et contrairement aux granites affleurant dans notre secteur d'étude, il a clairement été montré une contribution importante de matériel mantellique dans la formation de ces granites (Couzinie et al., 2014; Moyen et al., 2016 et références incluses). Lardeaux et al. (2014) ont par ailleurs montré qu'il existait des différences notables entre le Massif Central, les Vosges et la Bohème (Figure 4) permettant de définir deux sous-domaines moldanubiens (c.f. Chapitre B). L'une des différences existant entre la zone étudiée et le secteur moldanubien est, par exemple, l'absence d'évènement thermique à ca. 300 Ma dans les Vosges et dans le massif de la Bohème. En revanche, on retrouve dans ces deux massifs la présence de granites se mettant en place à ca. 340 Ma. Cependant, les données géochimiques suggèrent que la mise en place de ces granites implique une forte participation du manteau lithosphérique (Tabaud, 2012; Lardeaux et al., 2014). Enfin, au sein du massif de la Bohème, le métamorphisme barrovien, lié à un épaissement crustal carbonifère, n'est identifié que dans le domaine moravo-silésien (Skrzypek, 2011 et références incluses).

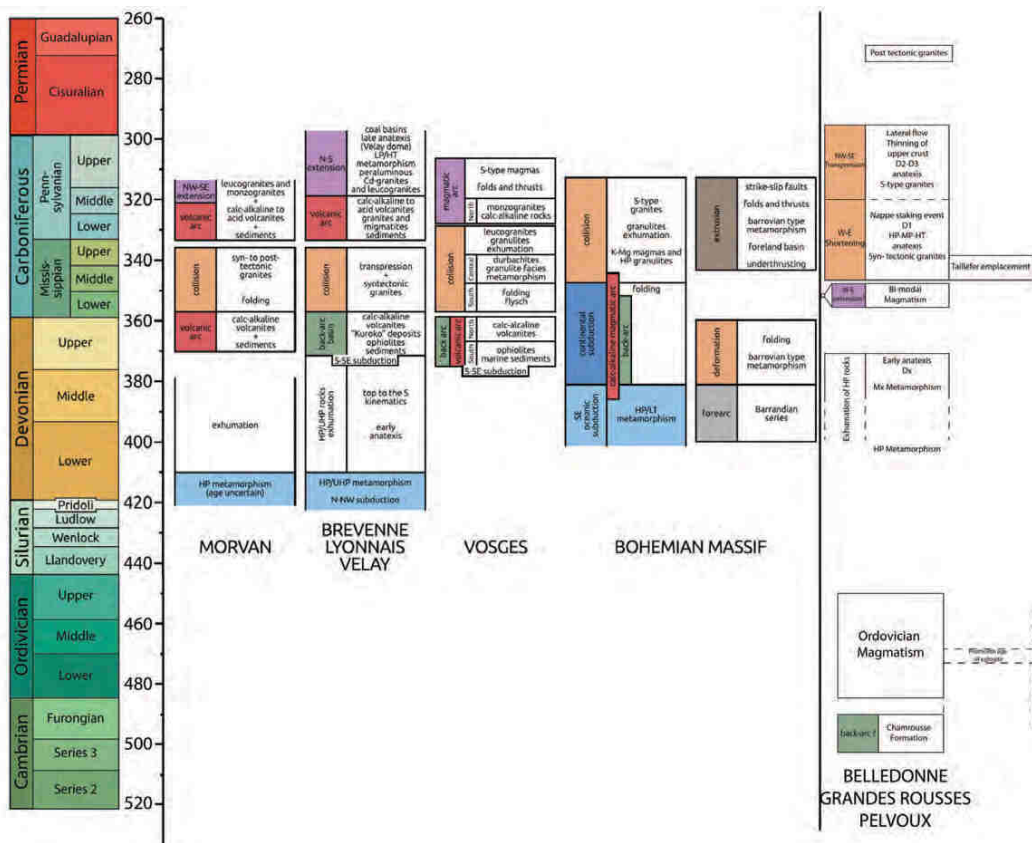


Figure G4. Tableau comparant les différents événements tectono-métamorphique du Massif Central, des Vosges, de la Bohême et du secteur de Belledonne-Pelvoux. Modifiée d'après (Lardeaux et al., 2014).

G.7.A propos du fluage de la croûte

Plusieurs domaines de la chaîne varisque enregistrent des évidences de fluage de la croûte continentale partiellement fondue (Figure G5).

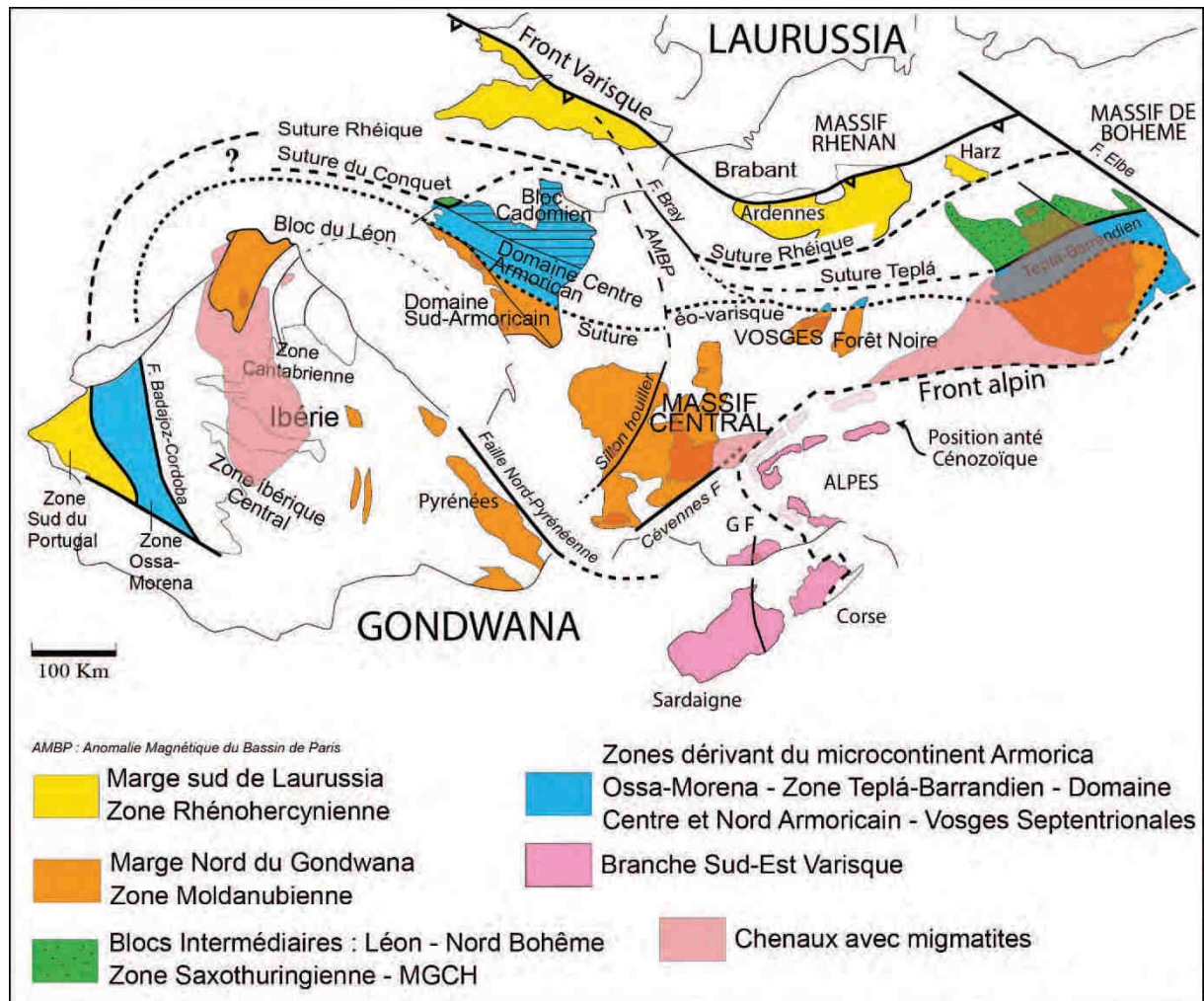


Figure G5. Carte géologique de l'architecture varisque, montrant la position des chenaux de fluages. Modifiée d'après Faure et al. (2014) et Rubio Pascual et al. (2016).

La présence du fluage de la croûte dans la chaîne varisque est particulièrement bien documentée dans le domaine moldanubien. Cependant, ce fluage est partitionné dans le temps et dans l'espace (Chapitre A). Par exemple, tandis qu'on enregistre un fluage vertical dans le massif de la Bohême vers 340 Ma. (Schulmann et al., 2009), un fluage latéral de la croûte se produit dans le même temps en Ibérie Centrale (Rubio Pascual et al., 2016). De même, dans le

massif des Maures-Tanneron, on enregistre d'abord une extrusion verticale de la croûte vers ca. 330 Ma, suivie d'un fluage latéral vers ca. 310 Ma associé à une collapse gravitaire dans la zone externe du massif (Schneider et al., 2014). On a également vu en début de ce manuscrit que les différents modes de fluage de la croûte partiellement fondue étaient caractérisés par des structures spécifiques et se produisaient à différents moments au cours de l'orogénèse (Vanderhaeghe, 2009).

Le cas des massifs de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux

Le secteur de Belledonne-Pelvoux enregistre vers ca. 320-300 Ma un raccourcissement horizontal en régime transpressif senestre se caractérisant, dans la croûte inférieure partiellement fondue, par le développement d'une foliation verticale et de zones de cisaillement anastomosées. Plus au nord, dans le massif des Aiguilles Rouges, des structures similaires ont été décrites et permettent de supposer un régime transpressif dextre (Dobmeier, 1998). Ces cinématiques opposées peuvent être expliquées en prenant en compte les rotations des MCEs durant l'épisode de convergence cénozoïque. En effet, une fois les massifs replacés dans leurs positions géographiques avant cet épisode, le massif des Aiguilles Rouges se retrouve en alignement quasi E-W (Figure G1). Le mouvement dextre est alors compatible avec un raccourcissement NW-SE comme dans le cas du massif du Pelvoux, et non comme résultant de la combinaison d'un raccourcissement E-W associé à une extension N-S, comme cela a été proposé par de précédentes études (Strzeczynski et al., 2005). On peut proposer que vers ca. 320-300 Ma, la croûte partiellement fondue des MCEs se déforme au sein des MCEs, en réponse à un raccourcissement NW-SE.

Plusieurs modes de fluage de la croûte partiellement fondue ont été décrits dans l'orogénèse varisque (cf. chapitre A). Chaque mode de fluage correspondant à une étape différente de l'orogénèse. On observe ainsi du fluage vertical pendant la formation du prisme orogénique, un fluage latéral pendant la croissance du plateau orogénique, et enfin un fluage horizontal lors du collapse gravitaire de la chaîne (Vanderhaeghe, 2009). Est-ce que la déformation D2 enregistrée dans le Pelvoux interne témoigne d'un mode de fluage particulier ?

Si l'on considère que l'épaississement crustal correspond à la formation du prisme orogénique, on peut alors s'interroger sur l'existence d'un fluage vertical dans le secteur de Belledonne-Pelvoux. D'autant plus, que l'empilement des nappes pendant l'événement D₁

entraîne la fusion partielle de la croûte à la base de la pile de nappes. La présence d'une fabrique planaire verticale, pourrait témoigner d'un fluage vertical pendant la formation des prismes orogéniques, et donc de l'épaississement crustal (Schulmann et al., 2009; Vanderhaeghe, 2009; Schneider et al., 2014). Cependant, nous n'avons pas observé de linéations verticales L_2 et l'épaississement crustal dans le secteur de Belledonne-Pelvoux a lieu vers ca. 350-330 Ma alors que la déformation D_2 a eu lieu vers ca. 320-300 Ma. On ne peut donc pas invoquer ce mode de fluage. Néanmoins, la présence de foliations verticales accompagnée d'une linéation magmatique verticale décrite dans le massif des Sept Laux (Barfety et al., 2000) pourrait alors être un indice d'un événement de fluage vertical. Cependant, il convient de fortement nuancer ce propos tant les données structurales dans ce secteur demeurent faibles.

Un mode de fluage latéral a été récemment proposé pour décrire l'évolution du Dévonien supérieur au Carbonifère inférieur (360-335 Ma) de la chaîne varisque, notamment afin d'expliquer l'allochtonie des nappes « moldanubiennes » sur l'avant pays varisque, en Ibérie centrale (Rubio Pascual et al., 2016). Le fluage latéral s'exprime structurellement par la présence de foliations plates (Rubio Pascual et al., 2013). Dans le massif de Pelvoux les foliations et cisaillement D_2 sont verticaux et la déformation est tardi-carbonifère. Nous ne pouvons donc pas rattacher la déformation D_2 observé dans les migmatites du Pelvoux à cet événement de fluage observé en Ibérie.

Durant l'évolution orogénique, différents types de détachements ont été décrits (Figure G6), tous contrôlés par le fluage de la croûte partiellement fondue : les détachements syn-orogéniques fortement inclinés (High-angle syn-orogenic detachment), se formant pendant la création du prisme orogénique ; les détachements syn-orogéniques faiblement inclinés (Low-angle syn-orogenic detachment), se créant pendant le fluage latéral qui a lieu sous le plateau orogénique ; et les détachements post-orogéniques faiblement inclinés (Low-angle post-orogenic detachment), se formant pendant le fluage l'horizontal en même temps que le collapse gravitaire (Vanderhaeghe, 2012). Dans le Massif Central, ce collapse gravitaire se traduit par la formation d'une foliation plate, portant une linéation d'étirement perpendiculaire à l'axe de la chaîne (Ledru et al., 2001). Ce collapse gravitaire est accommodé dans les parties supérieures de la croûte, par l'intermédiaire de grands détachements (Malavieille et al., 1990) que l'on peut assimiler aux détachements post-orogéniques aux toit de la croûte partiellement fondue (Figure G6) (Vanderhaeghe, 2012).

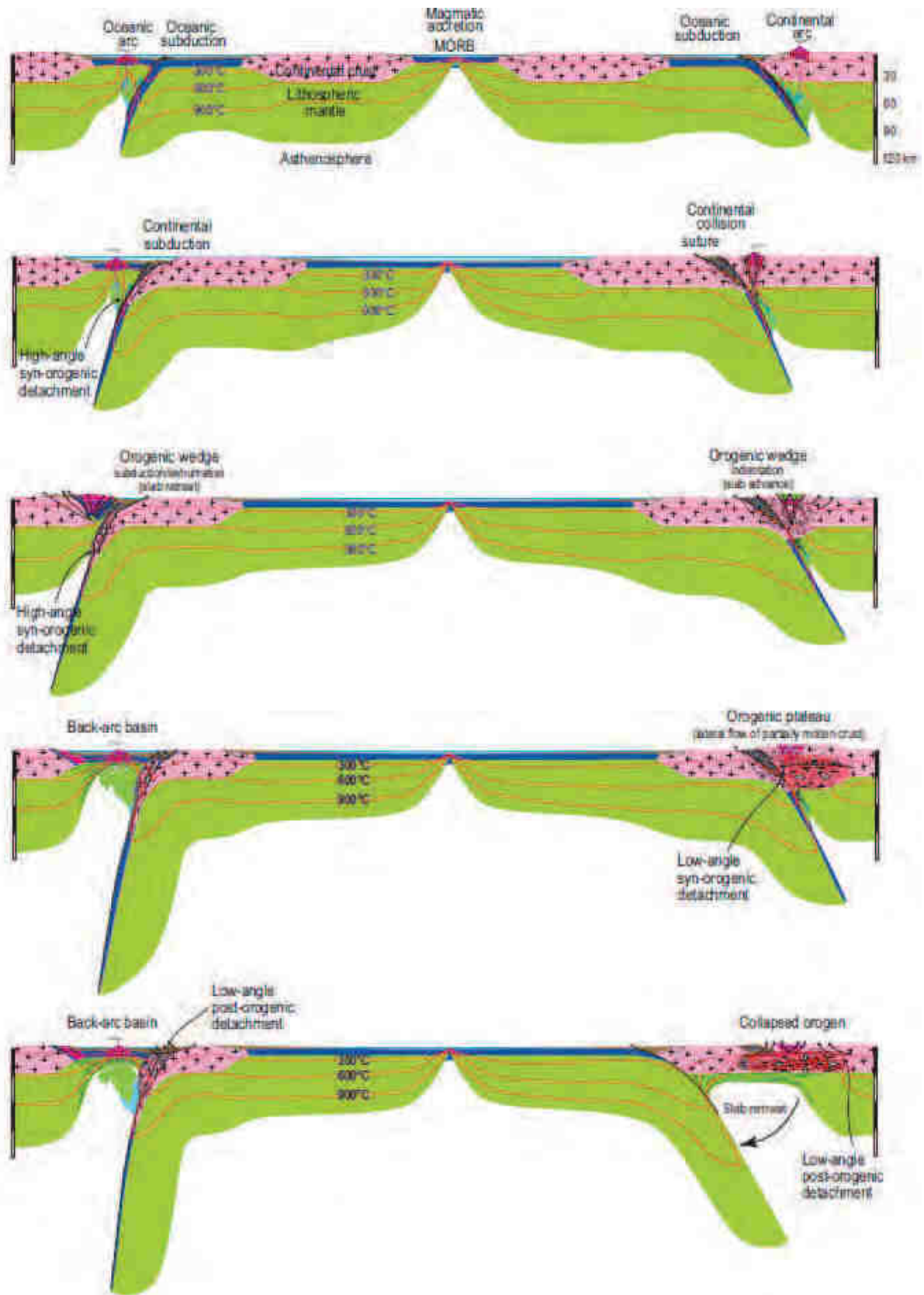


Figure G6. Coupe schématique montrant les différents modes de fluage durant l'orogénèse ainsi que les différents types de détachement associés. D'après (Vanderhaeghe, 2012).

Une des différences majeures entre les détachements syn- et post-orogéniques, réside dans le rôle joué par les détachements dans l'amincissement crustal. En effet, les détachements syn-orogéniques n'accommodent pas d'amincissement significatif ni de désépaississement de la croûte, alors que les détachements post-orogéniques, eux associés aux failles normales à faible pendage, permettent d'amincir fortement la croûte pendant le collapse gravitaire (Vanderhaeghe, 2012). La géométrie de ces différents détachements peut donc nous donner des informations sur le mode de fluage. Nous avons montré qu'il existait une zone de transitions (zone de transition D₃) ayant accommodé le fluage de la croûte partiellement fondue au niveau du front anatectique. Dans le massif du Pelvoux, nous n'avons aucune évidence de faille normale associée à cette zone de transition. De plus, la croûte partiellement fondue située sous cette zone de transition est déformée selon un raccourcissement horizontal NW-SE. On peut donc supposer que la zone de transition D₃ correspondrait à un détachement syn-orogénique faiblement incliné qui accommoderait le fluage latéral de la croûte partiellement fondue sous-jacente. La présence de ce type de détachement, associé à un fluage latéral, semblerait indiquer qu'on se situerait au moment de la formation du plateau orogénique dans l'histoire orogénique (Vanderhaeghe, 2012).

Nos données géochronologiques révèlent que le fluage latéral observé dans le massif du Pelvoux est synchrone du fluage horizontal décrit dans le Massif Central et synchrone du collapse gravitaire tardi-carbonifère, vers 310-300 Ma (Malavieille et al., 1990; Faure, 1995; Ledru et al., 2001). Cet évènement serait également responsable de la mise en place de bassins sédimentaires stéphano-permiens (Faure et al., 2005 et référence incluses). Dans le sud du Massif Central, en Montagne Noire, des structures similaires à celles observées dans le massif du Pelvoux ont été décrites (Rabin et al., 2015; Fréville et al., 2016). Certains auteurs proposent que cette variation dans le mode de fluage soit due aux contraintes compressives induites en bordure de la chaîne par le fluage horizontal de cette dernière, lorsque celle-ci atteint l'avant pays de la chaîne, où se situe une zone de cisaillement dextre (Figure G7, Whitney et al., 2015).

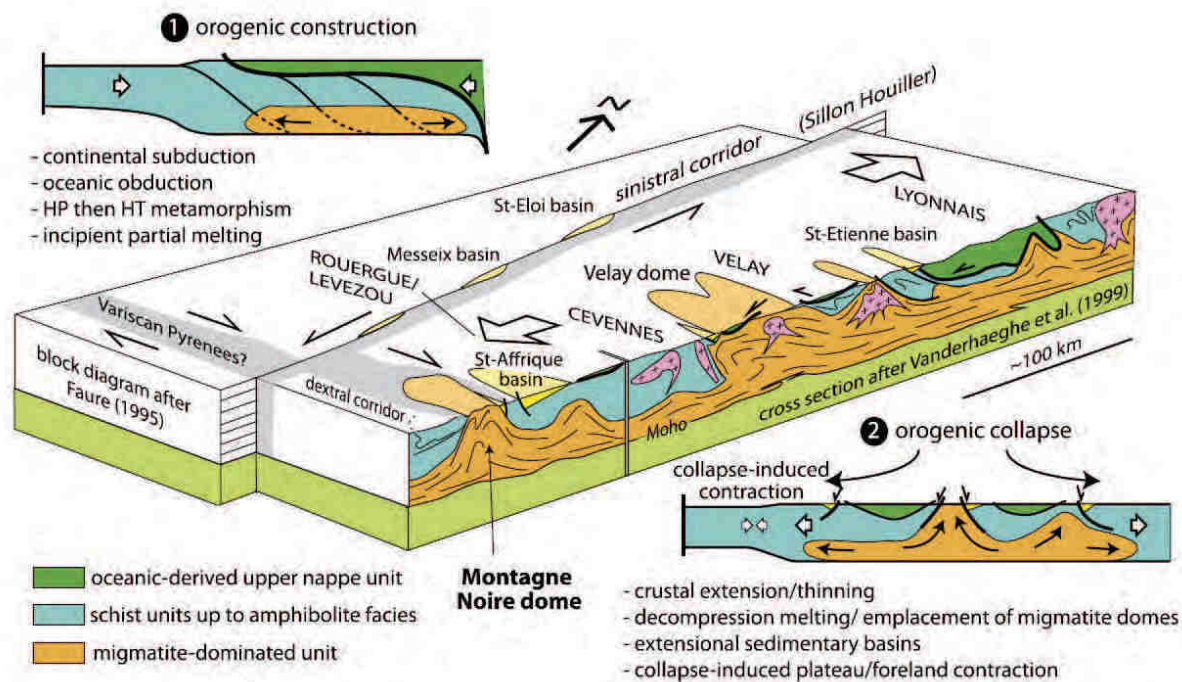


Figure G7. Diagramme 3D schématique montrant les relations géométriques entre le collapse gravitaire dans le Massif Central et le fluage latéral en Montagne Noire. D'après (Whitney et al., 2015).

Dans le massif des Maures-Tanneron, un fluage latéral se produisant vers ca. 320-300 Ma est également invoqué (Schneider et al., 2014; Oliot et al., 2015). Ce fluage latéral se produirait dans les zones internes migmatitiques, et permettrait l'exhumation de la croûte inférieure partiellement fondue. Dans les parties externes non migmatitiques le collapse gravitaire (<320 Ma) serait marqué par la présence de détachements. Au nord de la Sardaigne, que l'on rattache à la partie interne du massif des Maures-Tanneron (cf. Chapitre B), un évènement transpressif est également identifié. Cet évènement est supposé se produire entre ca. 315 et 320 Ma (Carosi et al., 2005). Dans le massif de Belledonne, (i.e. domaine externe), la présence de détachement permettant la mise en place de bassins sédimentaires stéphaniens a été montré (Fernandez et al., 2002). On peut donc proposer un parallèle entre le massif des Maures-Tanneron, la Montagne Noire et le secteur de Belledonne-Pelvoux. Dans ce cas-là, le fluage latéral enregistré dans les MCEs à la fin du Carbonifère, serait lié au positionnement des MCEs dans la chaîne varisque, laquelle enregistre un effondrement gravitaire à la même période mais dans d'autres massifs. Cependant, en raison de la convergence alpine, il est difficile de savoir si les MCEs étaient réellement positionnés dans la partie externe de la chaîne varisque.

On a déjà mentionné précédemment, qu'il existait des similarités entre l'évolution tectonique des MCEs et l'évolution tectonique du Massif Central. Cependant, les événements tectoniques comparables (ouverture des bassins, épaissement crustal, etc...) se produisent plus tardivement dans les MCEs que dans le Massif Central (Figure G4). Une explication possible serait que les MCEs enregistrent les mêmes événements tectoniques que ceux reconnus dans la zone moldanubienne orientale, mais plus tardivement. Ce diachronisme pourrait être expliqué en considérant une convergence oblique. Cependant, cette hypothèse est peu probable, car il faudrait également que les événements siluro-dévonien soient, eux aussi, significativement décalés dans le temps.

Bibliographie:

- Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., Pitra, P., 2009. Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones. *Comptes Rendus Geosci., Mécanique de l'orogénie varisque: Une vision moderne de la recherche dans le domaine de l'orogénie* Mechanics of Variscan Orogeny: A modern view on orogenic research 341, 174–201. doi:10.1016/j.crte.2008.11.009
- Barfety, J.C., Gidon, M., Ménot, R.-P., Debon, F., Pêcher, S., Guillot, S., Fourneaux, J.C., Gamond, J.-F., 2000. Notice feuille de Domène, 1/50000, 773.
- Bellahsen, N., Jolivet, L., Lacombe, O., Bellanger, M., Boutoux, A., Garcia, S., Mouthereau, F., Le Pourhiet, L., Gumiaux, C., 2012. Mechanisms of margin inversion in the external Western Alps: Implications for crustal rheology. *Tectonophysics* 560–561, 62–83. doi:10.1016/j.tecto.2012.06.022
- 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. doi:10.1002/2013TC003453
- Bellanger, M., Augier, R., Bellahsen, N., Jolivet, L., Monié, P., Baudin, T., Beyssac, O., 2015. Shortening of the European Dauphinois margin (Oisans Massif, Western Alps): New insights from RSCM maximum temperature estimates and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ in situ dating. *J. Geodyn.* 83, 37–64. doi:10.1016/j.jog.2014.09.004
- Bellanger, M., Bellahsen, N., Jolivet, L., Baudin, T., Augier, R., Boutoux, A., 2014. Basement shear zones development and shortening kinematics in the Ecrins Massif, Western Alps. *Tectonics* 33, 84–111. doi:10.1002/2013TC003294
- Bodinier, J.L., Dupuy, C., Dostal, J., Carme, F., 1981. Geochemistry of Ophiloites from Chamrousse Complexe (Belledonne Massif, Alps). *Contrib Miner. Pet.* 78, 379–388.
- Boutoux, A., Verlaquet, A., Bellahsen, N., Lacombe, O., Villemant, B., Caron, B., Martin, E., Assayag, N., Cartigny, P., 2014. Fluid systems above basement shear zones during inversion of pre-orogenic sedimentary basins (External Crystalline Massifs, Western Alps). *Lithos* 206–207, 435–453. doi:10.1016/j.lithos.2014.07.005
- Briand, B., Bouchardon, J.-L., Ouali, H., Piboule, M., Capiez, P., 1995. Geochemistry of bimodal amphibolitic—felsic gneiss complexes from eastern Massif Central, France. *Geol. Mag.* 132, 321–337.
- Carme, F., 1965a. Existence de deux formations détritiques remarquables dans les schistes cristallins anté-houiller du Taillefer (chaîne de Belledonne Alpes françaises). *C R Acad Sc Paris* 260, 6656–6659.
- Carme, F., 1965b. Sur deux formations, d'origine volcanique, des schistes cristallins anté-houillers de la chaîne de Belledonne (Alpes Française). *C R Acad Sc Paris* 260, 6401–6404.
- Carme, F., Pin, C., 1987. Vue d'ensemble sur le magmatisme pré-orogénique et l'évolution métamorphique et tectonique varisque dans le Sud de la chaîne de Belledonne (Massifs Cristallins Externes, Alpes françaises). *Comptes Rendus Accadémie Sci. Sér. II* 304, 1177–1180.
- Carosi, R., Frassi, C., Iacopini, D., Montomoli, C., 2005. Post collisional transpressive tectonics in northern Sardinia (Italy). *J. Virtual Explor.* 19. doi:10.3809/jvirtex.2005.00118
- Costa, S., Maluski, H., Lardeaux, J.-M., 1993. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology of Variscan tectono-metamorphic events in an exhumed

- crustal nappe: the Monts du Lyonnais complex (Massif Central, France). *Chem. Geol.* 105, 339–359. doi:10.1016/0009-2541(93)90135-6
- Couzinie, 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. doi:10.3190/jgeosci.155
- Debon, F., Guerrot, C., Ménot, R.P., Vivier, G., Cocherie, A., 1998. Late variscan granites of the Belledonne massif (French Western Alps): an Early Visean magnesian plutonism. *Schweiz Miner. Petrogr Mitt* 78, 67–85.
- Demeulemeester, P., 1982. Contribution à l'étude radiométrique à l'Argon et au Strontium des massif cristallins externes (Alpes Française) distribution cartographique des âges su biotites et amphiboles. Université de Grenoble.
- Dobmeier, C., 1998. Variscan P-T deformation paths from the southwestern Aiguilles Rouges massif (External massif, western Alps) and their implication for its tectonic evolution. *Int. J. Earth Sci.* 87, 107–123.
- Edel, J.-B., Schulmann, K., Lexa, O., Diraison, M., Géraud, Y., 2015. Permian clockwise rotations of the Ebro and Corso-Sardinian blocks during Iberian–Armorican oroclinal bending: Preliminary paleomagnetic data from the Catalan Coastal Range (NE Spain). *Tectonophysics* 657, 172–186. doi:10.1016/j.tecto.2015.07.002
- Faure, M., 1995. Late orogenic carboniferous extensions in the variscan French Massif Central. *Tectonics* 14, 132–153.
- Faure, M., Lardeaux, J.-M., Ledru, P., 2009. A review of the pre-Permian geology of the Variscan French Massif Central. *Comptes Rendus Geosci.* 341, 202–213.
- Faure, M., Leloix, C., Roig, J.-Y., 1997. L'Evolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 168, 695–705.
- Faure, M., Mézème, E.B., Cocherie, A., Rossi, P., Chemenda, A., Boutelier, D., 2008. Devonian geodynamic evolution of the Variscan Belt, insights from the French Massif Central and Massif Armoricain. *Tectonics* 27, 1–19.
- Faure, M., Mezeme, E.B., Duguet, M., Cartier, C., J.Y. Talbot, 2005. Paleozoic tectonic evolution of medio-europa from the example of the french massif central and massif armoricain. *J. Virtual Explor.* 19, Paper 5.
- Faure, M., Rossi, P., Gaché, J., Melleton, J., Frei, D., Li, X., Lin, W., 2014. Variscan orogeny in Corsica: new structural and geochronological insights, and its place in the Variscan geodynamic framework. *Int. J. Earth Sci.* 103, 1533–1551.
- Fernandez, A., Guillot, S., Ménot, R.P., Ledru, P., 2002. Late Paleozoic polyphased tectonics in the SW Belledonne massif (external crystalline massifs, French Alps). *Geodin. Acta* 15, 127–139.
- Fréville, K., Cenko-Tok, B., Trap, P., Rabin, M., Leyreloup, A., Régner, J.-L., Whitney, D.L., 2016. Thermal interaction of middle and upper crust during gneiss dome formation: example from the Montagne Noire (French Massif Central). *J. Metamorph. Geol.* 34, 447–462. doi:10.1111/jmg.12188
- Fréville, K., Trap, P., Faure, M., Melleton, J., Xian-Hua, L., Wei, L., Blein, O., in review. New structural, metamorphic and geochronological insights on the Variscan

evolution in the Alpine Belledonne massif (France). *Int J Earth Sci. Geol Rundsch.*

Gibergy, P., 1968. Découverte de “grès à trous” renfermant des schistes noirs de Valbonnais (série cristallophyllienne des Massifs Cristallins Externes dans les Alpes française). *C R Acad Sc Paris* 267, 1251–1254.

Grandjean, V., Guillot, S., Pecher, A., 1996. Un nouveau témoin de l'évolution métamorphique BP-HT post-orogénique hercynienne: l'unité de Peyre-Arguet (Haut-Dauphiné). *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Sci. Terre Planètes* 322, 189–195.

Guillot, S., di Paola, S., Ménot, R.-P., Ledru, P., Spalla, M., Gosso, G., Schwartz, S., 2009. Suture zones and importance of strike-slip faulting for Variscan geodynamic reconstructions of the External Crystalline Massifs of the western Alps. *Bull Soc Géol Fr.* 180, 483–500.

Handy, M.R., M. Schmid, S., Bousquet, R., Kissling, E., Bernoulli, D., 2010. Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth-Sci. Rev.* 102, 121–158.
doi:10.1016/j.earscirev.2010.06.002

Labrousse, L., Prouteau, G., Ganzhorn, A.-C., 2011. Continental exhumation triggered by partial melting at ultrahigh pressure. *Geology* 39, 1171–1174.
doi:10.1130/G32316.1

Lardeaux, J.M., Schulmann, K., Faure, M., Janoušek, V., Lexa, O., Skrzypek, E., Edel, J.B., tipska, P., 2014. The Moldanubian Zone in the French Massif Central, Vosges/Schwarzwald and Bohemian Massif revisited: differences and similarities. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 405, 7–44. doi:10.1144/SP405.14

Ledru, P., Courrioux, G., Dallain, C., Lardeaux, J.M., O. Vanderhaeghe, Vitel, G., 2001. The Velay dome (French Massif Central): melt generation and granite emplacement during orogenic evolution. *Tectonophysics* 342, 207–237.

Leloix, C., Faure, M., Feybesse, J.-L., 1999. Hercynian polyphase tectonics in the northeast French Massif Central: the closure of the Brévenne Devonian–Dinantian rift. *Int. J. Earth Sci.* 88, 409–421. doi:10.1007/s005310050275

Lemoine, M., 1988. Des nappes embryonnaires aux blocs basculés: évolution des idées et des modèles sur l'histoire mésozoïque des Alpes occidentales. *G-Alp.* 8, 787–797.

Malavieille, J., Guihot, P., Costa, S., Lardeaux, J.M., Gardien, V., 1990. Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone and St. Etienne Late Carboniferous basin. *Tectonophysics* 177, 139–149.

Melleton, J., Faure, M., Cocherie, A., 2009. Monazite U-Th/Pb chemical dating of the Early Carboniferous syn-kinematic MP/MT metamorphism in the Variscan French Massif Central. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 180, 283–292. doi:10.2113/gssgfbull.180.3.283

Ménot, R.-P., 1988. An overview of the geology of the Belledonne Massif (External Crystalline Massifs of western Alps). *Schweiz Miner. Petrogr Mitt* 70, 33–53.

Ménot, R.P., 1987. Magmatisme paléozoïques et structuration carbonifère de massif de Belledonne (Alpes Française). Contraintes nouvelles pour le schémas d'évolution de la chaîne Varisque ouest-européenne. Université de Rennes.

Ménot, R.-P., 1986. Les formations plutono-volcaniques dévoniennes de Rioupéroux-Livet (massifs cristallins

externes des Alpes françaises): nouvelles définitions lithostratigraphique et pétrographique. *Schweiz. Miner. Petrol. Mitteilungen* 66, 229–258.

Ménot, R.-P., Bonhomme, M.G., Vivier, G., 1987. Structuration tectono-métamorphique carbonifère dans le massif de Belledonne (Alpes occidentales françaises): apport de la géochronologie K/Ar des amphiboles. *Schweiz. Miner. Petrol. Mitteilungen* 67, 273–284.

Ménot, R.-P., Peucat, J.-J., Piboule, M., Scarni, D., 1985. Cambro-Ordovician age for the ophiolitic complex of Chamrousse-Tabor (Belledonne massif, french external alpine domain. *Ophioliti* 10, 527.

Ménot, R.-P., Peucat, J.J., Scarni, D., Piboule, M., 1988. 496 My age of plagiogranites in the Chamrousse ophiolite complex (external crystalline massifs in the French Alps): evidence of a Lower Paleozoic oceanization. *Earth Planet. Sci. Lett.* 88, 82–92. doi:10.1016/0012-821X(88)90048-9

Moyen, J.-F., Laurent, O., Chelle-Michou, C., Couzinié, S., Vanderhaeghe, O., Zeh, A., Villaros, A., Gardien, V., 2016. Collision vs. subduction-related magmatism: two contrasting ways of granite formation and implications for crustal growth. *Lithos.* doi:10.1016/j.lithos.2016.09.018

Oliot, E., Melleton, J., Schneider, J., Corsini, M., Gardien, V., Rolland, Y., 2015. Variscan crustal thickening in the Maures-Tanneron massif (South Variscan belt, France): new in situ monazite U-Th-Pb chemical dating of high-grade rocks. *Bull. Société Géologique Fr.* 186, 145–169. doi:10.2113/gssgfbull.186.2-3.145

Paquette, J.-L., Ménot, R.-P., Peucat, J.-J., 1989. REE, Sm-Nd and U-Pb zircon study of eclogites from the Alpine External

Massifs (Western Alps)" evidence for crustal contamination. *Earth Planet. Sci. Lett.* 96, 181–198.

Pin, C., Carme, F., 1987. A Sm-Nd isotopic study of 500 Ma old oceanic crust in the Variscan belt of Western Europe: the Chamrousse ophiolite complex, Western Alps (France). *Contrib. Mineral. Petrol.* 96, 406–413. doi:10.1007/BF00371258

Pin, C., Paquette, J.-L., 2002. Le magmatisme basique calcoalcalin d'âge dévono-dinantien du nord du Massif Central, témoin d'une marge active hercynienne: arguments géochimiques et isotopiques Sr/Nd. *Geodin. Acta* 15, 63–77. doi:10.1016/S0985-3111(01)01079-8

Pin, C., Paquette, J.-L., 1997. A mantle-derived bimodal suite in the Hercynian Belt: Nd isotope and trace element evidence for a subduction-related rift origin of the Late Devonian Brévenne metavolcanics, Massif Central (France). *Contrib. Mineral. Petrol.* 129, 222–238. doi:10.1007/s004100050334

Rabin, M., Trap, P., Carry, N., Fréville, K., Cenko-Tok, B., Lobjoie, C., Goncalves, P., Marquer, D., 2015. Strain partitioning along the anatectic front in the Variscan Montagne Noire massif (southern French Massif Central). *Tectonics* 34, 2014TC003790. doi:10.1002/2014TC003790

Rubio Pascual, F.J., Arenas, R., Martínez Catalán, J.R., Rodríguez Fernández, L.R., Wijbrans, J.R., 2013. Thickening and exhumation of the Variscan roots in the Iberian Central System: Tectonothermal processes and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages. *Tectonophysics* 587, 207–221. doi:10.1016/j.tecto.2012.10.005

Rubio Pascual, F.J., López-Carmona, A., Arenas, R., 2016. Thickening vs. extension in the Variscan belt: P–T modelling in the Central Iberian autochthon. *Tectonophysics*

681, 144–158.
doi:10.1016/j.tecto.2016.02.033

Schneider, J., Corsini, M., Reverso-Peila, A., Lardeaux, J.-M., 2014. Thermal and mechanical evolution of an orogenic wedge during Variscan collision: an example in the Maures–Tanneron Massif (SE France). *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 405, SP405.4. doi:10.1144/SP405.4

Schulmann, K., Konopásek, J., Janoušek, V., Lexa, O., Lardeaux, J.-M., Edel, J.-B., Pavla Štípská, Ulrich, S., 2009. An Andean type Palaeozoic convergence in the Bohemian Massif. *Comptes Rendus Geosci.* 341, 266–286. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2008.12.006

Skrzypek, E., 2011. Structural, petrological and geochronological contribution to intracontinental tectonics of the European Variscan Belt (Sudetes, Vosges Mts) (phdthesis). Université de Strasbourg.

Strzeczynski, P., Guillot, S., Courrioux, G., Ledru, P., 2005. Modélisation géométrique 3D des granites stéphaniens du massif du Pelvoux (Alpes, France). *C R Geosci.* 337, 1284–1292.

Tabaud, A.-S., 2012. Le magmatisme des Vosges : conséquence des subductions paléozoïques (datation, pétrologie, géochimie, ASM). Université de Strasbourg.

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. doi: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.

Vivier, G., Ménot, R.-P., Giraud, P., 1987. Magmatismes et structuration orogénique paléozoïques de la chaîne de Belledonne (massifs cristallins externes alpins) le domaine nord-oriental. *Géologie Alp.* 63, 25–53.

von Raumer, J.F., Stampfli, G.M., 2008. The birth of the Rheic Ocean — Early Palaeozoic subsidence patterns and subsequent tectonic plate scenarios. *Tectonophysics* 461, 9–20. doi:10.1016/j.tecto.2008.04.012

Whitney, D.L., Roger, F., Teyssier, C., Rey, P.F., Respaut, J.-P., 2015. Syn-collapse eclogite metamorphism and exhumation of deep crust in a migmatite dome: The P–T–t record of the youngest Variscan eclogite (Montagne Noire, French Massif Central). *Earth Planet. Sci. Lett.* 430, 224–234. doi:10.1016/j.epsl.2015.08.026

Conclusion générale et perspectives

Les analyses structurales, microstructurales, thermo-barométriques, géochronologiques, géochimiques et isotopiques nous ont permis de caractériser l'évolution tectono-métamorphique du segment de la chaîne varisque affleurant dans les massifs de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux.

Le massif de Belledonne enregistre essentiellement trois événements tectono-métamorphiques.

Le premier événement, D_x , a lieu probablement vers ca.380 Ma et correspond à l'obduction de l'ophiolite de Chamrousse vers l'E. Cet événement est responsable de la formation d'un métamorphisme de moyenne pression-basse température et peut être relié à un événement précoce de subduction puis de collision continental. Dans le massif de Belledonne cet événement est, d'un point de vue structurale, totalement effacé par les événements D_1 et D_2 .

Vers ca.350 Ma, une tectonique probablement extensive est responsable de la formation d'un domaine magmatique bi-modal dans l'unité de Rioupéroux-Livet.

L'événement D_1 se caractérise par la formation d'une foliation faiblement pentée vers l'ouest (S_1) et d'une linéation d'étirement L_1 , orientée W-E. Cet événement se produisant entre ca.350-330 Ma, est interprété comme un épisode d'épaississement crustal, caractérisé par la mise en place de nappes vers l'est, et est responsable d'un métamorphisme de Moyenne Pression-Haute Température. Cet épisode de collision s'accompagne de la fusion partielle de la croûte et de la mise en place de granites syn-collisionnels. Cet événement s'accompagne probablement du charriage de l'unité du Taillefer. L'événement D_1 est immédiatement suivi par un épisode de transpression senestre (D_2) qui se caractérise dans le massif de Belledonne par la formation de plis P_2 et d'une foliation sub-verticale S_2 orientée N030E. Dans le massif du Pelvoux constitué essentiellement de migmatites, cet événement D_2 se traduit par la formation d'une fabrique sub-verticale de type S-C-C'. Cette déformation synchrone de la migmatitisation s'accompagne de la mise en place de nombreux granites peralumineux, traduisant la fusion partielle de la croûte. Une zone de cisaillement ductile faiblement pentée à horizontal tardi- D_2 est également observée. Cette zone de cisaillement (D_3) se caractérise par la formation d'une foliation plate S_3 , portant une linéation d'étirement orientée N150E, dans des conditions de haute température-basse pression ainsi que de plis P_3 à plan axial horizontal. Ces structures D_2 - D_3 peuvent être interprétées comme résultant du fluage latéral vers le SE de la croûte

partiellement fondue pendant la D₂. Ce fluage latéral de la croûte moyenne partiellement fondue est accommodé à la transition entre les roches partiellement fondues et les roches non fondues, au niveau de la zone de transition D₃, permettant ainsi un partitionnement de la déformation entre la croûte moyenne partiellement fondue et la croûte supérieure. Enfin, au Permien un événement thermique permet la mise en place d'un granite à cordiérite.

Nous avons vu dans la discussion que les MCEs semblaient présenter des similarités avec le domaine moldanubien ouest. Néanmoins, afin de confirmer ou infirmer cette hypothèse, il convient d'effectuer des travaux supplémentaires.

De manière locale, des études structurales et thermo-barométriques supplémentaires sont nécessaires afin de mieux contraindre l'évolution Pression –Température dans le massif du Pelvoux notamment. De la même manière la faible quantité de données structurales et thermo-barométriques dans le secteur NE de Belledonne imposent des travaux supplémentaires. Les événements magmatiques de l'unité de Rioupéroux-Livet et volcaniques de l'unité du Taillefer restent également à préciser.

Enfin, une des interrogations majeures réside dans la position des MCEs. L'étude des déformations alpines dans ces massifs a permis de mettre en évidence d'importants mouvements. En revanche, aucune information n'est disponible concernant les mouvements qu'auraient pu enregistrer les MCEs durant le Permien et le Mésozoïque. Des données de paléomagnétisme permettraient d'apporter de plus amples informations à ce sujet.

Annexe



Thermal interaction of middle and upper crust during gneiss dome formation: example from the Montagne Noire (French Massif Central)

K. FRÉVILLE,^{1,2} B. CENKI TOK,¹ P. TRAP,³ M. RABIN,³ A. LEYRELOUP,¹ J. L. RÉGNIER⁴ AND D. L. WHITNEY⁵

¹UMR CNRS 5243 Géosciences Montpellier, Université de Montpellier, Place E. Bataillon, 34090, Montpellier, France (benedicte.cenki.tok@gm.univ-montp2.fr)

²Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), Université d'Orléans CNRS/INSU BRGM 7327, Campus Géosciences, 1A Rue de la Férollerie 45071, Orléans Cedex 2, France

³UMR CNRS 6249 Chrono Environment, Université Franche Comté, UFR Sciences et Techniques, 16 Route de Gray, 25030, Besançon Cedex, France

⁴Department of Geological Engineering, Faculty of Engineering, Muğla University, TR 48000, Muğla, Turkey

⁵Department of Earth Sciences, University of Minnesota, Minneapolis, MN 55455, USA

ABSTRACT This paper aims to decipher the thermal evolution of the Montagne Noire Axial Zone (MNAZ, southern French Massif Central) gneiss core and its metasedimentary cover through determination of P – T paths and temperature gradients. Migmatitic gneiss from the core of the dome record a clockwise evolution culminating at 725 ± 25 °C and 0.8 ± 0.1 GPa with partial melting, followed by a decompression path with only minor cooling to 690 ± 25 °C and 0.4 ± 0.1 GPa. Field structural analyses as well as detailed petrological observations indicate that the cover sequence experienced LP-HT metamorphism. Apparent thermal gradients within the cover were determined with garnet–biotite thermometry and Raman Spectroscopy on Carbonaceous Matter. High-temperature apparent gradients (e.g. ~ 530 °C km⁻¹ along one transect) are explained by late brittle ductile extensional shearing evidenced by phyllonites that post-date peak metamorphism. In areas where normal faults are less abundant and closely spaced, gradients of ~ 20 to 50 °C km⁻¹ are calculated. These gradients can be accounted for by a combination of dome emplacement and ductile shearing (collapse of isotherms), without additional heat input. Finally, the thermal evolution of the MNAZ is typical for many gneiss domes worldwide as well as with other LP-HT terranes in the Variscides.

Key words: gneiss dome; Montagne Noire; P – T evolution; thermal gradients.

INTRODUCTION

Many metamorphic domes are described around the world (Teyssier & Whitney, 2002; Whitney *et al.*, 2004, 2013) in both ancient and modern orogens. These offer the opportunity to view the upper and middle/lower crust along continuous cross-sections from the shallow to deeper crust and are therefore excellent targets for the study of thermal gradients that are obliquely exposed, from low-grade to high-grade metamorphic rocks, including to the zone of crustal melting. Generally, the variation of thermal regimes in large-scale terranes reflects changes in orogenic processes through top-geological times (Brown, 2007, 2014). However, at regional scale, high apparent geothermal gradients that may exceed 60 °C km⁻¹ within the upper crust (e.g. Mezger, 2005; Laumonier *et al.*, 2010) have been described for many gneiss domes. Such high thermal gradients producing low-pressure–high-temperature (LP-HT) metamorphic

sequences have been interpreted to result from crustal thinning in a post-collisional context with mantle uplift and underplating of hot mafic magma (England & Thompson, 1984; Thompson & England, 1984; Althoff *et al.*, 1994). This is particularly the case for LP-HT gneiss domes that are widespread in the Variscides (Lardeaux, 2014).

Defining thermal gradients is a challenging task because the proximal metasedimentary envelope that typically mantles gneiss dome cores is a preferential site for strain localization, with the common development of normal brittle–ductile shearing and the emplacement of migmatitic/granitic bodies. In this context, it is difficult to distinguish between real and apparent, regional and local gradients without accurate knowledge of P – T conditions. Some studies have proposed temperature and geothermal gradients based on petrogenetic grid analyses (Thompson & Bard, 1982; Vielzeuf, 1996). However, the P – T conditions obtained with this approach are only qual-

itative, and the slope of the gradient has no quantitative significance (Vielzeuf, 1996). The eastern part of the Montagne Noire gneiss dome (southern French Massif Central; Fig. 1a) shows nearly continuous exposures from the very low-grade upper crust to the migmatitic middle crust. It is therefore an excellent site for quantifying thermal gradients around and within domes with respect to deformation and thermal conduction during dome emplacement, and thereby understanding the development of this common type of LP-HT terrane.

The aim of this study is to decipher the thermal evolution of the Montagne Noire Axial Zone (MNAZ) gneiss core and its metasedimentary cover through determination of P - T paths and temperature gradients. We use an integrated approach combining field structural analyses, classical petrology, garnet-biotite thermometry, Raman Spectroscopy on Carbonaceous Matter (RSCM) and equilibrium assemblage diagram calculation through thermodynamic forward modelling (Theriak-Domino). The correlation between the documented P - T path and temperature gradients reveals that the thermal state of the middle and upper crust during dome formation is nearly consistent with a single melt-enhanced geotherm.

GEOLOGICAL SETTING

Structure and evolution

In the French Variscan belt, metamorphic domes are described in the Pyrenees (e.g. Aston-Hospitalet; Mezger, 2005; Denèle *et al.*, 2007, 2009; Mezger, 2009) and the French Massif Central (e.g. Velay; Ledru *et al.*, 2001; Levezou; Nicollet, 1978; Montagne Noire; Echtler & Malavieille, 1990; Van den Driessche & Brun, 1992; Faure, 1995; Demange, 1999; Aerden & Malavieille, 1999). The French Massif Central is described as a nappe pile (see for example, reviews in Lardeaux, 2014) composed of six units namely, from south to north: (i) a foreland basin mostly composed of Visean turbidites; (ii) the Montagne Noire gneiss dome; (iii) a metasedimentary sequence Palaeozoic in age (the para-autochthonous domain); (iv) the Lower Gneiss unit composed of amphibolite facies metasedimentary rocks; (v) the Upper Gneiss unit composed of mafic as well as felsic rocks and (vi) the uppermost Brévenne and Morvan units mostly of oceanic affinity).

The Montagne Noire dome is located at the south-western tip of the Massif Central (Fig. 1a). This 20 km wide and 80 km long dome consists of three ENE-WSW elongated domains (Fig. 1b): (i) the northern flank is composed of isoclinal folds and Palaeozoic tectonic units composed of low-grade metasedimentary rocks; (ii) the southern flank is composed of a km-scale inverted fold and nappe system involving Palaeozoic rocks (Cambrian to Visean for-

mations) that have been slightly metamorphosed; and (iii) the MNAZ is composed of a migmatite dome associated with anatectic granites (Geze, 1949; Schuil-ling, 1960) surrounded by metasedimentary envelope made of 'Schistes X', probably Cambrian in protolith age (Bodganoff *et al.*, 1984).

The MNAZ dome (Fig. 1b) is one of the best-studied metamorphic domes in the world. It has been the subject of constant work since the pioneering study of Geze (1949). Indeed, great exposure from the very low-grade upper crust towards the migmatitic deeper crust makes the MNAZ a great site for studying deformation and metamorphism at different levels within the orogenic crust. However, the origin of the dome is still debated. Several authors propose very different tectonic models (Echtler & Malavieille, 1990; Van den Driessche & Brun, 1992; Faure, 1995; Matte *et al.*, 1998; Aerden & Malavieille, 1999; Demange, 1999; Franke *et al.*, 2011). A first-order disagreement is exemplified in recent studies proposing that the flow of crust and building of the axial zone formed either in (i) an extensional setting with upper crustal stretching and upward flow of partially molten crust (Van den Driessche & Brun, 1992; Rey *et al.*, 2011) or (ii) in a compressional setting (Demange, 1999; Charles *et al.*, 2009; Malavieille, 2010; Franke *et al.*, 2011; Rabin *et al.*, 2015).

Recently, the MNAZ gneiss dome has been described as a double-dome consisting of two sub-domes, the Laouzas-Espinouse (north) and the Somail-Caroux or Nore (south) (Fig. 1c; Rey *et al.*, 2011; Whitney *et al.*, 2015). Such an architecture consisting of two domes separated by a steeply dipping high-strain zone (Bouchardon *et al.*, 1979) could be common to many metamorphic domes (Rey *et al.*, 2011). The double-dome structure is predicted by 2D numerical simulations (Tirel *et al.*, 2004; Rey *et al.*, 2011). However, this double-dome structure is still highly controversial (e.g. Van Den Driessche & Pitra, 2012 *v.* Rey *et al.*, 2012). According to Van Den Driessche & Pitra (2012), the double-dome model does not apply to the MNAZ. In particular, they stated that the deformation gradient across the steep high-strain zone in the eastern part of the dome (where the double-dome structure is well developed) could be related to an extensional shearing and develops upward (Van Den Driessche & Pitra, 2012), and not subsequently in a horizontal direction as described in Rey *et al.* (2011, 2012).

Recently, Rabin *et al.* (2015) performed a detailed structural analysis and proposed that the finite strain pattern of the MNAZ is made of superimposition of three deformation events, named D1, D2 and D3. Figure 1b shows the S1, S2 and S3 foliation trajectories that make the MNAZ architecture. S1 is an early flat-lying foliation, folded in upright ENE-WSW D2 folds. Within the migmatitic dome core, D2 localizes along an E-W trending high-strain corridors (D2; Fig. 1b), where S1 is transposed by a subvertical

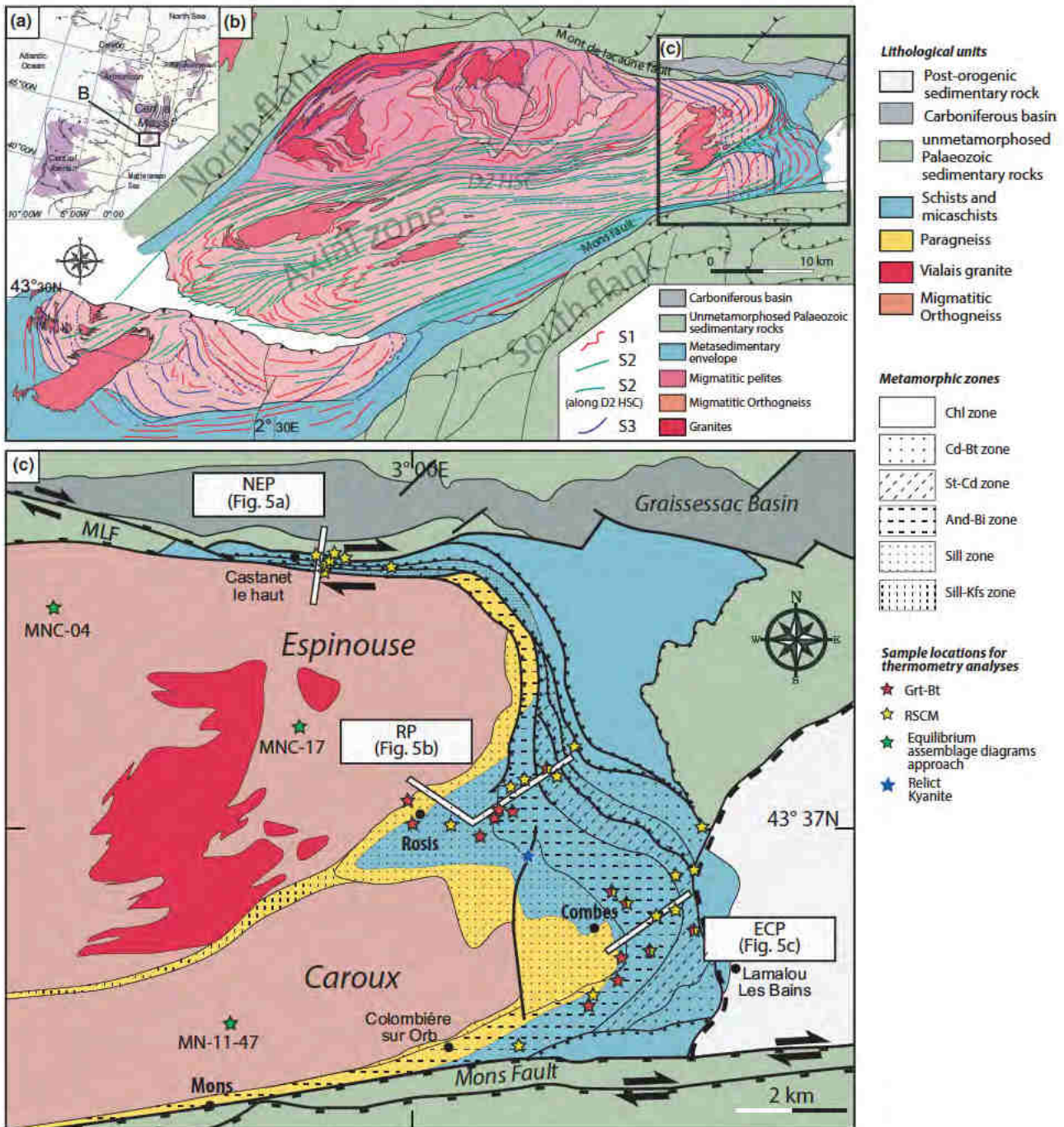


Fig. 1. (a) Location of Montagne Noire gneiss dome in European Variscan basement. (b) Simplified geological and structural map of the Montagne Noire dome. (c) Eastern termination of the Montagne Noire dome indicating lithologies, boundaries of metamorphic zones as well as location of samples selected for thermobarometry in the metapelitic cover and equilibrium assemblage diagram calculation for samples from the core of the dome.

S2 foliation. The D2 high-strain corridors (HSC) prolongates eastward in the Rosis synform (Fig. 1b,c). In the upper crust, and along the core/envelope boundary, S1 and S2 are transposed into a subhorizontal foliation S3 that forms a transition zone (Rabin *et al.*, 2015). The D3 transition zone accom-

modated vertical shortening during coaxial thinning and NE-SW to E-W directed stretching (Rabin *et al.*, 2015). This transition zone separates two domains of distinct metamorphic grade. Below the S3 transition zone, rocks are partially molten with metapelitic garnet-cordierite-bearing metatexite and migmatitic

orthogneiss. Above the S3 transition zone, rocks do not show any evidence of partial melting (Rabin *et al.*, 2015).

In the eastern part of the MNAZ, Rey *et al.* (2011) interpreted the S3 transition zone as a detachment that accommodated eastward escape of the middle crust. Many studies show an eastward flow of the upper crust in the eastern termination of the dome, parallel to the axial plane of the major axis of the dome core (e.g. Van den Driessche & Brun, 1992). More recently, Rabin *et al.* (2015) proposed a similar process in the western part of the MNAZ. At the centre of the dome, partial melting is considered to have been synchronous with the main deformation event (Brunel & Lansigu, 1997; Rabin *et al.*, 2015).

The northern boundary of the MNAZ is marked by a ductile fault (MLF, Mont de Lacaune Fault; Fig. 1) whose last increment, at least, was normal (Echtler & Malavieille, 1990; Pitra *et al.*, 2012). The southern boundary of the MNAZ is marked by the Mons fault bundle, which is sub-vertical in the eastern part and moderately south dipping in its western prolongation. The metapelitic cover ('Schistes X') was affected by normal ductile shear zones in the eastern part of the Espinouse sub-dome (Van Den Driessche & Brun, 1989; Brunel & Lansigu, 1997; Fig. 1c).

Overview of Montagne Noire metamorphism

Early workers defined the MNAZ as a migmatitic dome formed from Precambrian and Cambrian sedimentary protoliths during Caledonian orogenesis (Roques, 1941; Schuiling, 1960). The first petrological work within the Montagne Noire dates back to the late 1970s and early 1980s (e.g. Bard & Rambelosen, 1973; Bouchardon *et al.*, 1979; Thompson & Bard, 1982). From the study of metamorphic rocks, two generations of minerals have been observed, corresponding with two metamorphic phases. First, rare evidence of kyanite is considered a fingerprint of an earlier medium pressure–medium temperature event (MP-MT; Demange, 1985; Soula *et al.*, 2001; Alabouvette *et al.*, 2003; Faure *et al.*, 2014). Peak metamorphic conditions for omphacite–garnet–quartz–rutile eclogite bodies within the migmatitic core of the dome were estimated at 0.9 ± 0.2 GPa and 750 °C by Demange (1985). Recent re-evaluation of these conditions by Franke *et al.* (2011) using the petrological data of Demange (1985) yielded higher pressures at 0.14 GPa for a minimum peak temperature of 650 °C. If this metamorphism was related to the Variscan evolution of the dome rocks, these petrological data along with the peak metamorphic conditions recorded by the gneiss/migmatite indicate an overall clockwise P – T path, such as outlined by Soula *et al.* (2001) for an early MP-MT metamorphism (M1) followed by an LP-HT (M2) metamorphism.

The low-pressure–high-temperature (LP-HT, 0.35–0.5 GPa, 500–700 °C) metamorphic imprint is well observed and marked by isograds wrapping around the gneissic core, especially in the eastern termination of the dome (Bogdanoff *et al.*, 1967; Bogdanoff, 1969; Rambelosen, 1972; Bard & Rambelosen, 1973; Demange & Gattoni, 1978; Thompson & Bard, 1982; Ourzik *et al.*, 1991; Demange, 1999; Soula *et al.*, 2001; Alabouvette *et al.*, 2003) (Fig. 1c). In the eastern part of the Montagne Noire, the estimated temperatures of peak metamorphism recorded by the metapelitic 'Schistes X' increase towards the anatectic MNAZ (Thompson & Bard, 1982). Index minerals characterize a succession of five metamorphic zones; from east to west, these are: the chlorite zone (Zchl), the biotite–cordierite zone (Zbi-cd), the staurolite–cordierite zone (Zst-cd), the andalusite–biotite zone (Zand-bi) and the sillimanite zone (Zsill). The sillimanite–K-feldspar zone (Zsill-kfs) is only visible in paragneisses of the axial zone (Fig. 1c). All index minerals used to identify these zones are syn-tectonic in relation to development of the main foliation (Rambelosen, 1972; Bouchardon *et al.*, 1979; Beaud, 1985; Van den Driessche & Brun, 1992; Brun & van den Driessche, 1994; Soula *et al.*, 2001).

ANALYTICAL METHODS

Mineral compositions were determined with a Cameca SX100 electron microprobe at the University of Montpellier 2, operating at 20 kV accelerating voltage and 15 nA beam current. Representative mineral compositions are presented in Table 1. Thermodynamic calculations were made in the simplified model system Na_2O – CaO – K_2O – FeO – MgO – Al_2O_3 – SiO_2 – H_2O , and the amount of water used in the P – T pseudosection calculations was estimated from a T – $M(\text{H}_2\text{O})$ pseudosection so that the assemblage is just water-saturated below the solidus at mid-crustal pressure and that free water disappears within 10–20 °C once the solidus is reached (White *et al.*, 2002). The database of Holland & Powell (1998; thermodynamic database of THERMOCALC, version 3.21) was used, including recent updates (Holland & Powell, 1998; Baldwin *et al.*, 2005; Kelsey *et al.*, 2005; White *et al.*, 2007). Rock-specific equilibrium assemblage diagrams were calculated with the free energy minimization programs THERIAK and DOMINO (de Capitani & Petrakakis, 2010). Solution models used for computation are indicated in Table 2. Bulk rock compositions were obtained by ICP-AES on rock powders at the University of Clermont-Ferrand (Table 3). Mineral abbreviations are from Whitney & Evans (2010).

Raman Spectroscopy on Carbonaceous Matter was used following the method proposed by Beyssac *et al.* (2002), which uses inelastic light diffusion in organic matter. This method consists of studying Raman spectra to determine the degree of polymerization (graphitization) of carbonaceous matter (Williams,

Table 1. Representative microprobe analysis of garnet, biotite, muscovite in samples used for the equilibrium assemblage diagrams approach.

Sample	Garnet						Biotite						Muscovite									
	MNC17	MNC17	MNC17	MN11-47	MN11-47	MN11-47	MNC17	MNC17	MNC17	MN11-47	MN11-47	MN11-47	MNC04	MNC04	MNC04	MN11-47	MN11-47	MN11-47	MNC04	MNC04	MNC04	
SiO ₂	36.92	36.80	36.55	37.11	37.07	36.77	34.53	34.87	34.27	36.02	35.58	35.76	35.01	35.26	35.17	46.07	46.03	45.62	46.38	46.04	45.34	
Al ₂ O ₃	21.16	21.36	21.10	21.56	21.47	21.60	19.72	20.09	19.86	21.49	21.94	20.31	20.30	20.80	20.20	34.89	37.62	37.91	38.13	38.59	37.62	
TiO ₂	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	2.43	2.76	2.76	1.95	1.96	2.20	3.65	2.98	3.19	0.13	0.01	0.03	0.17	0.11	0.10	
FeO	32.44	33.17	33.31	29.12	29.09	29.22	23.27	22.76	22.93	17.94	18.28	17.92	18.23	18.14	18.65	3.59	0.94	1.23	0.96	1.14	1.07	
MgO	1.29	1.60	1.70	2.85	2.94	2.90	5.88	5.92	5.79	9.15	10.86	9.35	8.34	8.86	8.78	2.73	0.60	0.55	0.59	0.61	0.71	
MnO	8.13	7.17	7.09	8.52	8.49	8.70	0.37	0.30	0.32	0.31	0.30	0.27	0.17	0.18	0.14	0.04	0.00	0.02	0.01	0.02	0.01	
CaO	0.66	0.57	0.59	0.92	0.92	0.92	-0.01	0.00	0.03	0.01	0.08	0.00	0.00	0.00	-0.01	0.05	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.14	0.16	0.19	0.13	0.09	0.21	0.14	0.22	0.16	0.36	0.30	0.39	0.25	0.42	
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	10.21	10.38	10.24	10.71	6.30	10.66	10.23	9.95	9.97	8.75	9.50	9.70	8.22	5.17	9.16	
Total	100.64	100.69	100.35	100.08	99.98	100.11	96.51	97.21	96.35	97.78	95.43	96.56	96.14	96.29	96.32	96.41	95.10	95.37	94.85	91.94	94.45	
<i>Cations (normalized to 12 oxygen)</i>																						
Si	2.99	2.98	2.98	2.99	2.99	2.96	2.66	2.66	2.64	2.66	2.63	2.68	2.64	2.64	2.65	3.04	3.04	3.01	3.04	3.05	3.01	
Al	2.02	2.04	2.02	2.05	2.04	2.05	1.79	1.81	1.81	1.87	1.91	1.79	1.80	1.84	1.79	2.71	2.93	2.95	2.95	3.02	2.95	
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.16	0.16	0.11	0.11	0.12	0.21	0.17	0.18	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	
Fe	2.20	2.25	2.27	1.96	1.96	1.97	1.50	1.45	1.48	1.11	1.13	1.12	1.15	1.14	1.17	0.20	0.05	0.07	0.05	0.06	0.06	
Mg	0.16	0.19	0.21	0.34	0.35	0.35	0.68	0.67	0.67	1.01	1.20	1.04	0.94	0.99	0.98	0.27	0.06	0.05	0.06	0.06	0.07	
Mn	0.56	0.49	0.49	0.58	0.58	0.59	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ca	0.06	0.05	0.05	0.08	0.08	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02	0.03	0.02	0.05	0.04	0.05	0.03	0.05	
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.00	1.01	1.01	1.01	0.59	1.02	0.98	0.95	0.96	0.74	0.80	0.82	0.69	0.44	0.78	
X _{Mg}							0.31	0.32	0.31	0.48	0.51	0.48	0.45	0.47	0.46							
							$X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe)$ for biotite															
X _{Prp}	0.05	0.06	0.07	0.12	0.12	0.12	For garnet, X_{Prp} is $Mg/(Mg + Fe + Ca + Mn)$, X_{Alm} is $Fe/(Mg + Fe + Ca + Mn)$, X_{Grs} is $Ca/(Mg + Fe + Ca + Mn)$, X_{Sps} is $Mn/(Mg + Fe + Ca + Mn)$															
X _{Alm}	0.74	0.75	0.75	0.66	0.66	0.66																
X _{Grs}	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03																
X _{Sps}	0.19	0.16	0.16	0.20	0.20	0.20																
X _{Alm}	0.91	0.90	0.90	0.82	0.82	0.82	For garnet without Sps, X_{Prp} is $Mg/(Mg + Fe + Ca)$, X_{Alm} is $Fe/(Mg + Fe + Ca)$, X_{Grs} is $Ca/(Mg + Fe + Ca)$															
X _{Prp}	0.06	0.08	0.08	0.14	0.15	0.15																
X _{Grs}	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03																

Table 2. List of solution models used for thermodynamic modelling with Domino Theriak.

Mineral	Abbreviation (Whitney & Evans, 2010)	Reference	End-members
Biotite	Bt	White <i>et al.</i> (2007)	Phlogopite, annite, obiotite, eastonite, tbiotite
Phengitic White Mica	Ms	Coggon & Holland (2002)	Muscovite, celadonite, Fe-celadonite, paragonite
Garnet	Grt	White <i>et al.</i> (2007)	Almandine, pyrope, grossular
Cordierite	Crd	Holland & Powell (1998)	Cordierite, Fe-cordierite, Mn-cordierite, hydr-cordierite
Feldspar	Fsp	Baldwin <i>et al.</i> (2005)	Sanidine, high-albite, anorthite
Orthopyroxene	Opx	White <i>et al.</i> (2002)	Enstatite, ferrosilite, Mg-Tscher.pyx, FM.px, mots
Melt	Liq	White <i>et al.</i> (2007)	Silica8.liq, albite.liq, K-feldspar.liq, anorthite.liq, sillimanite8.liq, forsterite8.liq, fayalite8.liq, H ₂ O.liq

Table 3. Bulk analysis of sample used for the equilibrium assemblage diagrams approach.

Oxides (wt%)	Samples		
	MNC-04	MNC-17	MN 11-47
SiO ₂	65.19	75.10	67.93
Al ₂ O ₃	15.63	13.46	14.42
Fe ₂ O ₃ tot	6.01	2.25	6.22
MgO	2.23	0.33	1.94
CaO	0.59	0.50	1.02
Na ₂ O	1.86	2.60	3.29
K ₂ O	5.13	4.93	3.82
TiO ₂	0.72	0.15	0.38
MnO	0.06	0.04	0.13
P ₂ O ₅	0.21	0.21	0.20
Ba	0.16	0.02	0.04
Sr	0.02	0.00	0.01
LOI@110 °C	0.27	0.16	0.04
LOI@1000 °C	1.70	0.56	0.53
Total	99.77	100.32	99.97

1995). The carbonaceous matter is polymerized when temperature increases and the Raman spectra are accordingly modified. Beyssac *et al.* (2002) presented an empirical formulation between the shape of Raman spectra and temperature. Temperatures were obtained on a Raman RENISHAW micro-spectrometer at the Université Pierre et Marie Curie (UMPMC). All data assume ± 40 °C of measurement uncertainty. The carbonaceous matter analysed is located within the main planar fabric and may be considered as synchronous with deformation and metamorphism. With the exception of one sample profile (the Northern Espinouse Profile, NEP), which does not contain garnet, garnet-biotite thermometry was also used to determine temperatures for meta-sedimentary rocks.

RESULTS

In its eastern termination, the MNAZ is characterized by three domains composed mostly of gneiss and anatectic granite: the Espinouse sub-dome in the northern part, the HSC formed by paragneiss and micaschists in the Rosis synform area and the Caroux sub-dome (Rabin *et al.*, 2015; Fig. 1b). The eastern termination of the MNAZ is overlain by a metapelitic sequence. In the following sections we describe the key petrological features of the gneissic domain and cover sequences and provide thermobarometric data for each.

Metamorphic evolution of the gneissic core

Petrographic description and mineralogy

In order to estimate P - T conditions that prevailed in the deepest exposed parts of the MNAZ during dome formation, three migmatitic gneiss samples were collected: two in the Espinouse subdome (MNC04, MNC17) and one in the Caroux (MN11-47) (Fig. 1c). Espinouse sample MNC04 is a migmatitic gneiss composed of biotite, sillimanite, cordierite, quartz, plagioclase, K-feldspar and rare muscovite. Biotite grains form the main foliation and are considered to belong to the peak equilibrium assemblage. Biotite Mg# is 0.44–0.46. Muscovite shows a Si (pfu) between 3.01 and 3.05 (Table 1). Locally, millimetric nodules of sillimanite are rimmed by cordierite (Fig. 2a). Espinouse sample MNC17 is a migmatitic gneiss that consists of garnet, biotite, sillimanite, cordierite, quartz, K-feldspar, plagioclase and rare muscovite. Garnet appears as centimetre-sized poikilitic porphyroblasts disseminated within a weakly oriented matrix underlined by biotite (Fig. 2b). Most of the garnet crystals are highly corroded. Garnet composition (Table 1) is homogeneous and dominated by the almandine end-member (74–75%). Other components are spessartine (16–19%), pyrope (5–7%) and grossular (1–2%). Biotite Mg# is ~ 0.31 .

Caroux sample MN11-47 is a migmatitic gneiss that consists of garnet, biotite, sillimanite, quartz, K-feldspar, plagioclase and rare muscovite. The main planar fabric is marked by elongated biotite crystals. Millimetre-size poikiloblastic garnet porphyroblasts (~ 1 mm in diameter) are scattered within the matrix. Garnet composition is homogeneous and dominated by the almandine end-member (65–66%). Other components are $\sim 3\%$ of grossular, $\sim 12\%$ of pyrope and $\sim 20\%$ of spessartine. Biotite Mg# is in the range 0.47–0.51, whereas muscovite's Si (pfu) is between 3.01 and 3.03 (Table 1).

Thermodynamic modelling

An equilibrium assemblage diagram for Espinouse sample MNC04 (Fig. 3a) shows a stability field for the

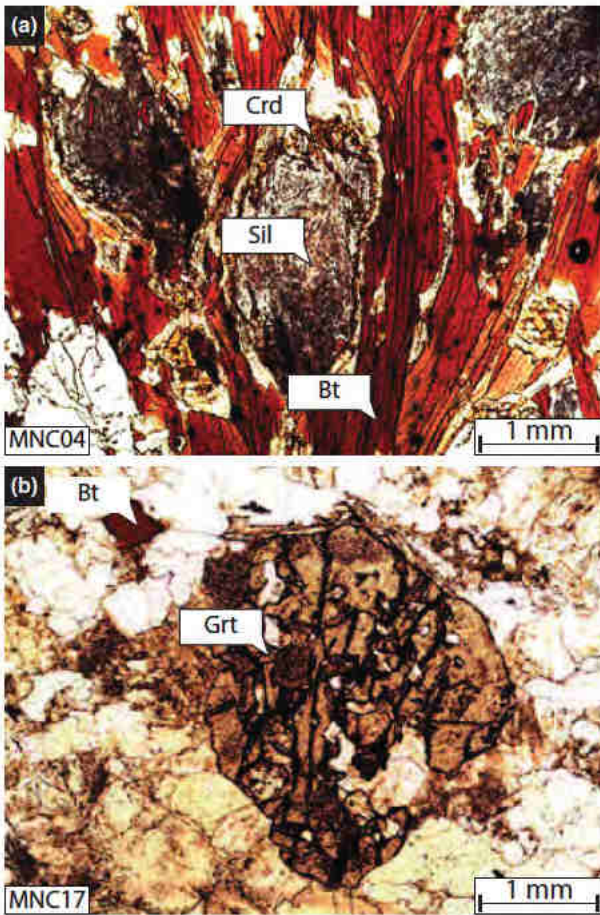


Fig. 2. Microphotographs, plane polarized light. (a) Cordierite sillimanite nodules in MNC04. (b) Corroded garnet in MNC17.

observed mineral assemblage of Pl-Kfs-Crd-Sil-Bt-Qz-Liq located at 705 ± 45 °C and 0.43 ± 0.1 GPa. Mineral textures within Espinouse sample MNC17 (Fig. 3b) may be interpreted in terms of peak (Grt-Pl-Kfs-Bt-Ms-Qz-Liq) and retrograde assemblages (Pl-Kfs-Sil-Crd-Bt-Qz-Liq), with the appearance of sillimanite and cordierite replacing garnet (pseudomorphs). Using garnet composition isopleths, the equilibrium assemblage indicates a decompressional path from peak conditions (723 ± 5 °C and 0.78 ± 0.1 GPa) to retrograde conditions (695 ± 33 °C and 0.33 ± 0.07 GPa). Caroux sample MN11-47 (Fig. 3c) presents an assemblage containing Pl-Kfs-Grt-Bt-Sil-Qz and melt that corresponds to metamorphic conditions of 738 ± 12 °C and 0.8 ± 0.07 GPa according to the equilibrium diagram and grossular isopleths.

To sum up, the thermal evolution of the gneissic core as recorded by the three gneiss samples is characterized by peak conditions culminating at ~ 725 °C and 0.8 GPa followed by near-isothermal decompression to ~ 0.3 GPa.

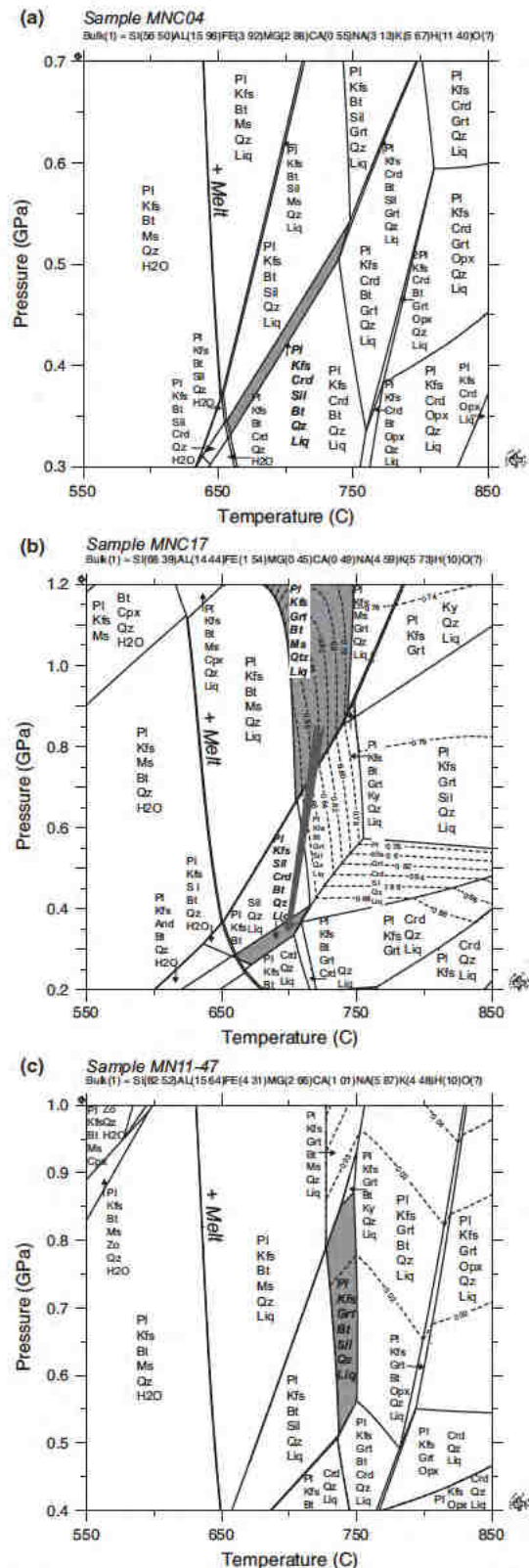


Fig. 3. Equilibrium assemblage diagrams for three migmatitic orthogneiss within the core of the Montagne Noire dome. (a) MNC04; (b) MNC17; (c) MN11 47. See location in Fig. 1. Dashed lines correspond to isopleths of the almandine or grossular component in garnet.

Metamorphic evolution of the metasedimentary cover

Petro structural map and corresponding petrogenetic semi quantitative P T path

The dome cover is characterized by a metapelitic sequence (Fig. 1c). In the eastern termination of the dome, this sequence records a LP-HT metamorphism that was described in detail along one cross-section by Thompson & Bard (1982) and on the 1/50 000 scale geological map of Bédarieux (Bodganoff *et al.*, 1984). In this study, we have mapped the entire eastern metapelitic envelope of the dome (Fig. 1c). This work is based on petrographic observations made on 260 thin sections. The petro-structural study of this area allows the definition of six metamorphic zones showing a LP-HT sequence from the chlorite zone to sillimanite zone from E to W (Fig. 1c). Based on this new metamorphic map we define three profiles for quantitative thermal gradients calculation (see below).

In the northeastern part of the Rosis synform and near the Mons fault (Fig. 1c), primary chlorite crystallized at low grade (Zchl), forming small stacks of porphyroblasts in microlithons bounded by oxide-rich cleavage domains (sample bi5; Fig. 4a). Small primary acicular chlorite also occurs in the biotite–cordierite zone. At higher grade, biotite is in textural equilibrium with cordierite (sample Bi1; Fig. 4b), emphasizing a notable jump of temperature relative to nearby phyllonites (Thompson & Bard, 1982; Van den Driessche & Brun, 1992) (Fig. 1c). Primary chlorite and biotite are also present as inclusions in garnet, and texturally late chlorite is common in the matrix.

In the biotite–cordierite zone, syntectonic cordierite porphyroblasts have curved inclusion trails that indicate top to-the-NE sense of shear (sample bi1; Fig. 4b). The cordierite is, however, commonly pinitized, especially in the staurolite–cordierite zone (Zst–crd), preventing determination of its composition. In some places, cordierite wraps xenoblastic staurolite (samples F1 and PP1; Fig. 4c,d). Cordierite persists into the sillimanite zone.

Staurolite first crystallized in the staurolite–cordierite zone but is also present in the andalusite–biotite and sillimanite zones. Subhedral rotated staurolite is locally present in the andalusite–biotite zone (Fig. 4c).

Euhedral prismatic andalusite in textural equilibrium with biotite occurs up-grade of the staurolite–cordierite zone (Zand–bi; samples bi2 & bi5; Fig. 4e,f). In addition, andalusite–biotite–staurolite and andalusite–biotite–cordierite have been observed in the andalusite–biotite zone (Fig. 4e,f). Andalusite persists into the sillimanite zone.

Fibrolitic sillimanite occurs as epitaxial inclusions in biotite, as rims around garnet (sample CMS3; Fig. 4g) and as lensoid aggregates within the matrix near the margin with the Axial Zone gneiss.

Rare relict kyanite occurs in staurolite–biotite schist (Fig. 4h) near the eastern termination of the Caroux subdome (Fig. 1c). In this schist, kyanite and staurolite are both corroded, and rutile occurs as an accessory phase.

Garnet biotite and RSCM thermometry

In order to get a quantitative estimation of thermal gradients in the metapelitic envelope around the gneissic core, we have studied three cross-sections located in the eastern part of the axial zone and orthogonal to the main structures (Fig. 1c). Classical thermometry based on Fe–Mg exchange between garnet and biotite (Fig. 4i, Table 4; Ferry & Spear, 1978 using the data set from Holland & Powell, 1998) has been combined with Raman thermometry on organic matter (Fig. 4j; RSCM; Beyssac *et al.*, 2002). Thermal gradients along the three cross-sections (Fig. 5) were calculated using orthogonal projections of the sample location onto the profile and parallel to the main structures (Fig. 6).

Cross-section 1 is located near Castanet le Haut and is defined as the Northern Espinouse Profile (NEP; Fig. 5a). It is a 2-km-long N-S cross-section that cuts across the pinched metapelitic unit from the Espinouse sub-dome towards the Graissessac basin. In this area, the metapelitic unit is affected by the MLF, which corresponds to a series of low angle normal faults (Rabin *et al.*, 2015; Roger *et al.*, 2015). This section crosses two metamorphic zones: the chlorite and sillimanite zones (Fig. 1c). The NEP profile (Fig. 5a) is composed of six samples (distributed over a short distance of 250 m) studied with RSCM. It is bounded by samples STGR25 (449 ± 35 °C) and STGR16 (566 ± 38 °C). These data yield an apparent thermal gradient of 537 °C km⁻¹ (~ 1790 °C GPa⁻¹; Fig. 6a).

Cross-section 2 is a W-E trending, 4-km-long profile located near Rosis (RP; Fig. 5b). This profile is characterized by a late low angle normal fault that divides the andalusite–biotite metamorphic zone and juxtaposed high-grade metamorphic rocks under lower grade metamorphic rocks. Due to the structural position of the samples (S₁–S₃), the RP (Fig. 5b) cannot be interpreted as a single gradient but yields two distinct thermal gradients (Fig. 6b). The RSCM profile is composed of four samples bounded by SPP4A (575 ± 25 °C) and P5 (593 ± 20 °C). It corresponds to an apparent thermal gradient of 52 °C km⁻¹. This gradient can be related to the garnet–biotite gradient calculated from four samples (from PP1C; 522 ± 26 °C to CMS1; 555 ± 27 °C) yielding 57 °C km⁻¹. Another garnet–biotite gradient may be calculated from two samples located in the NW-SE part of the RP (from D5; 613 ± 32 °C D8; 644 ± 35 °C), yielding an apparent gradient of 277 °C km⁻¹ (~ 923 °C GPa⁻¹).

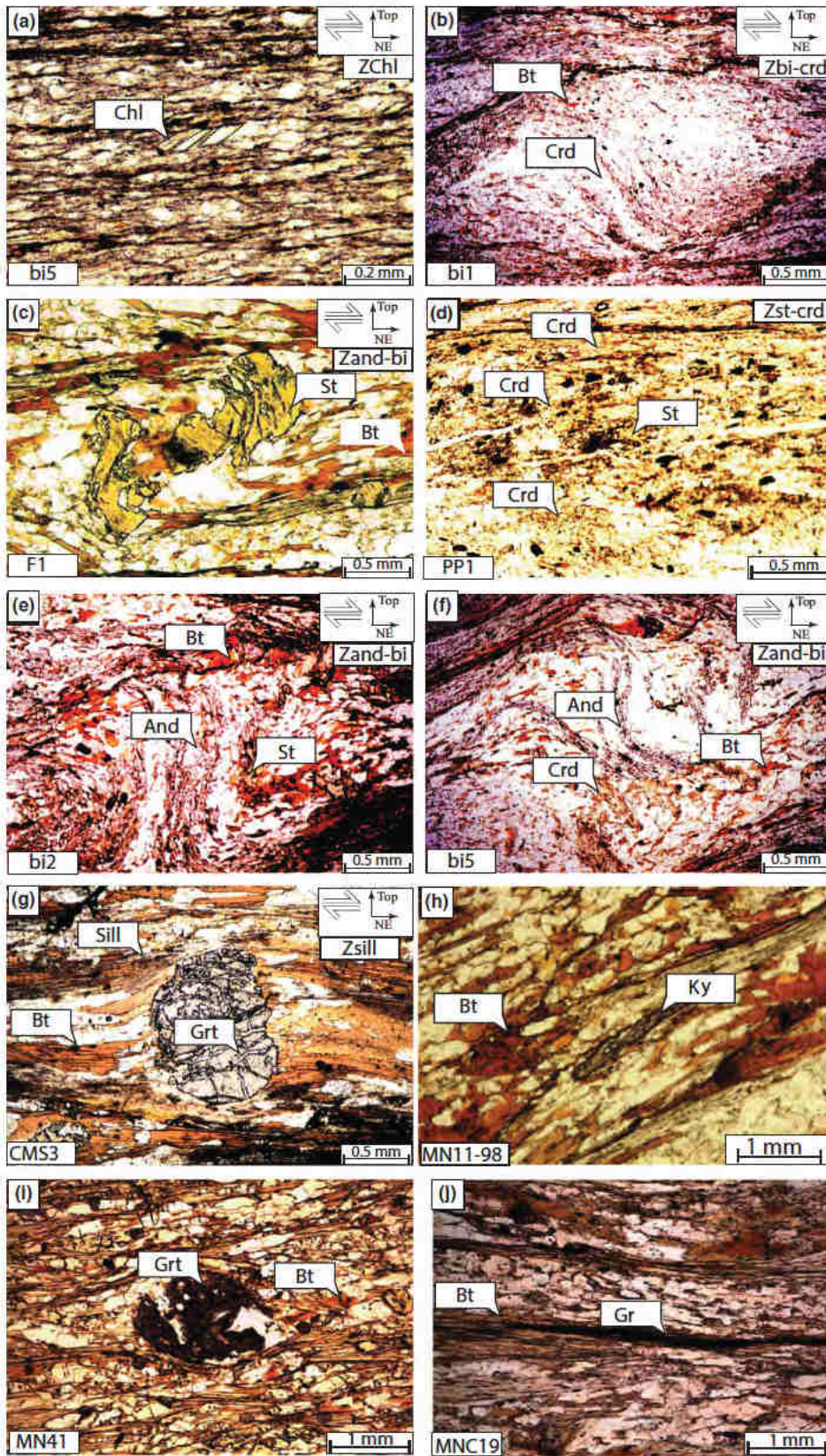


Fig. 4. Microphotographs, plane polarized light. (a–g) Mineral assemblage observed in defined metamorphic zone. See text for explanation. (h) Kyanite in schist X sample MN11 98. (i) Example of garnet biotite couple used for Grt–Bt thermometry. (j) Syn kinematic graphite in MNC19.

NEP		RP			ECP		
Samples	RSCM (°C)	Samples	RSCM (°C)	Grt-Bt (°C)	Samples	RSCM (°C)	Grt-Bt (°C)
STGR15	549 ± 35	D8	—	644 ± 35	MN19	586 ± 31	543 ± 27
STGR16	566 ± 38	D5	—	613 ± 32	MN13	586 ± 20	509 ± 24
STGR19	568 ± 32	D13	582 ± 20	—	MN17	578 ± 21	542 ± 26
STGR21	482 ± 25	CMS5	—	555 ± 27	SR1	583 ± 14	—
STGR25	448 ± 31	P5	593 ± 20	—	F1	573 ± 31	—
STGR13	462 ± 21	P2	587 ± 20	—	MN49	576 ± 24	522 ± 26
STGR22	545 ± 43	PP1C	566 ± 30	522 ± 26	SR12	563 ± 21	—
STGR8	465 ± 8	SPP4A	575 ± 25	—	SE1	583 ± 30	—
		P23	575 ± 31	—	MN33	603 ± 18	—
		D15	—	606 ± 30	SR7	569 ± 22	—
		MN9	—	565 ± 27	LV8Bb	—	427 ± 22
		CMS1	—	555 ± 27	MN32	—	—

Table 4. Temperature obtained by RSCM and garnet biotite thermometry.

Cross-section 3 is a 2-km long profile oriented SW-NE between Combe and the late eastern normal fault, north of Lamalou les Bains (Fig. 1c). This Eastern Caroux Profile (ECP; Fig. 5c) crosses all six metamorphic zones from the sillimanite zone in Combe to the chlorite zone, north of Lamalou-les-Bains. Unlike the other cross-sections, the extent of each metamorphic zone in this profile was not reworked by late low angle normal faults (Fig. 1c). In the ECP (Fig. 5c), garnet-biotite thermometry yields a gradient of 47 °C km^{-1} (from MN49; $522 \pm 26\text{ °C}$ to MN19; $543 \pm 27\text{ °C}$; Fig. 7c), in accordance with the gradient based on RSCM

(28 °C km^{-1} ; from SR12; $522 \pm 26\text{ °C}$ to MN19; $586 \pm 31\text{ °C}$). Owing to the abnormally low value, probably due to this structural position (D_3 phylonite), sample MN13 is excluded from the garnet-biotite calculation.

DISCUSSION

P-T path of the migmatitic core

The tectono-thermal evolution of the MNAZ core is recorded by the three samples from the Espinouse and Caroux sub-domes.

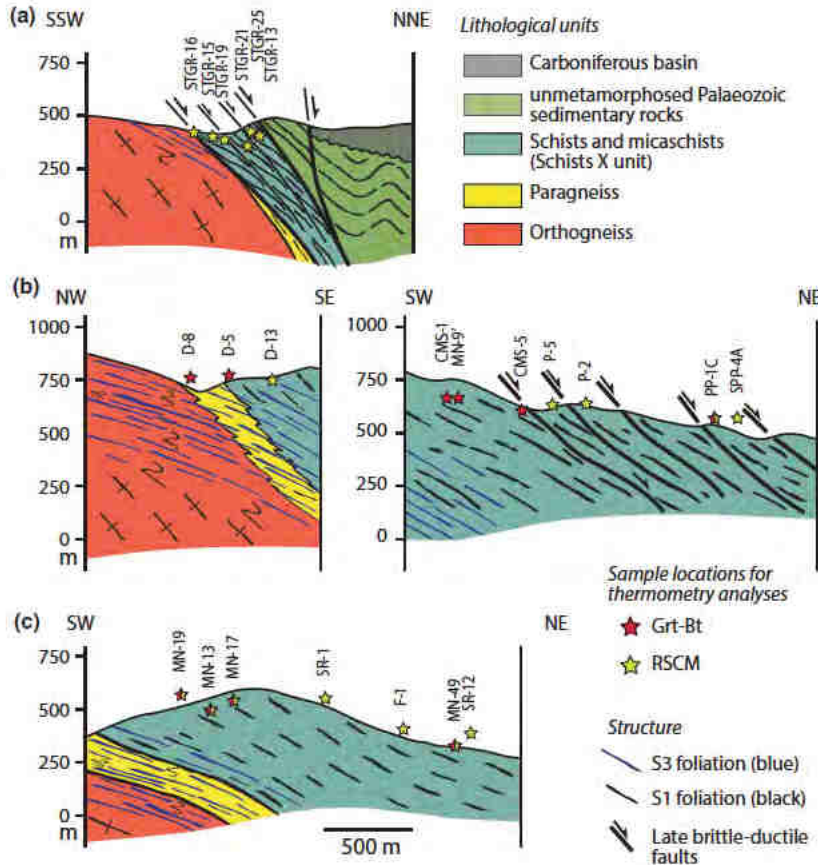


Fig. 5. Profiles selected for thermobarometry in the metapelitic cover of the dome.

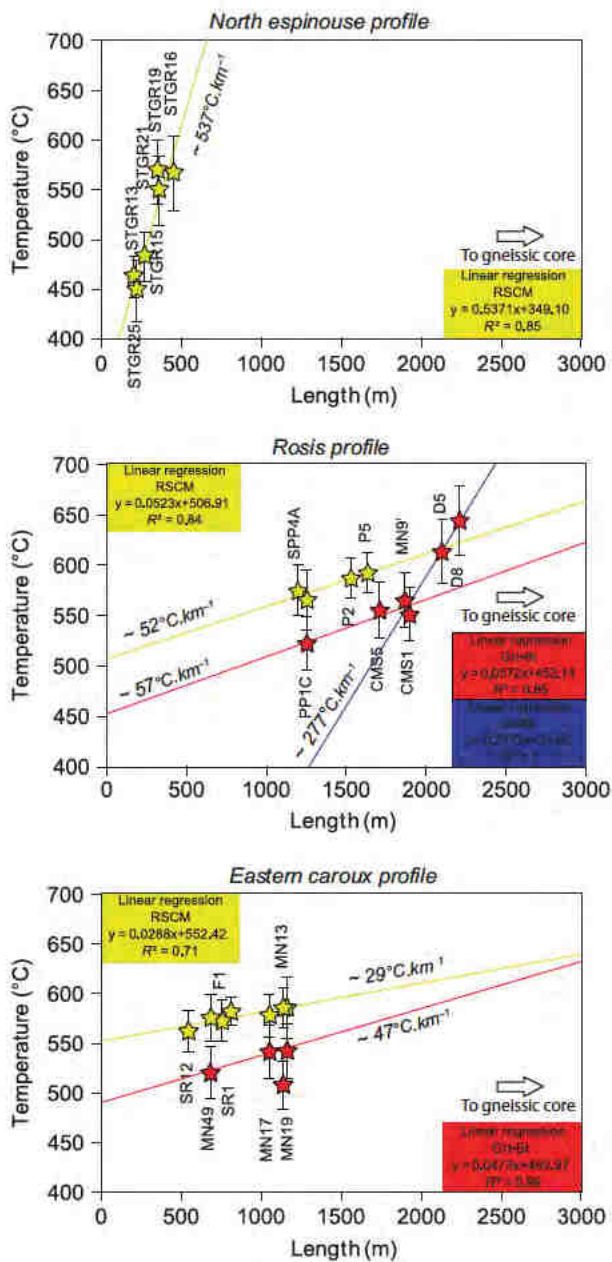


Fig. 6. Garnet biotite and RSCM thermobarometry gradients. Length represents the distance of sample from an arbitrary origin.

The Espinouse sample MNC17 recorded a portion of a clockwise P – T path with high- P conditions at -0.8 ± 0.15 GPa and 725 ± 25 °C followed by low- P conditions at 0.35 ± 0.1 GPa and 690 ± 25 °C (Fig. 7). Caroux sample MN11-47 records P – T conditions of 0.8 ± 0.1 GPa and 730 °C with no evidence for re-equilibration at lower pressure. On the contrary, the Espinouse sample MNC04 records peak temperature conditions of 700 ± 50 °C for low- P condition of -0.4 GPa. This sample is located along the D3 transition zone, where the reworking of S1 into S3 was strong

(Rabin *et al.*, 2015). A similar clockwise metamorphic evolution followed by the migmatitic rocks from the MNAZ core was qualitatively documented by Demange (1985) and Soula *et al.* (2001) and quantitatively by Rabin *et al.* (2015) (Fig. 7).

High- T gradients within the metasedimentary envelope

The cover of the MNAZ is a metapelitic sequence with mineral assemblages defining a LP-HT metamorphic gradient. The geometry of metamorphic isograds varies from south to north and is gently pinched near the Rosis synform in response to late contractional deformation (Rabin *et al.*, 2015; Roger *et al.*, 2015). In the eastern prolongation of the Caroux sub-dome, metamorphic zones are wide (~ 5 – 6 km), whereas they tighten in the northeast prolongation of the Espinouse sub-dome. According to Thompson & Bard (1982), the tightening observed from south to north may be linked to late brittle–ductile top to the east extensional shearing evidenced by phyllonites that post-date peak metamorphism (e.g. in the NEP and RP profiles). In these areas, where normal faults exemplified by phyllonites are numerous and tighten, an apparent high- T gradient of ~ 530 °C km $^{-1}$ has been calculated (NEP profile).

In areas where normal faults are less abundant (Rosis profile), gradients of ~ 52 °C km $^{-1}$ (~ 173 °C GPa $^{-1}$) and 57 °C km $^{-1}$ (~ 190 °C GPa $^{-1}$) are calculated from RSCM and Grt–Bt thermometry, respectively. Along the Rosis profile and at the base of the micaschists, the calculated gradient reaches 277 °C km $^{-1}$ (~ 923 °C GPa $^{-1}$). Even if its area is close to the Espinouse migmatitic gneiss, this temperature gradient is too high to invoke heat conduction from the migmatitic core dome through the metasedimentary cover as the possible cause. Field structural analyses reveals that a top-to-the E-NE normal ductile high-strain zone is localized along the gneiss core-mantling schist boundary (Aerden, 1998; Aerden & Malavieille, 1999) that we attribute to the D3 transition zone in agreement with Rabin *et al.* (2015, Fig. 5). This ductile deformation was responsible for localized thinning in the middle crust during the retrogression history and may be responsible for very high- T gradient at the base of the metasedimentary envelope.

Low- T gradients within the metasedimentary envelope

The southeastern part of the metasedimentary envelope is not affected by late brittle or ductile extensional shearing. There, temperature gradients of 29 and 47 °C km $^{-1}$ (~ 97 and 156 °C GPa $^{-1}$) have been calculated, from RSCM and Grt–Bt thermometry, respectively. Both methods give temperature uncertainty about $\sim \pm 40$ °C, but this does not significantly affect the results, since we focus on relative temperatures and gradients. Grt–Bt thermometry gives temperatures of ~ 50 °C lower than those

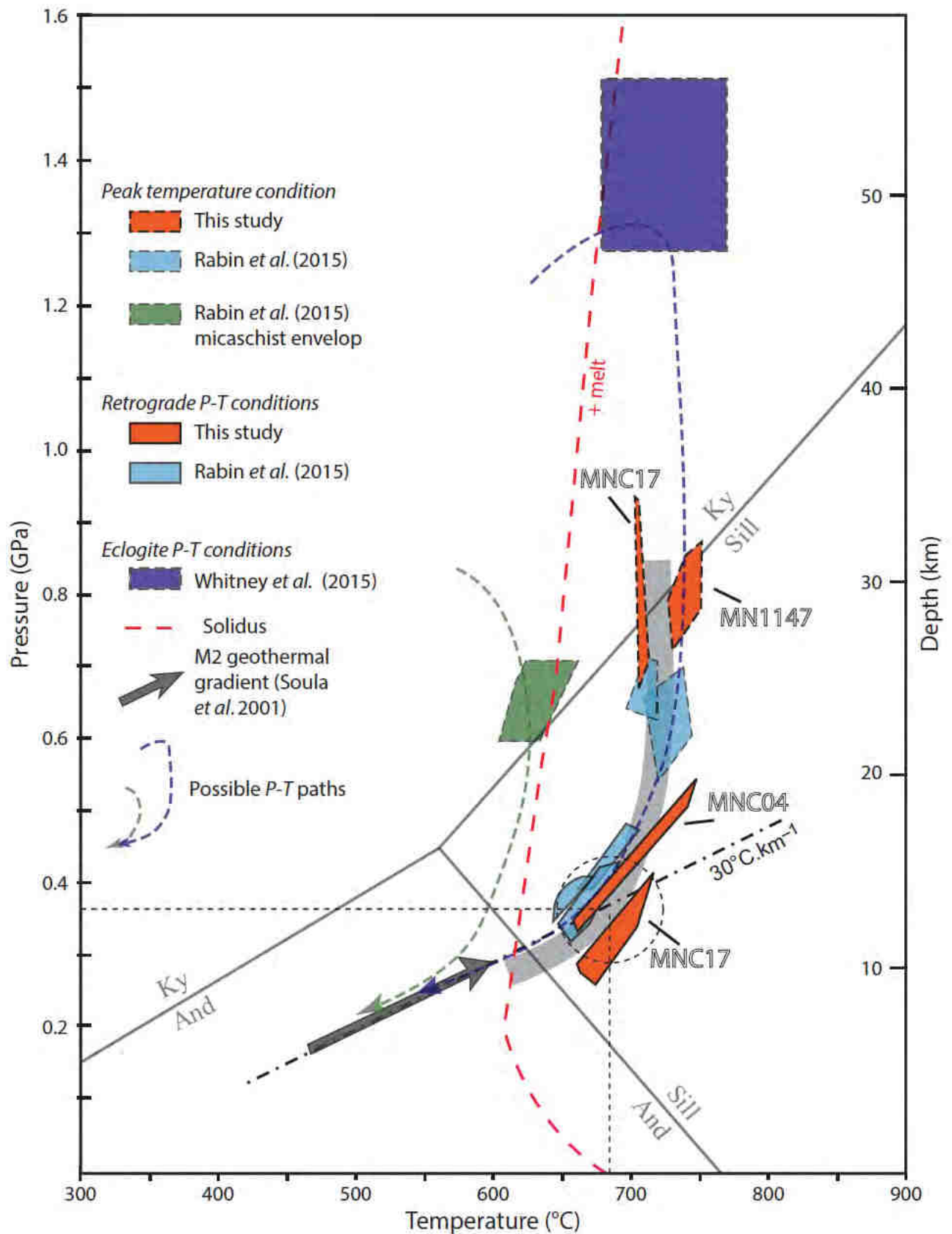


Fig. 7. Schematic P - T diagram summarizing the thermal evolution of core and cover in the Montagne Noire.

obtained from RSCM. The degree of graphitization corresponds to the degree of prograde metamorphism (Wada *et al.*, 1994) and, owing to the irreversibility of graphitization, the analyses graphitic carbon record peak metamorphic temperatures (Beyssac *et al.*, 2002). The significance of temperature obtained from Grt–Bt thermometry is more uncertain and may correspond to peak metamorphism or retrograde mineral re-equilibration. In addition, the Grt–Bt gradient is obtained with less than twice the data for the RSCM gradient (Fig. 6c). We suggest that the temperature gradient of $29\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ ($\sim 96\text{ }^{\circ}\text{C GPa}^{-1}$) obtained along the southernmost cross-section from Raman spectroscopy may represent the lowest temperature gradient that prevailed before late ENE extensional shearing.

The question of the cause for this low- T gradient then arises. It could be also envisaged that the micaschist envelope did not have sufficient time to thermally re-equilibrate owing to rapid exhumation. One possible explanation for inefficient thermal conduction could be the numerous graphite-rich layers within the micaschist envelope. Indeed, graphite presents an important thermal conductivity anisotropy that can be significantly efficient perpendicular to the basal plane of graphite grains (Enweani *et al.*, 1995). Therefore, the structural position of the graphite-rich metasedimentary cover can play the role of a thermal buffer and minimize the thermal impact of dome emplacement on its cover (assuming no significant relative structural displacement between micaschist and deeper migmatites). On the other hand, the ductile high-strain zone along the dome-micaschist envelope boundary may have juxtaposed partially molten crust with cold micaschist that were previously far from the anatectic front (Rey *et al.*, 2011). If this system cooled before it had time to equilibrate, such as may have occurred during late orogenic evolution, thermal balancing would be prevented.

Comparison with other LP-HT terranes

The variation of thermal regimes through times reflects changes in orogenic processes (Brown, 2007, 2014). The quantification of thermal gradients, whether synchronous to thickening or thinning, is key information for the understanding of the evolution of the rheology of mature orogenic crust. In this study, gradients that are not perturbed by late deformation are ~ 20 to $50\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ (~ 66 to $166\text{ }^{\circ}\text{C GPa}^{-1}$), slightly hotter than expected. According to the classification of Brown (2007), the European Variscides is dominated by E-HPG metamorphism (Eclogite-high- P granulite). Gradients predicted are between 10 and $20\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ (see fig. 7 in Brown, 2007). However, a similar P – T path and thermal evolution are recorded by late orogenic gneiss domes at the same regional scale. Recent works on the Shuswap complex in the Canadian Cordilleras

(Norlander *et al.*, 2002; Zanoni *et al.*, 2014) indicates that exhumation of the gneiss core occurred under conditions of near-isothermal decompression and geothermal gradients of ~ 40 – $50\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ (~ 133 – $166\text{ }^{\circ}\text{C GPa}^{-1}$) that are similar to those calculated in this study. Similarly, gradients between 20 and $30\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ (~ 66 – $100\text{ }^{\circ}\text{C GPa}^{-1}$) in the Naxos dome in Greece (Duchêne *et al.*, 2006) were interpreted as heating of the deeper parts of the dome, probably associated with localized thinning during dome formation. In the Variscides, Rey *et al.* (1997) explained the pervasive high thermal gradients associated with large amount of granites as a consequence of gravitational collapse due to thermal softening of the mature orogenic crust. Similarly, in the Orlica–Śnieżnik dome of the central Sudetes, Skrzypek *et al.* (2014) proposed thermal gradients synchronous to crustal thickening of $\sim 30\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ ($\sim 100\text{ }^{\circ}\text{C GPa}^{-1}$) deduced from prograde garnet growth modelling. The authors interpreted these gradients by protracted intrusion of granites over 10 Ma. The late-Variscan LP/HT metamorphic event in Iberia is attributed to crustal thickening followed by prolonged thermal relaxation with no additional heat from the mantle is required (Martinez Catalàn *et al.*, 2014). To sum up, elevated geothermal gradients at regional scale gneiss domes can be attributed to a combination of dome core emplacement, with or without additional heat input, and ductile shearing resulting in the collapse of isotherms.

The late-Variscan Agly gneiss dome located in the Pyrenees records a mean thermal gradient at ~ 40 – $50\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ (~ 133 – $166\text{ }^{\circ}\text{C GPa}^{-1}$) was proposed, with some heat partly provided by injections of mafic magmas in the middle crust (Vielzeuf, 1996; Olivier *et al.*, 2004). This thermal gradient is interpreted as due to thinning in the middle crust, with syn-metamorphic shear zones (Bouhallier *et al.*, 1991). At the base of the Agly micaschist envelope, a higher gradient of 60 – $75\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ (~ 200 – $250\text{ }^{\circ}\text{C GPa}^{-1}$) was estimated, whereas this value increases to $\sim 125\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ ($\sim 417\text{ }^{\circ}\text{C GPa}^{-1}$) close to the migmatitic rocks (Barnolas & Chiron, 1996). This was interpreted as contact metamorphism between the migmatitic dome and the micaschist envelope (Olivier *et al.*, 2004).

At least during the late stages of their evolution, the MNAZ shares a similar tectono-metamorphic evolution as the Velay dome which is the largest late orogenic migmatitic dome in the European Variscan belt located further northeast within the French Massif Central. The history of the Velay dome is reviewed in a recent article by Barbey *et al.* (2015). The first melting events (named M1 and M2) are linked to crustal thickening. The last Late Carboniferous melting events M3 and M4 (from Barbey *et al.*, 2015) operated under the same P – T conditions as reported in this study that is, peak conditions at $\sim 700\text{ }^{\circ}\text{C}$ and 0.6 – 0.7 GPa followed by decompression and melting up to 0.4 GPa. This M4 event is slightly

hotter in the Velay dome (~800 °C), whereas re-heating has not been observed at this stage in the MNAZ. Recently published geochronological data (Roger *et al.*, 2015) indicated a similar range of ages for the main melting event in the MNAZ (310–300 Ma).

CONCLUSIONS

Based on field studies, classical petrology, thermometry and thermodynamic modelling, we propose a tectono-thermal evolution for the MNAZ gneiss core as well as its metasedimentary cover. The migmatitic gneisses record a clockwise evolution culminating at ~725 °C and 0.8 GPa, leading to partial melting. Within the metasedimentary cover, we have recognized both high-*T* and low-*T* gradients. These features are common to other gneiss domes and can be explained by a synchronous effect of dome core emplacement and ductile shearing. Finally, further work with *in situ* geochronology is needed in order to unravel rates and scales of anatexis processes in the middle crust as well as the associated thermal evolution of the upper crust during gneiss dome formation.

ACKNOWLEDGMENTS

This project was funded by a INSU/SYSTER program granted to B. Cenki-Tok. Additional support was provided by US NSF grant EAR-1050020 to Ch. Teysier and D.L. Whitney. K. Freville thanks O. Beysac for assistance during RSCM analysis. We thank the support of the Microsonde Sud equipment. A. Leyreloup and J.-L. Régnier thank the bachelor and master students of the University of Montpellier 2 who participated to the mapping of isograds in the eastern termination of the dome. The manuscript benefited from constructive reviews from R. Palin and an anonymous reviewer. M. Brown is thanked for editorial handling.

REFERENCES

- Aerden, D.G., 1998. Tectonic evolution of the Montagne Noire and a possible orogenic model for syncollisional exhumation of deep rocks, Variscan belt, France. *Tectonics*, **17**, 62–79.
- Aerden, D.G.A.M. & Malavieille, J., 1999. Origin of a large scale fold nappe in the Montagne Noire, Variscan belt, France. *Journal of Structural Geology*, **2**, 1321–1333.
- Alabouvette, B., Demange, M., Guérangé Lozes, J. & Ambert, P., 2003. Notice et carte géologique au 1/250000. Montpellier.
- Althoff, F., Barbey, P. & Pons, J., 1994. La charnockite d'Ansignan et le granite de Saint Arnac, témoins d'une extension crustale d'âge hercynien dans le massif de l'Agly (Pyrénées orientale, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 319, série II, 239–246.
- Baldwin, J.A., Powell, R., Brown, M., Moraes, R. & Fuck, R. A., 2005. Modelling of mineral equilibria in ultrahigh temperature metamorphic rocks from the Anapolis Itaucu Complex, central Brazil. *Journal of Metamorphic Geology*, **23**, 511–531.
- Barbey, P., Villaros, A., Marignac, C. & Montel, J. M., 2015. Multiphase melting, magma emplacement and P-T time path in late collisional context: the Velay example (Massif central, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **186**(2–3), 93–116.
- Bard, J. P. & Rambeloson, R., 1973. Métamorphisme plurifacial et sens de variation du degré géothermique durant la tectogenèse polyphase hercynienne dans la partie orientale de la zone axiale de la Montagne Noire (massif du Caroux, sud du Massif Central français). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **15**, 579–586.
- Barnolas, A. & Chiron, J.C., 1996. Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées: introduction, Géophysique, Cycle hercynien. Bureau des Recherches Minières et Géologiques Eds.
- Beaud, F., 1985. Etude structurale de la zone axiale orientale de la Montagne Noire (sud du Massif central français): détermination des mécanismes de déformation; relation avec les nappes du versant sud. PhD, Université de Montpellier.
- Beysac, 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.
- Bogdanoff, S., Donnot, M. & Ellenberger, F., 1984. Notice explicative de la feuille Bédarieux 1/50.000. Bureau des Recherches Minières et Géologiques Eds, 1984, 2007.
- Bogdanoff, S., 1969. Sur la sillimanite de la zone axiale de la Montagne Noire (Monts de l'Espinous, Hérault). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **268**, 2163–2166.
- Bogdanoff, S., Collomb, P. & Ellenberger, F., 1967. Métamorphisme et effet de couverture dans la zone axiale de la Montagne Noire (Espinouse et Caroux, Hérault). *Comptes Rendus de la Société Géologique de France*, **6**, 223–224.
- Bouchardon, J.L., Dechomets, R. & Demange, M., 1979. A propos du disthène en roche dans les micaschistes et gneiss du synclinal de Rosis et du flanc Sud, zone axiale de la Montagne Noire. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **288**, 1067–1069.
- Bouhallier, H., Choukroune, P. & Ballevre, M., 1991. Evolution structurale de la croûte profonde Hercynienne: exemple du massif de l'Agly (Pyrénées Orientales, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **312**, 647–654.
- Brown, M., 2007. Metamorphic conditions in orogenic belts: a record of secular change. *International Geology Review*, **49**, 193–234.
- Brown, M., 2014. The contribution of metamorphic petrology to understanding lithosphere evolution and geodynamics. *Geoscience Frontiers*, **5**, 553–569.
- Brun, J.P. & van den Driessche, J., 1994. Extensional gneiss domes and detachment fault systems; structure and kinematics. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **165**, 519–530.
- Brunel, M. & Lansigu, C., 1997. Déformation et cinématique de mise en place du dôme de la zone axiale de la Montagne Noire: signification des nodules à quartz sillimanite (Massif central français). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **325**, 517–523.
- de Capitani, C. & Petrakakis, K., 2010. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *American Mineralogist*, **95**, 1006–1016.
- Charles, N., Faure, M. & Chen, Y., 2009. The Montagne Noire migmatitic dome emplacement (French Massif Central): new insights from petrofabric and AMS studies. *Journal of Structural Geology*, **31**, 1423–1440.
- Coggon, R. & Holland, T.J.B., 2002. Mixing properties of phengitic micas and revised garnet phengite thermobarometers. *Journal of Metamorphic Geology*, **20**, 683–696. doi:10.1046/j.1525-1314.2002.00395.x.
- Demange, M., 1985. The eclogite facies rocks of the Montagne Noire, France. *Chemical Geology*, **50**, 173–188.

- Demange, M., 1999. Evolution tectonique de la Montagne Noire: un modèle en transpression. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **329**, 823–829.
- Demange, M. & Gattoni, X., 1978. Le métamorphisme progressif des formations d'origine péritique du flanc sud du massif de l'Agout. Isograde et faciès de métamorphisme. *Bulletin de Minéralogie*, **101**, 334–349.
- Denèle, Y., Olivier, P., Gleizes, G. & Barbey, P., 2007. The Hospitalet gneiss dome (Variscan Pyrenees) revisited: lateral flow during transpression in the middle crust. *Terra Nova*, **19**, 445–453.
- 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). In: *Hot Orogen* (eds Chardon, D. & Teyssier, C.), *Tectonophysics Special Publication*, **477**, 244–261.
- Duchêne, S., Aïssa, R. & Vanderhaeghe, O., 2006. Pressure temperature time evolution of metamorphic rocks from Naxos (Cyclades, Greece): constraints from thermobarometry and Rb/Sr dating. *Geodinamica Acta*, **19**, 299–319.
- Echtler, H. & Malavielle, J., 1990. Extensional tectonics, basement uplift and Stephano Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, Southern Massif Central). *Tectonophysics*, **177**, 125–138.
- England, P.C. & Thompson, A.B., 1984. Pressure temperature time paths of regional metamorphism. Part I: heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *Journal of Petrology*, **25**, 894–928.
- Enweani, B.N., Davis, J.W. & Haasz, A.A., 1995. Thermal diffusivity/conductivity of doped graphite. *Journal of Nuclear Materials*, **224**, 245–253.
- Faure, M., 1995. Late orogenic carboniferous extensions in the Variscan French Massif central. *Tectonics*, **14**(132–153), 1995.
- Faure, M., Cocherie, A., Gaché, J. *et al.*, 2014. Middle Carboniferous intracontinental subduction in the Outer Zone of the Variscan Belt (Montagne Noire Axial Zone, French Massif Central): multimethod geochronological approach of polyphase metamorphism. *Geological Society of London Special Publication*, **405**(SP405), 2. doi:10.1144/SP405.2.
- Ferry, J.M. & Spear, F.S., 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **66**, 113–117.
- Franke, W., Doublier, M.P., Klama, K., Potel, S. & Wemmer, K., 2011. Hot metamorphic core complex in a cold foreland. *International Journal of Earth Sciences*, **100**, 753–786.
- Geze, B., 1949. Etude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **1**, 281–285.
- Holland, T.J.B. & Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**, 309–343.
- Kelsey, D.E., White, R.W. & Powell, R., 2005. Calculated phase equilibria in K_2O FeO MgO Al_2O_3 SiO_2 H_2O for silica undersaturated sapphirine bearing mineral assemblages. *Journal of Metamorphic Geology*, **23**, 217–239.
- 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. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **185**, 281–310.
- Laumonier, B., Marignac, C. & Kister, P., 2010. Polymétamorphisme et évolution crustale dans les Pyrénées orientales pendant l'orogénèse varisque au Carbonifère supérieur. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **181**, 411–428.
- Ledru, P., Courrioux, G., Dallain, C. *et al.*, 2001. The Velay dome (French Massif Central): melt generation and granite emplacement during orogenic evolution. *Tectonophysics*, **342**, 207–237.
- Malavielle, J., 2010. Impact of erosion, sedimentation, and structural heritage on the structure and kinematics of orogenic wedges: analog models and case studies. *GSA Today*, **20**, 4–10.
- Martinez Catalàn, J.R., Rubio Pascual, F.J., Diez Montes, A. *et al.*, 2014. The late Variscan HT/LP metamorphic event in NW and Central Iberia: relationships to crustal thickening, extension, oroclinal development and crustal evolution. *Geological Society, London, Special Publications*, **405**, 225–247.
- Matte, P., Lancelot, J. & Mattauer, M., 1998. La zone axiale hercynienne de la Montagne Noire n'est pas un « metamorphic core complex » extensif mais un anticlinal post nappe à cœur anatectique. *Geodinamica Acta*, **11**, 13–22.
- Mezger, J., 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. In: (Eds.) Rodolfo Carosi, R. Dias, David Iacopini, and Gideon Rosenbaum, The southern Variscan belt, *Journal of the Virtual Explorer*, Electronic Edition, ISSN 1441 8142, volume 19, paper 6, doi: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.
- Nicollet, C., 1978. Etude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins antépermien du versant sud du Lézou (Massif central français), origine des groupes leptyno amphiboliques. Unpublished PhD, Université de Montpellier, 125 pp.
- Norlander, B.H., Whitney, D.L., Teyssier, C. & Vanderhaeghe, O., 2002. High temperature decompression of the Shuswap metamorphic core complex, Canadian Cordillera. *Lithos*, **61**, 103–125.
- 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). *Geological Society of America, Special Paper*, **380**, 229–242.
- Ourzik, A., Debat, P. & Mercier, A., 1991. Metamorphic evolution of the N and NE parts of the Montagne Noire axial zone (southern Massif Central, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **313**, 1547–1553.
- Pitra, P., Poujol, M., van den Driessche, J., Polivet, J.C. & Paquette, J.L., 2012. Early Permian extensional shearing of an ordoVICIAN granite: the saint eutrope “c/s like” orthogneiss (montagne noire, French massif central). *Comptes Rendus Géoscience*, **344**, 377–384.
- Rabin, M., Trap, P., Carry, N. *et al.*, 2015. Strain partitioning along the anatectic front in the Variscan Montagne Noire massif (Southern French Massif Central). *Tectonics*, **34**, 1709–1735.
- Rambeloson, R., 1972. Tectonique, microtectonique, et métamorphisme dans le massif gneissique du “Caroux” et son enveloppe mica schisteuse (extrémité sud est de la zone axiale de la Montagne Noire). Unpublished PhD, Université de Montpellier.
- Rey, P., Burg, J.P. & Casey, M., 1997. The Scandinavian Caledonides and their relationship to the Variscan belt. In: *Orogeny Through Time* (eds Burg, J.P. & Ford, M.), *Geological Society Special Publication*, **121**, 179–200.
- Rey, P., Teyssier, C., Kruckenberg, S.C. & Whitney, D.L., 2011. Viscous collision in channel explains double domes in metamorphic core complexes. *Geology*, **39**, 387–390.
- Rey, P., Teyssier, C., Kruckenberg, S.C. & Whitney, D.L., 2012. Viscous collision in channel explains double domes in metamorphic core complexes. *Geology*, **40**, e280. Forum Reply, October, 2012.
- Roger, F., Teyssier, Ch, Respaut, J.P. *et al.*, 2015. Timing of deformation and exhumation of the Montagne Noire double dome, French Massif Central. *Tectonophysics*, **640–641**, 53–69.
- Roques, M., 1941. Les schistes cristallins de la partie sud ouest du Massif Central français. Explication carte géologique de

- France. Bureau des Recherches Minières et Géologiques Eds.
- Schuilling, R., 1960. Le dôme gneissique de l'Agout (Tarn et Hérault). *Mémoire Société géologique de France*, **91**, 58 pp.
- Skrzypek, E., Lehmann, J., Szczepanski, J. *et al.*, 2014. Time scale of deformation and intertectonic phases revealed by P T D t relationships in the orogenic middle crust of the Orlica Snieznik Dome, Polish/Czech Central Sudetes. *Journal of Metamorphic Geology*, **32**, 981–1003.
- Soula, J.C., Debat, P., Brusset, S., Bessière, G., Christophoul, F. & Déramond, J., 2001. Thrust related, diapiric, and extensional doming in a frontal orogenic wedge: example of the Montagne Noire, Southern French Hercynian Belt. *Journal of Structural Geology*, **23**, 1677–1699.
- Teyssier, C. & Whitney, D.L., 2002. Gneiss domes and orogeny. *Geology*, **30**, 1139–1142.
- Thompson, P.H. & Bard, J.P., 1982. Isograds and mineral assemblages in the eastern axial zone, Montagne Noire (France): implications for temperature gradients and P T history. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **19**, 129–143.
- Thompson, A.B. & England, P.C., 1984. Pressure temperature time paths of regional metamorphism: part II: some petrological constraints from mineral assemblages in metamorphic rocks. *Journal of Petrology*, **25**, 929–955.
- Tirel, C., Brun, J.P. & Burov, E., 2004. Thermomechanical modeling of extensional gneiss domes. In: *Gneiss Domes in Orogeny* (eds Whitney, D.L., Teyssier, C. & Siddoway, C.S.), *Geological Society of America Special Paper*, **380**, 67–78.
- Van Den Driessche, J. & Brun, J.P., 1989. Un modèle cinématique de l'extension paléozoïque supérieur dans le Sud du Massif Central. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **309**, 1607–1613.
- Van den Driessche, J. & Brun, J.P., 1992. Tectonic evolution of the Montagne Noire (French Massif Central): a model of extensional gneiss dome. *Geodinamica Acta*, **5**, 85–99.
- Van Den Driessche, J. & Pitra, P., 2012. Viscous collision in channel explains double domes in metamorphic core complexes. *Geology*, **40**, e279. Forum Comment, October 2012.
- Vielzeuf, D., 1996. Les massifs nord pyrénéens à soubassement granulitique. In: *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées: Introduction, Géophysique, Cycle hercynien* (eds Barnolas, A. & Chiron, J.C.), *Bureau des Recherches Minières et Géologiques Eds*, **1**, 502–521.
- Wada, H., Tomita, T., Luchi, K., Ito, M. & Morikiyo, T., 1994. Graphitization of carbonaceous matter during metamorphism with reference to carbonate and pelitic rocks of contact and regional metamorphism, Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **118**, 217–228.
- White, R.W., Powell, R. & Clarke, G.L., 2002. The interpretation of reaction textures in Fe rich metapelitic granulites of the Musgrave Block, central Australia: constraints from mineral equilibria calculations in the system K_2O FeO MgO Al_2O_3 SiO_2 H_2O TiO_2 Fe_2O_3 . *Journal of Metamorphic Geology*, **20**, 41–55.
- White, R.W., Powell, R. & Holland, T.J.B., 2007. Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, **25**, 511–527.
- Whitney, D.L. & Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock forming minerals. *American Mineralogist*, **95**, 185–187.
- Whitney, D.L., Teyssier, C. & Vanderhaeghe, O., 2004. Gneiss domes and crustal flow. *Geological Society of America Special Papers*, **380**, 15–33.
- Whitney, D.L., Teyssier, C., Rey, P. & Buck, W.R., 2013. Continental and oceanic core complexes. *Geological Society of America Bulletin*, **125**, 273–298. doi:10.1130/B30754.1.
- Whitney, D.L., Roger, F., Teyssier, C. & Respaut, J.P., 2015. Syn collapse eclogite metamorphism and exhumation of deep crust in a migmatite dome: the P T t record of the youngest Variscan eclogite (Montagne Noire, French Massif Central). *Earth and Planetary Science Letters*, **430**, 224–234.
- Williams, Q., 1995. Infrared Raman and optical spectroscopy of earth materials. AGU, 291–301.
- Zanoni, D., Kuiper, Y.D. & Williams, P.F., 2014. Pre to post Cordilleran transposition history of Joss Mountain: insights into the exhumation of the Shuswap complex, southeastern Canadian Cordillera. *Lithosphere*, **6**, 419–442.

Received 2 April 2015; revision accepted 3 March 2016.

Kévin FREVILLE

L'orogénèse Varisque dans les massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux (Alpes occidentales françaises).

Rôle de la fusion partielle et du plutonisme dans la structuration de la croûte continentale

Résumé :

Dans le but de déchiffrer l'évolution tectono-métamorphique des massifs de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux nous avons effectué une étude multidisciplinaire (Structures, pétrologies, géochronologies, géochimies, et isotopes radiogéniques). Les résultats obtenus permettent de reconnaître six évènements tectono-métamorphiques responsables de la structuration de ce segment de la chaîne varisque. Le premier évènement, Dx, correspond à un épisode de collision précoce et se produit vers ca.380 Ma. Il est responsable de l'obduction vers l'E du complexe ophiolitique de Chamrousse, ainsi que d'un métamorphisme de MP-BT. Vers 350 Ma, un évènement magmatique permet la formation de l'unité magmatique bi-modal de Rioupéroux-Livet. Entre 350 et 330 Ma, la mise en place de nappes vers l'E (D₁) se caractérise par un métamorphisme barrovien. Cet évènement est également responsable de la mise en place de nombreux granites liés à la fusion partielle de la croûte. L'évènement transpressif senestre D₂ se produit immédiatement après, vers 320-300 Ma. Il se caractérise par le plissement de la pile de nappes non migmatitiques, et par le développement d'une foliation verticale S₂. Dans la croûte partiellement fondue, il est marqué par une fabrique verticale (S₂), par des zones de cisaillements (C₂ et C'₂), qui s'organisent en structure de type S-C-C'. Synchrones à la déformation tardi-D₂ (305-300 Ma), l'évènement D₃ est responsable de la formation d'une foliation plate (S₃) à la transition entre les migmatites et les roches non fondues. Les structures D₂ et D₃ sont interprétées comme étant relatives au fluage latéral de la croûte partiellement fondue. L'évènement D₂ s'accompagne également de la mise en place de nombreux granites peralumineux, formés lors de la fusion partielle de la croûte. Enfin, l'intrusion d'un granite à cordiérite au Permien constitue le dernier évènement observé dans cette portion de la chaîne varisque.

Mots Clefs : Belledonne, Grandes Rousses, Pelvoux, Massifs Cristallins Externes, Alpes, Themobarométrie, Géochronologie, isotopie, fluage de la croûte, Partitionnement de la déformation

The Variscan orogeny in the external crystalline massifs of Belledonne and Pelvoux (French Western Alps).

The role of partial melting and plutonism on the structuration of the continental crust

Abstract.

In order to decipher the Variscan tectono-thermal evolution of the Belledonne-Pelvoux area we perform a multidisciplinary study (structural, petrology, geochronology, geochemistry and radiogenic isotopes). The results allow us to recognize six tectono-thermal events responsible for the building of the studied portion of the Variscan orogen. The first, Dx corresponds to an earlier collisional event at ca. 380 Ma that was responsible for the obduction of the Chamrousse ophiolitic unit toward the East and MP-BT metamorphism. At ca. 350 Ma, a magmatic event is responsible for the formation of the bi-modal magmatism of the Rioupéroux-Livet unit. Between ca.350-330 Ma an eastward nappe-staking event (D₁) responsible of a barrovian metamorphism occurred. It is coeval with the emplacement of numerous continental crust derived plutons. This event is followed at ca. 320-300 Ma by a D₂ NW-SE directed shortening in a sinistral transpressive regime. This event is characterized by folding of the unmolten nappe pile and development of a subvertical S₂ foliation. In the partially molten crust, the D₂ event is characterized by the formation of steeply dipping S₂ and shear zones (C₂ and C'₂) organized as S-C-C'-like pattern. Coeval with the late-D₂ deformation (ca. 305-300Ma) a D₃ event responsible for the development of a flat laying S₃ foliation at the boundary between the molten and unmolten domains is documented. The late-D₂ and D₃ events are interpreted to be relative to the lateral flow of the partially-molten crust. The D₂ event is coeval with the emplacement of the mainly Stephanian peraluminous granitoids, formed by melting of the continental crust. Finally, a Cordierite-bearing granite indicate the existence of a Permian magmatism.

Keywords. Belledonne, Grandes Rousses, Pelvoux, External Crystalline Massifs, Alps, thermo-barometry, Geochronology, geochemistry, isotopy, crustal flow, strain partitioning.

Institut des Sciences de la terre d'Orléans
1A rue de la Férollerie, 45071 Orléans Cedex2

