



HAL
open science

Comment expliquer la dualité thermique des subductions pré-orogéniques? : Exemple du métamorphisme de haute-pression dans le Massif central français

Anissa Benmammar

► **To cite this version:**

Anissa Benmammar. Comment expliquer la dualité thermique des subductions pré-orogéniques? : Exemple du métamorphisme de haute-pression dans le Massif central français. Géophysique [physics.geoph]. Université Paul Sabatier - Toulouse III; Université des Sciences et de la Technologie Houari-Boumediène (Algérie), 2021. Français. NNT : 2021TOU30286 . tel-03769090

HAL Id: tel-03769090

<https://theses.hal.science/tel-03769090v1>

Submitted on 5 Sep 2022

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.

Université Fédérale



Toulouse Midi-Pyrénées

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par l'Université Toulouse III – Paul Sabatier

Cotutelle internationale : Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene

Présentée et soutenue par

Anissa BENMAMMAR

Le 15 septembre 2021

Comment expliquer la dualité thermique des subductions pré-orogéniques ? Exemple du métamorphisme de haute-pression dans le Massif Central français.

École doctorale : **SDU2E - Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace**

Spécialité : **Sciences de la Terre et des Planètes Solides**

Unité de recherche
Géosciences Environnement Toulouse (GET)

Thèse dirigée par

Stéphanie DUCHENE, Abderrahmane BENDAOU et Julien BERGER

Jury

M. Mohamed HAMOUDI, Président du jury

M. Jean-Marc LARDEAUX, Rapporteur

M. Zouhir ADJERID, Rapporteur

Mme Emilie JANOTS, Examinatrice

Mme Khadidja OUZEGANE, Examinatrice

Mme Stéphanie DUCHENE, Directrice de thèse

M. Abderrahmane BENDAOU, Directeur de thèse

M. Julien BERGER, Co-directeur de thèse

RESUME

A travers une étude pétrochronologique des roches de haute-pression (HP), cette thèse a pour objectif de contribuer à la compréhension de la dynamique varisque dans le Massif Central français (MCF) via la réponse à différentes questions : i) Quelles unités ont enregistré le métamorphisme de HP dans le MCF ? ii) Quelle est l'origine de la diversité du métamorphisme de HP dans le MCF ? iii) Quel est l'âge du métamorphisme de HP ? iv) Quel est le nombre de zones de subduction impliquées dans la structuration du MCF ?

i) Il est généralement admis que les écloğites témoignant du métamorphisme de HP dans le MCF affleurent dans l'Unité Supérieure des Gneiss (UGU), une unité formée par des paragneiss migmatitiques contenant des écloğites rétro-morphosées. Cependant, des investigations pression-température (P-T) dans les terrains sud du massif (unités de Najac-Laguépie) ont permis d'identifier une seconde unité de HP. La présence de micaschistes écloğitiques (570°C, 16 kbar) renfermant des lentilles d'écloğites fraîches dans le Massif de Najac a été attribuée à l'existence d'une Unité Intermédiaire (IU), déjà reconnue dans le Limousin. Les amphibolites de Laguépie ayant enregistré des conditions granulitiques (710°C, 10 kbar) vers 363 Ma ont été associées à l'UGU. Ainsi, il est proposé dans ce travail que le métamorphisme de HP dans le MCF se localise dans deux unités structurales distinctes.

ii) La subdivision des écloğites dans le MCF est classiquement basée sur les températures de cristallisation au pic de pression. On distingue ainsi des écloğites de HP/BT ayant cristallisé en dessous de 700°C et des écloğites de HP/HT ayant cristallisé au-delà de 700°C. Dans le Limousin, une étude P-T comparative entre les deux types d'écloğites situées dans les deux unités tectono-métamorphiques différentes (écloğites fraîches de l'IU et écloğites rétro-morphosées de l'UGU) montre des gradients géothermiques différents au pic de pression, de 7- 8°C/ km pour l'IU et 8-12°C/ km dans l'UGU. La différence dans les gradients calculés reflète différentes pressions pour des températures comparables (globalement entre 650-700°C). Les conditions d'exhumation sont nettement différentes entre les deux unités : les écloğites de l'IU caractérisent une exhumation accompagnée d'une diminution de température tandis que les écloğites de l'UGU témoignent d'une exhumation à température constante voire avec un léger réchauffement. Ainsi, la diversité du métamorphisme de HP dans le MCF est le résultat d'une évolution post-écloğitique contrastée plus qu'à des températures de cristallisation différentes au pic de pression. Par comparaison avec la dynamique égéenne, deux processus d'exhumation différents sont proposés. Les écloğites de l'UGU seraient liées à une exhumation par accréation à la plaque supérieure via un mécanisme de retrait du panneau plongeant. Ce mécanisme explique l'exhumation « chaude » à l'instar de certaines roches des Cyclades (Naxos). Les écloğites de l'IU auraient été exhumées dans le prisme d'accréation, à l'image des unités de Crète.

iii) L'étude géochronologique des deux écloğites a permis de contraindre un âge U-Pb du métamorphisme de HP par LA-ICP-MS sur zircons de 377 ± 1 Ma dans les écloğites de l'UGU et de 364 ± 3 Ma dans celles de l'IU. Ces âges Dévoniens supérieurs plus jeunes que l'âge siluro-dévonien connu pour le métamorphisme de HP dans le MCF sont compatibles avec les

données récentes acquises dans les terrains sud du massif. Ils s'inscrivent également dans l'âge de la HP reconnu dans le reste de la chaîne varisque.

iv) Le modèle polycyclique d'évolution de la convergence varisque, impliquant deux zones de subduction dont une, d'âge Silurien à Dévonien inférieur, ne rend pas compte des données acquises dans ce travail. Par conséquent, un scénario géodynamique monocyclique, impliquant une seule subduction au Dévonien moyen à supérieur, est finalement proposé.

Mots clés : Massif Central Français, métamorphisme de haute-pression, subduction, exhumation, Dévonien.

ABSTRACT

Through a petrochronological study of high-pressure (HP) rocks, this thesis aims to improve the general understanding of variscan dynamics in the french Massif Central (FMC) by addressing different questions: i) Which units record HP metamorphism in the FMC? ii) What is the origin of the diversity in HP metamorphism in the FMC? iii) What is the age of HP metamorphism? iv) What is the number of subduction zones involved in FMC structuration.

i) It is generally accepted that eclogites evidencing HP metamorphism in the FMC are localized in the Upper Gneiss Unit (UGU), a unit formed by migmatitic paragneisses containing retrogressed eclogites. However, pressure-temperature (P-T) investigations in the southern part of the massif (Najac-Laguépie units) evidenced a second HP unit. The presence of eclogitic micaschists (570°C, 16 kbar) containing lenses of fresh eclogites in the Najac massif has been attributed to the existence of an Intermediate Unit (IU) which have already been mentioned in the Limousin. The amphibolites of Laguépie that recorded granulitic conditions (710°C, 10 kbar) around 363 Ma have been associated with the UGU. Thus, it is proposed in this work that HP metamorphism in the MCF is localized in two distinct structural units.

ii) The subdivision of eclogites in the MCF is based on temperatures of crystallization at the pressure peak. Hence, we distinguish HP/LT eclogites having crystallized below 700°C and HP/HT eclogites having crystallized above 700°C. In the Limousin, a P-T study comparing the two types of eclogites located in the two different tectono-metamorphic units (fresh eclogites of the IU and retrogressed eclogites of the UGU) shows different geothermal gradients at the pressure peak, about 7-8°C/ km for the IU and 8-12°C/ km for the UGU. The plurality in calculated gradients reflect different pressures for comparable temperatures (grossly between 650-700°C). The conditions of exhumation are significantly different between the two units: the IU eclogites characterize an exhumation supported by a decrease in temperature while the UGU eclogites show an exhumation at constant temperature or even with a slight heating. Thus, the diversity in HP metamorphism in the FMC can be mostly attributed to a contrasted post-eclogitic evolution more than to different crystallization temperatures at pressure peak.

In comparison with Aegean dynamics, two different exhumation processes are proposed. The UGU eclogites would reflect an exhumation by accretion to the upper plate, driven by a slab roll-back mechanism. This mechanism explains the "hot" exhumation as suggested for some HP rocks of the Cyclades (Naxos). The eclogites of the IU would have been exhumed in the accretionary prism like the HP units of Crete.

iii) The geochronological study of the two eclogites allowed to constrain U-Pb age for HP metamorphism by LA-ICP-MS on zircons at 377 ± 1 Ma in the UGU eclogites, and at 364 ± 3 Ma in the IU eclogites. These upper Devonian ages are younger than the Silurian-Devonian age attributed to the HP metamorphism in the FMC. Nevertheless, they are consistent with the recent studies acquired in the southern parts of the massif and the rest of the variscan belt.

iv) Data obtained in this work does not support a Silurian to lower Devonian subduction zone as it was proposed by polycyclique geodynamic model explaining the variscan structuration of the FMC. Consequently, this thesis proposes a monocyclic geodynamic scenario, involving a single middle to upper Devonian subduction.

Keywords: French Massif Central, high-pressure metamorphism, subduction, exhumation, Devonian.

REMERCIEMENTS

Cette thèse est le résultat de plusieurs années de travail accompagnées par des nuits blanches, de belles rencontres, des larmes mais surtout des rires aux éclats et de beaux souvenirs. J'ai eu la chance d'être encadrée par une paragénèse exceptionnelle de trois minéraux qui sous de bonnes conditions de pression et température m'a fait métamorphiser en docteur !

Abder, l'amphibole aux multiples compositions avec qui l'aventure a commencé depuis le Master et sans qui je n'aurais pas eu la chance de m'aventurer dans la dynamique du Massif Central. Disons que dans un contexte géodynamique il était comme la dorsale qui m'a toujours poussée au bout de mes idées et su me faire confiance pour que je fonce dans l'aventure Toulousaine. Stéphanie, le grenat avec un cœur riche en bienveillance et sagesse qui m'aura appris à sortir de ma zone de confort et me pousser au bout de mes retranchements. C'était la zone de subduction et je dirai même de séduction ! La force motrice avec qui on se laisse agréablement emporter en toute confiance sans craindre la collision. Julien, la phengite qu'on est si content de trouver, qui remonte le moral et avec qui j'ai appris à me faire confiance, à aller « right to the point » sans avoir peur de perdre un neurone. Enfin, grâce à ça j'ai pu évincer ce syndrome de l'imposteur que beaucoup de thésards rencontrent. C'était l'arc magmatique d'où jaillissait idées et bonne humeur. Il a su prendre le meilleur de moi-même pour le faire exploser à la surface. Un point sur son humour Belge à tout épreuve s'impose. Mais oui ce fut une grande réussite ! Un grand big up à Valérie, Romain et Léon. Merci la Mif !

Je n'aborde pas beaucoup l'aspect scientifique, après tout le Massif Central c'est vieux, pas très sexy et ça n'excite pas grand monde à part moi, je l'avoue. Bien évidemment que pour moi c'était une aventure scientifique extrêmement enrichissante et passionnante aux coté d'une telle paragénèse. Moi qui pensais faire une thèse en géophysique, quelle idée ! Alors merci de m'avoir sauvée et fait pousser les portes de la pétrologie métamorphique sachant que je commençais au rez-de-chaussée. Au-delà de ça, c'était avant tout une aventure humaine extrêmement enrichissante et constructive. Alors pour finir, merci pour tout votre soutien, votre confiance ainsi que votre générosité et merci d'avoir répondu présents dans les bons moments comme dans les plus durs.

Merci également à Guy et Maryse, qui, sans leur accompagnement sur le terrain, nous n'aurions pas découverts les écoligites de Benayes si belles et si fraîches ! Merci également à Antoine et Hervé pour leur accompagnement et les bons moments d'apéro qui commençaient à 17h et se terminaient à 1h. C'est comme ça qu'on est efficace la journée et qu'on arrive à défoncer des amphibolites.

Je tiens également à remercier la Dream Team...les Tilliens ! Merci pour les échanges scientifiques, les rigolades à la terrasse et tout votre soutien et gentillesse. Une équipe qui se remue pour ses thésards et se démène pour les apéros !.

Coté labo je tiens également à remercier, Thierry et Philippe avec qui les séances MEB et microsonde auront été un véritable plaisir. Un Merci aussi à Fabienne pour ses lames minces, sa sympathie et pour m'avoir souvent sauvée la mise à la dernière minute. Merci aussi à Manu

avec qui la salle blanche aura été plus agréable à vivre et dont l'amitié m'aura été d'un grand soutien, même si je sais que je peux être pénible sur une planche de snow.

Coté Belgique, je tiens à remercier Jean-Marc pour son accompagnement à la cathodo et son hospitalité. Coté Montpellier j'aimerais remercier Olivier ou devrais-je dire plutôt Roger pour les datations et son optimisme sans faille face aux zircons les plus pauvres en U de sa carrière.

Au cours des derniers jours de combat acharné, j'aurais probablement pu finir par casser mon ordinateur s'il n'y avait pas eu ma Dadou, Dada, Louloutte. Merci pour ton aide à la mise en page, tes conseils sur les couleurs des chemins PTt, ton soutien sans faille ainsi que tous les bons moments passés ensemble à rigoler et parler des tracas de la vie...merci pour tout, tu es ma plus belle rencontre Toulousaine.

Bien évidemment je n'oublie pas les autres copains thésards, la team terrasse, dont font ou on fait partie Hidjabi, Bébécito, Blob fish, Inès et Clément, Léo, Alice, Ponthus, Maxou, Lois et sans oublier mon petit Neil, Noé, Rémi et bien d'autres...Merci pour votre soutien et à tous les éclats de rires légendaires qui raisonnent encore dans ma tête.

Enfin, je remercie mes chères amies d'Algérie, mes sœurs de cœur, Nachida et Akila pour avoir toujours cru en moi et d'avoir été là dans la joie mais aussi dans la difficulté même si la mer méditerranée nous séparait.

Je finis en remerciant ma famille qui m'a soutenue depuis toujours, et surtout à ma tendre mère. Cette thèse c'est un peu la sienne aussi car sans sa détermination beaucoup d'étapes n'auraient pas pu être accomplies et peut être que je serai actuellement toujours dans l'attente d'une soutenance...Merci Omri pour ton soutien à toute épreuve, la force que tu m'as léguée ainsi que ta tendresse qui m'ont rendue les épreuves de cette aventure plus douces.

Pour finir, je dédie ce travail à Myriam, ma chère sœur.

Mille excuses à ceux que j'ai pu oublier

TABLE DES MATIERES

RESUME.....	i
ABSTRACT.....	iii
REMERCIEMENTS.....	v
TABLE DES MATIERES.....	viii
INTRODUCTION GENERALE	1
CHAPITRE I.....	5
Dynamique des zones de subduction et diversité du métamorphisme de haute-pression... 5	5
1. Généralités sur les zones de subduction.....	6
1.1. Typologie d'une zone de subduction	6
1.2. La lithosphère plongeante	8
1.3. Forces impliquées	11
2. Géométrie d'une zone de subduction.....	13
3. Dynamique d'une zone de subduction et diversité du métamorphisme de HP et d'UHP	15
3.1. Thermicité de la zone de subduction.....	15
3.2. Nature du matériel enfoui	19
4. Mécanismes d'exhumation des roches de haute pression et d'UHP	21
4.1. Exhumation par détachement de croûte supérieure	21
4.2. Exhumation par flux forcé.....	22
4.3. Exhumation par retrait du panneau plongeant (<i>Slab roll-back</i>).....	24
5. Exemples de diversité du métamorphisme de HP/UHP en fonction du contexte de subduction et d'exhumation	26
5.1. Le domaine Alpin	26
5.2. Le domaine Egéen.....	29
Bilan	34
CHAPITRE II.....	36
Contexte géologique général de la chaîne Varisque et du Massif Central	36
1. La chaîne Varisque.....	37
1.1. Blocs continentaux et domaines océaniques	37
1.2. Evolution paléogéographique de la chaîne Varisque d'Europe.....	39
1.3. Zonation de la chaîne Varisque.....	43
2. Le Massif Central Français.....	45
2.1. Structuration du Massif Central.....	45

2.2.	Ages des complexes ophiolitiques cambro-ordoviciens.....	50
2.3.	Episodes tectono-métamorphiques	52
2.4.	Les éclogites dans le Massif Central	54
2.5.	Les différents modèles d'évolution géodynamique du Massif Central	60
	Bilan	64
CHAPITRE III.....		66
Evolution pression-température et implications des métamorphismes amphibolitique et éclogitique du Dévonien supérieur dans le sud du Massif central français		66
1.	Résumé.....	67
2.	Abstract	69
3.	Introduction.....	69
4.	Geological setting.....	71
5.	Samples description and mineral chemistry	73
5.1.	The Laguépie unit.....	74
5.2.	Micaschists of the Najac unit	79
6.	Pressure-temperature estimations	79
6.1.	Amphibolite from the Laguépie unit.....	79
6.2.	Micaschists from the Najac unit	81
7.	Zircon U-Pb geochronology	83
8.	Discussion.....	85
8.1.	Two distinct tectono-metamorphic units with contrasted P-T paths	85
8.2.	Correlations with tectono-metamorphic units of the Western European variscan belt	90
8.3.	Geodynamic significance	93
9.	Conclusion	93
	Acknowledgments	94
CHAPITRE IV		96
Deux occurrences d'éclogites dans l'Ouest du Massif Central Français révèlent une évolution pression-température contrastée : implications sur les processus de subduction et d'exhumation.		96
1.	Résumé.....	97
	Abstract.....	99
	Introduction.....	100
	Geological context.....	103
	Methods.....	104
	Petrography and mineral chemistry	105
1.1.	Intermediate Unit eclogites	105

1.2. Retrogressed eclogites from UGU	108
Pressure-temperature estimates	115
7.1. Intermediate Unit.....	115
7.2. Upper Gneiss Unit eclogites.....	118
8. Discussion.....	126
8.1. Contrasted P-T path for IGU and IU eclogites.....	126
8.2. Geodynamic implication	130
9. Conclusion	131
Acknowledgments	132
Supplementary material.....	132
CHAPITRE V	137
Âge du métamorphisme de haute-pression	137
1. Etat des connaissances et objectifs.....	138
2. Sélection des échantillons.....	139
2.1. Géochronologie U-Pb sur zircon (LA-ICP-MS).....	139
2.2. U-Pb sur rutile (LA-ICP-MS).....	139
2.3. Lu-Hf sur minéraux (MC-ICP-MS et ID-TIMS).....	140
3. Procédure analytique	140
3.1. U-Pb.....	140
3.2. Analyses Lu-Hf.....	141
4. Résultats U-Pb sur zircon	142
4.1. Unité intermédiaire (éclogite à zoisite L04-59)	142
4.2. Unité supérieure (SAJ01B)	149
5. Ages Lu-Hf.....	156
6. Signification des âges obtenus	158
7. Implication des ages obtenus dans la dynamique du Massif Central.....	160
Matériel supplémentaire.....	163
CHAPITRE VI	167
Discussion générale	167
1. Deux unités de HP dans le Massif Central : cheminements P-T-t et corrélation avec le Massif Armoricaïn.....	168
2. Processus de subduction et d'exhumation à l'œuvre.....	172
3. Nature du matériel subduit pour former les éclogites	173
4. Scénario géodynamique proposé.....	173
CONCLUSION & PERSPECTIVES	177
1. Deux unités de HP dans le MCF.....	178
2. Diversité du métamorphisme de HP : une histoire d'exhumation ?	178

3. Implication des processus de subduction et d'exhumation dans la diversité du métamorphisme de HP.....	179
4. Age du métamorphisme de HP :	179
5. Scénario géodynamique.....	180
6. Perspectives.....	181
6.1. Quelle est la signification paléogéographique de l'Unité intermédiaire entre le sud et l'ouest du Massif Central ?	181
6.2. Que représente le protholite des éclogites	181
6.3. L'âge du métamorphisme de HP.....	181
6.4. Marqueurs et influence des teneurs en eau dans l'évolution P-T et la géodynamique de la zone de subduction	182
6.5. Corrélation avec le reste de la chaîne varisque.....	182
Liste des figures	183
Liste des tableaux	191
Références.....	192

INTRODUCTION GENERALE

Introduction générale

La présence à la surface de la terre de roches crustales composées d'assemblages minéralogiques stables à de fortes conditions de pression et température est la preuve de leur enfouissement à des profondeurs mantelliques parfois supérieures à 100 km puis de leur mise à l'affleurement. C'est l'expression en surface des paléo-zones de subduction, qui représentent peut-être le processus géodynamique le plus controversé et le plus exploré par les modélisations analytiques et numériques (exemple : (Chemenda *et al.*, 1995; Peacock, 2003; Gerya, 2011). Il est largement admis que les roches écloïtiques sont les roches de HP et d'UHP les plus caractéristiques des zones de subduction. Elles sont définies le plus souvent comme étant des roches de haute-pression et basse température (HP-BT) (Jolivet *et al.*, 1996, 2003; Peacock, 2003; Agard *et al.*, 2009; Jolivet and Brun, 2010; Laurent *et al.*, 2018) également associées à un gradient géothermique de HP/BT au cours de l'enfouissement (Miyashiro, 1961; Ernst, 1973, 1988), situé entre 6-14 °C/ km et équivalent à des températures entre 400-800 °C pour des pressions entre 15-30 kbar (ex. Jolivet *et al.*, 2003), si on considère une pression lithostatique (ici pour une densité moyenne de 2750 kg.m⁻³). Pourtant, si on revient aux définitions pionnières des écloïtes il y'a « écloïte et écloïte » (Coleman *et al.*, 1965), et deux types d'écloïtes sont en réalité reconnues en fonction de leurs températures de cristallisation au pic de pression. Brièvement, on retrouve les écloïtes de HP-BT formées à des températures inférieures à 900 °C et des écloïtes de HP et haute température (HP-HT) formées au-delà de 900 °C (Banno, 1970; Carswell, 1990; Peacock, 1996). Dans la chaîne varisque d'Europe une diversité du métamorphisme de HP est soulignée et interprétée en termes de températures de cristallisation des roches de HP au pic de pression (Ballèvre *et al.*, 2009, 2014; Paquette *et al.*, 2017). On retrouve donc des écloïtes dites de HP-BT et des écloïtes dites de HP-HT, mais cependant la définition de la HT dans les écloïtes varisques diffère de celle utilisée par les auteurs cités précédemment (Coleman *et al.*, 1965; Banno, 1970; Beard *et al.*, 1992; Peacock, 1996, 2003), les écloïtes dites *de HP-BT* correspondant à des températures de cristallisation inférieures à 700 °C et celles dites *de HP-HT* à des températures supérieures ou égales à 700 °C. Cependant une observation des cheminements pression-température (P-T) enregistrés par les différentes écloïtes indique également des conditions d'exhumations à différentes températures parfois pour des conditions au pic de pression comparables (exemple : Lardeaux *et al.*, 2001 Vs Berger *et al.*, 2010a). Ainsi, la contribution relative des stades d'enfouissement et d'exhumation dans la multiplicité du métamorphisme de HP Varisque reste mal contrainte (Paquette, 1987), ce qui pourrait remettre en question une subdivision basée uniquement sur les températures enregistrées au pic de pression, ainsi que plus généralement limiter notre compréhension de la dynamique des zones de subduction varisques. Un cas d'étude particulier pour discuter de la variété du métamorphisme de HP dans la chaîne varisque est le Massif Central Français, en raison de l'abondance et la bonne préservation du métamorphisme de HP en comparaison au reste de la chaîne varisque. De plus, l'âge et la durée de ce métamorphisme sont débattus (Paquette *et al.*, 2017) et réputés plus vieux (~410 Ma, Pin and Lancelot, 1982; Ducrot *et al.*, 1983; Berger *et al.*, 2010a; Paquette *et al.*, 2017) que dans le reste de la chaîne varisque (390-360 Ma, voir synthèse Ballèvre *et al.*, 2014; Paquette *et al.*, 2017). L'incertitude sur l'âge du métamorphisme de HP est à l'origine de divergences dans les modèles géodynamiques proposés pour la structuration du Massif Central dans la chaîne varisque. Certains modèles sont en faveur d'une seule zone de subduction liée à la fermeture d'un seul domaine océanique (Matte, 1986; Lardeaux *et al.*,

Introduction générale

2001; Vanderhaeghe *et al.*, 2020) tandis que d'autres mettent en jeu plusieurs zones de subductions (Faure *et al.*, 2005; Lardeaux, 2014) liées à la fermeture de différents domaines ou microdomaines océaniques. Ces derniers ont parfois du mal à s'inscrire dans l'évolution géodynamique globale de la chaîne varisque (Ballèvre *et al.*, 2009) sachant que les Varicides d'Europe incluant l'Ibérie, l'Armorique, le Massif central et le Massif de Bohême appartiennent dans la majorité des reconstitutions et schémas paléogéographiques à un même bloc continental (Matte, 2001; Cocks and Torsvik, 2006; Ballèvre *et al.*, 2014; Franke *et al.*, 2017). Les données les plus récentes acquises sur différentes éclogites du Massif Central témoignent d'un métamorphisme de HP au Dévonien supérieur entre 380-360 Ma (Lotout *et al.*, 2018, 2020) et remettent fortement en question les âges siluro-dévonien du métamorphisme de HP ainsi que les modèles géodynamiques d'évolution de la chaîne établis sur base des anciennes données (Faure *et al.*, 1997, 2008, 2009; Lardeaux *et al.*, 2014).

Par conséquent, trois questions majeures se posent :

- Quelle est le rôle relatif des processus de subduction mais aussi d'exhumation dans la diversité du métamorphisme de HP dans le Massif Central ?
- Quel est l'âge du métamorphisme de HP dans le Massif Central français ?
- Que reflète la diversité des chemins P-T dans le Massif Central Français en termes de géométrie et de dynamique des zones de subduction varisque ?

Le besoin d'apporter des éléments de réponse à ces questions qui relèvent d'une importance capitale pour la compréhension de la dynamique du Massif Central et *in fine* de la dynamique de la chaîne varisque a fait émerger cette thèse.

Ainsi, dans un premier temps, le but est de faire une étude P-T comparative dans deux unités de HP différentes afin de comprendre si la diversité du métamorphisme de HP reflète des évolutions progrades différentes enregistrées au pic de pression et/ou si elle reflète l'évolution des conditions métamorphiques au cours de l'exhumation. Dans un second temps, en combinant différentes méthodes de géochronologie, il s'agira de contraindre et comparer l'âge du métamorphisme de HP dans les deux unités. Enfin, un modèle géodynamique schématique de l'évolution et la structuration du MCF qui aidera à la compréhension de la structuration globale de la chaîne Varisque en France sera proposé.

Organisation de la thèse

Les résultats obtenus au cours de cette thèse sont présentés en plusieurs chapitres :

Le **Chapitre 1** présente un état de l'art de la dynamique des zones de subduction, essentiel à toute compréhension et interprétation géodynamique de la structuration d'une chaîne orogénique. Une diversité des cheminements P-T en fonction de la diversité des processus de subduction et d'exhumation est abordée en prenant comme exemple les contextes récents de la dynamique Alpine et de la dynamique égéenne.

Introduction générale

Le **chapitre 2** présente d'abord un contexte géologique et paléogéographique général de la chaîne varisque. Puis, il détaille le contexte géologique et structural du Massif Central Français en faisant une synthèse des données pétrochronologiques disponibles dans la littérature ainsi que les principaux modèles géodynamiques proposés pour la structuration du Massif Central.

Le **Chapitre 3** vise à contraindre les conditions P-T dans les métapelites des terrains au sud du Massif Central (unités de Najac et Laguépie) où des éclogites à glaucophane ont été décrites (Burg *et al.*, 1989a). Le but de cette étude est de voir si des conditions P-T sont similaires dans les éclogites et leur encaissant et d'interpréter les évolutions P-T en termes d'unités métamorphiques en faisant le lien avec les unités décrites dans l'ensemble du Massif Central et dans le Massif Armoricain. Cette région constitue une cible identifiée dès l'initiation de cette thèse pour contraindre les conditions et l'âge du métamorphisme de HP dans le Massif Central mais n'a finalement pas fait l'objet d'une étude géochronologique car des travaux de thèse étaient déjà en cours sur cette zone d'étude (Lotout *et al.*, 2018). Les résultats de notre étude pétrologique ont, eux, été publiés dans le Bulletin Géologique de France (BSGF) (Benmammar *et al.*, 2020). Cette publication constitue le cœur de ce chapitre.

La **Chapitre 4** traite de l'origine de la diversité des conditions P-T du métamorphisme de HP en prenant comme zone d'étude la région du Limousin, une région qui reste peu étudiée et où la structuration du Massif Central est bien préservée du magmatisme tardi-orogénique. Deux types d'éclogites sont identifiées sur la base des données P-T dans deux unités structurales différentes séparées par moins de 30 km de distance. Les données P-T sont interprétées en termes de processus de subduction et d'exhumation. A l'issue de ce chapitre une nouvelle subdivision des éclogites dans le Massif Central est proposée. Ce chapitre est présenté sous forme d'un article en préparation et qui sera probablement soumis à Journal of Metamorphic Geology.

Le **chapitre 5** correspond à des investigations géochronologiques utilisant différentes méthodes (U-Pb sur zircons et rutiles, Lu-Hf et Sm-Nd sur grenats) appliquées aux deux types d'éclogites du Limousin. Les dates obtenues ont ensuite été interprétées en stades métamorphiques et comparées aux données disponibles dans la littérature.

Le **chapitre 6** discute d'abord de l'intérêt des résultats obtenus pour la compréhension de la structuration du Massif Central, puis un schéma géodynamique à différents stades de la convergence est proposé.

Enfin une conclusion générale vient résumer les résultats les plus importants de la thèse.

CHAPITRE I

Dynamique des zones de subduction et diversité du métamorphisme de haute-pression

1. Généralités sur les zones de subduction

Interprétées comme étant une des manifestations des mouvements de convection mantellique (Hager, 1984), les zones de subduction sont des zones de convergence des plaques tectoniques au niveau desquelles une des plaques lithosphériques (plaque subduite, plaque inférieure ou panneau plongeant (*slab* pour les anglo-saxons) s'enfonce dans les profondeurs du manteau sous une autre plaque lithosphérique (plaque supérieure). On compte plus de 60000 km de zones de subduction à la surface de la Terre réparties majoritairement autour de l'océan Pacifique (Lallemand *et al.*, 1999) (**Figure I-1**).

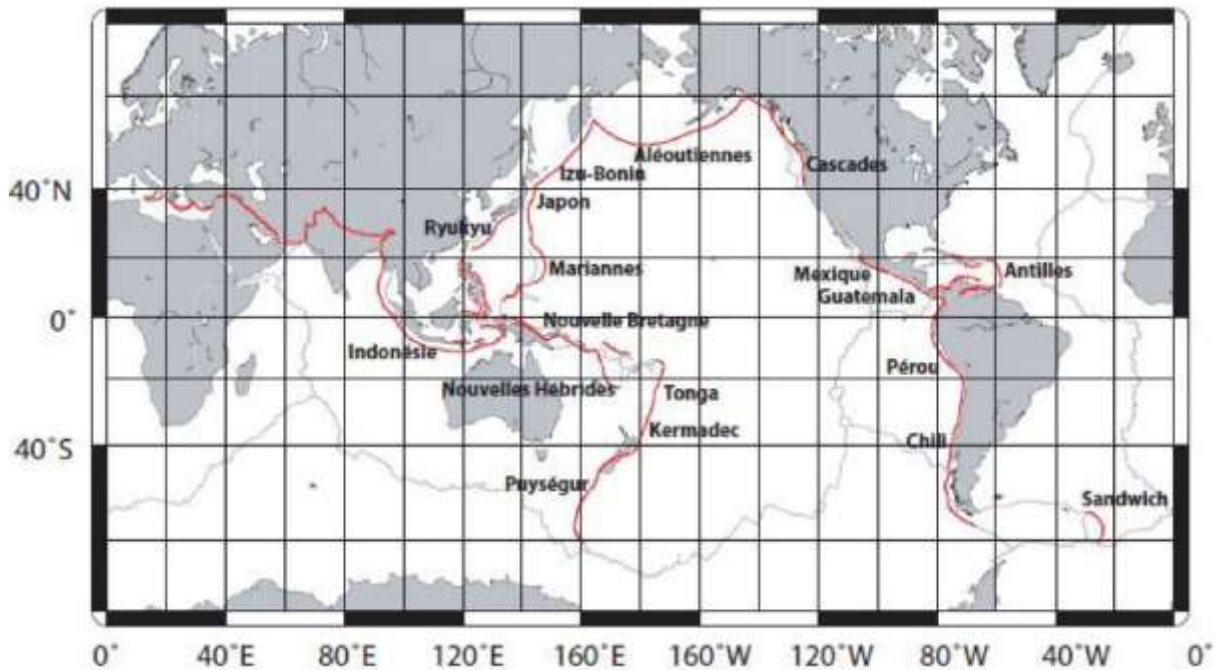


Figure I-1: Planisphère représentant les principales zones de subduction à la surface de la Terre (traits rouges), d'après Arrial (2009).

Elles caractérisent le lieu de formation et de mise en place de roches métamorphiques typiques formées dans les conditions du faciès des éclogites de haute-pression (HP) et d'ultra haute-pression (UHP) ainsi que le faciès des schistes bleus de (HP) (Ernst, 1970, 1972; Goffé and Chopin, 1986; Jolivet *et al.*, 2003). L'étude des conditions pression-température-temps (P-T-t) de ces roches représente une approche essentielle quant à la compréhension de la dynamique des zones de subduction et la structuration d'une chaîne de montagnes.

1.1. Typologie d'une zone de subduction

Chaque zone de subduction se caractérise par une dynamique et une typologie propre dont les acteurs principaux mis en jeu sont la lithosphère subduite, la lithosphère supérieure et le manteau asthénosphérique (Heuret, 2005). Le schéma présenté dans la **Figure I-2** décrit les différentes composantes qui caractérisent une zone de subduction. Il s'agit d'une subduction qui implique le plongement d'une lithosphère océanique sous un continent, le cas le plus répandu à la surface de la Terre (Lallemand *et al.*, 2005).

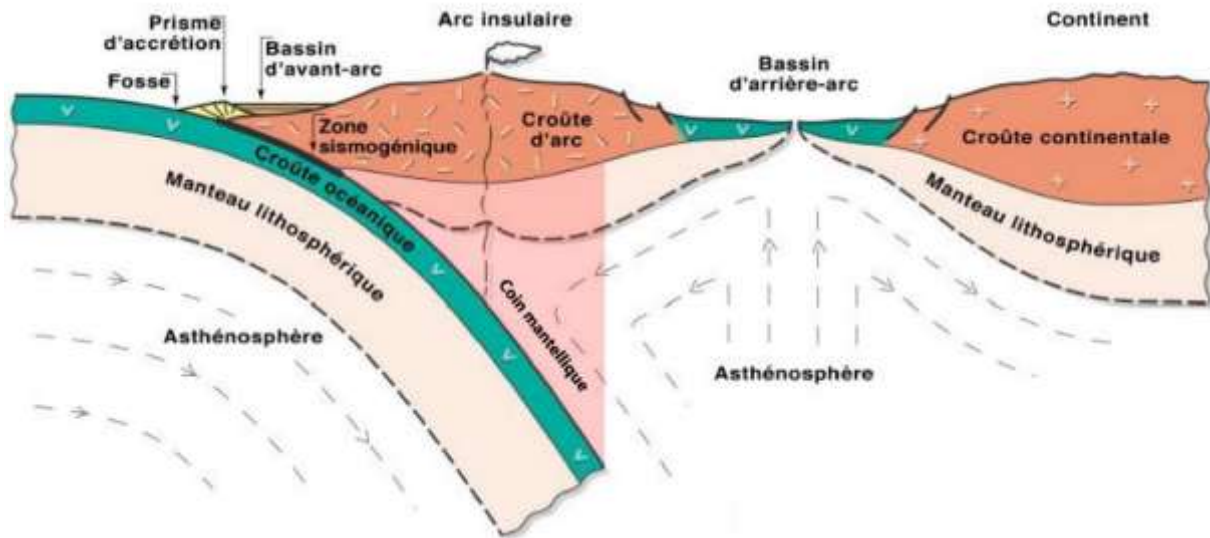


Figure I-2: Coupe simplifiée s'un système de subduction avec le développement d'un bassin d'arrière-arc isolant un arc insulaire (modifiée d'après Lallemand *et al.*, 2005).

1.1.1. La fosse

La fosse est une dépression plus ou moins marquée et étroite, elle marque une frontière de plaques lithosphériques et résulte de la flexion de la plaque plongeante avant son enfouissement sous la plaque chevauchante. Elle se caractérise par un régime thermique de basse température (Earle, 1980; Peacock, 1996; Stein and Stein, 1996; Peacock and Wang, 1999) lié à l'enfouissement de la plaque lithosphérique plus froide que le manteau sous-jacent (Peacock, 2003). Le mouvement de la fosse par rapport à la zone de subduction répond aux mouvements de la lithosphère subduite en profondeur (Jolivet *et al.*, 2003; Husson, 2006; Brun and Faccenna, 2008; Jolivet *et al.*, 2008) et joue par conséquent, un rôle dans la compréhension de la dynamique d'une zone de subduction (Heuret and Lallemand, 2005).

1.1.2. Prisme d'accrétion

Le prisme d'accrétion représente un bourrelet tectono-sédimentaire à l'aplomb d'une zone de subduction. Il résulte du décapage des unités sédimentaires qui recouvrent la lithosphère subduite puis de leur sous-charriage progressif en écaillés au pied de la zone de subduction ou à des niveaux plus profonds, venant alimenter la partie profonde du prisme par sous-placage tectonique des sédiments sous la plaque supérieure. Il s'ensuit parfois à l'enfouissement des sédiments du prisme un métamorphisme de basse température dans les conditions du faciès des schistes verts et/ou schistes bleus. De plus, le prisme d'accrétion représente un endroit favorable à l'exhumation des roches de HP et d'UHP et à leur préservation (Earle, 1980; Platt, 1993; Yamato *et al.*, 2008; Agard *et al.*, 2009; Guillot *et al.*, 2009). Cependant, il n'est pas commun à toutes les zones de subduction et dépend de plusieurs facteurs tels que la nature de la plaque subduite, la vitesse de la convergence ou encore l'apport sédimentaire (Clift and Vannucchi, 2004).

1.1.3. Le bassin avant-arc

Située sur la plaque supérieure juste avant l'arc volcanique comme son nom l'indique, le bassin avant-arc résulte de la flexure de la plaque supérieure en réponse au plongement de la plaque subduite (Lallemand *et al.*, 2005) générant ainsi un régime thermique de basse température (Lewis *et al.*, 1988; Springer and Förster, 1998). La quantité des apports sédimentaires est variable et est principalement de type volcano-sédimentaire.

1.1.4. L'arc magmatique

Il se caractérise par un alignement de volcans parallèle à la fosse, résultant de la formation de magmas dans le coin mantellique et leur migration au sein la lithosphère de la plaque supérieure (Lewis *et al.*, 1988; Priest, 1990; Stern, 2002; Hattori and Guillot, 2007) laissant place à un régime thermique de haute-température (Peacock, 1996; Stein and Stein, 1996; Peacock and Wang, 1999). On distingue classiquement les arcs océaniques, formés à l'aplomb d'une zone de subduction océan-océan, et les arcs continentaux formés au niveau d'une subduction continent-océan.

1.1.5. Le bassin arrière-arc

Les bassins d'arrière-arc représentent l'expression d'une extension derrière l'arc volcanique et sont souvent le lieu d'un magmatisme généré par décompression adiabatique du manteau asthénosphérique (Lallemand *et al.*, 2005). C'est le résultat direct du mouvement de la lithosphère plongeante en profondeur dans le sens opposé du mouvement de la lithosphère en surface (retrait du panneau plongeant ou *slab roll-back* chez les anglo-saxons) (Ricard *et al.*, 1991; Faccenna *et al.*, 2001; Doglioni, 1993; Heuret and Lallemand, 2005; Sdrolias and Müller, 2006; Nakakuki and Mura, 2013) favorable à l'exhumation des roches de HP et d'UHP (Platt, 1993; Jolivet *et al.*, 2003; Yamato *et al.*, 2008). Le domaine d'arrière-arc étant caractérisé par un régime thermique de haute-température (Stern, 2002; Currie and Hyndman, 2006), les roches de HP et d'UHP exhumée en position d'arrière-arc subissent un métamorphisme de haute-température (Duchêne *et al.*, 2006; Brun and Faccenna, 2008; Jolivet and Brun, 2010) et sont par conséquent moins bien préservées que les roches exhumées à l'intérieur du prisme d'accrétion.

1.2. La lithosphère plongeante

1.2.1. Nature de la lithosphère plongeante

Quelle que soit la nature de la plaque plongeante, une zone de subduction se caractérise principalement par la nature de la plaque lithosphérique qui entre en subduction (plaque subduite). Ainsi, on parle d'une subduction océanique si l'enfouissement implique une lithosphère océanique et d'une subduction continentale si l'enfouissement implique une lithosphère continentale. Cependant, on dénombre seulement 12000 km de subduction continentale contre 55000 km de subduction océanique (Lallemand *et al.*, 2005) (**Figure I-3**). Cette inégalité dans la répartition des zones de subduction s'explique par la résistance à l'enfoncement d'une lithosphère épaisse et légère engendrant souvent une accrétion, voire

un stade de collision responsable de la formation des chaînes de montagnes. Il est important de noter qu'avant la découverte de la coésite et du diamant (Chopin, 1984; Smith, 1984; Sobolev and Shatsky, 1990) dans des roches supracrustales d'origine continentale, il était difficile d'imaginer que la lithosphère continentale à forte flottabilité pouvait s'enfoncer à des profondeurs supérieures à 100 Km. Maintenant, il est admis que les roches de HP et d'UHP impliquent le plus souvent la subduction d'un matériel continental (Ernst, 2010).

Au cours d'un même évènement de subduction les stades subduction océanique/continentale alternent si des microblochs lithosphériques de flottabilité plus forte (microcontinents, plateaux océaniques, rides océaniques...) entrent dans la zone de subduction.

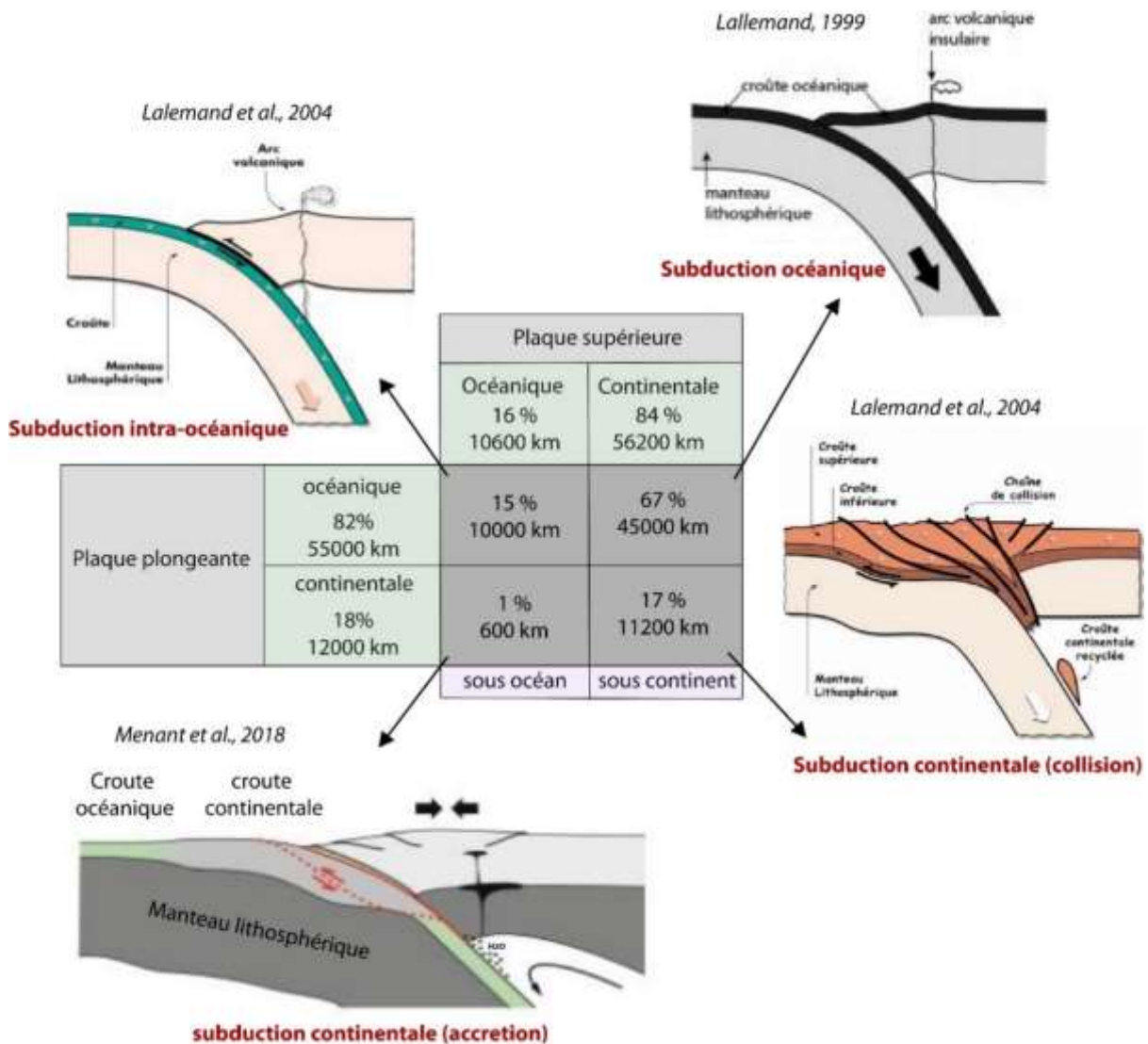


Figure I-3: Tableau des pourcentages des différents types de subduction océaniques et continentales sous des océans ou des continents (Modifiée d'après Lallemand *et al.*, 2005) ainsi que les schémas simplifiés associés à chaque type de subduction. On note qu'une subduction continentale implique toute lithosphère épaissie à forte flottabilités entraînée dans la zone de subduction.

1.2.2. Métamorphisme de la lithosphère plongeante

La plaque lithosphérique subduite est soumise à des changements minéralogiques depuis sa formation au niveau des rides médio-océaniques jusqu'à son entrée en subduction. La circulation des fluides hydrothermaux et l'éloignement de la ride entraînent le refroidissement progressif de la lithosphère et la formation de roches métamorphiques hydratées dans les conditions de basse-pression et de température variable. Ce métamorphisme est souvent qualifié de métamorphisme hydrothermal océanique (Lister, 1974; Mével and Cannat, 1991). Lors de la subduction, les changements de conditions de pression et de température entraînent la déshydratation de la lithosphère (Peacock, 1990, 1993; Hacker, 1996; Lafay *et al.*, 2013) Le taux de déshydratation ainsi que les conditions de pression et température atteintes par la lithosphère plongeante définissent différents faciès métamorphiques atteints par cette lithosphère (Hacker, 1996) (**Figure I-4**).

Il est admis sans équivoque que les roches de haute-pression (HP) du faciès des schistes bleus et les roches de HP et d'ultra haute-pression (UHP) du faciès des élogites sont les roches métamorphiques crustales les plus caractéristiques des zones de subduction. Les élogites étant anhydres et denses on parle alors d'élogitisation progressive de la portion crustale de la lithosphère au fur et à mesure de son enfoncement (Peacock and Wang, 1999; Hacker *et al.*, 2003).

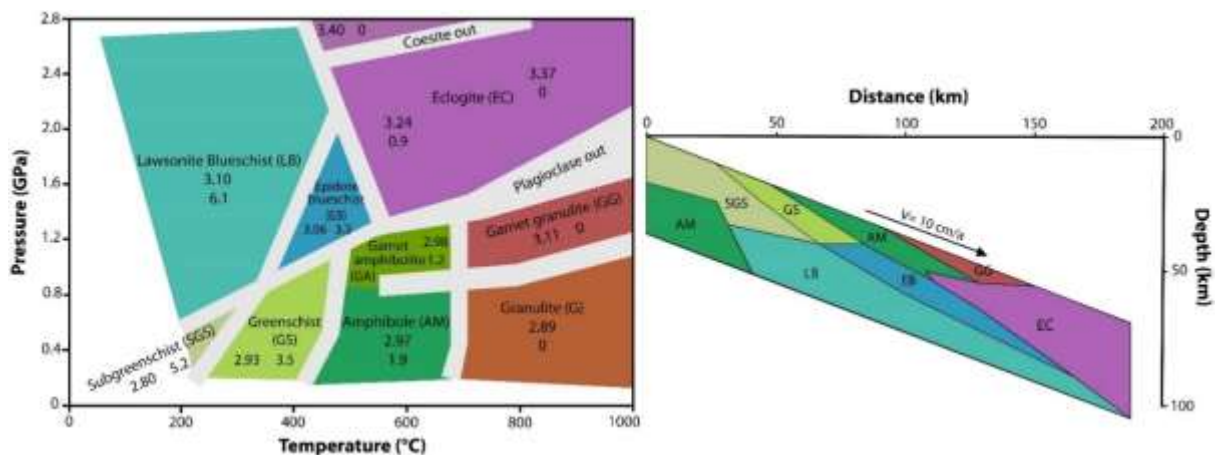


Figure I-4: Répartition des faciès métamorphiques au sein de la lithosphère océanique subduite avec respectivement de haut en bas ou de gauche à droite la densité ainsi que la quantité d'H₂O de chaque roche (Modifiée d'après Hacker, 1996).

Ainsi le passage de la lithosphère par différents faciès reflète son déplacement au sein de la zone de subduction depuis l'enfouissement jusqu'à l'exhumation, et peut être étudié directement via les unités de HP et d'UHP. La remontée de ces roches à la surface est facilitée par la présence d'un « chenal de subduction » (**Figure I-5**) qui représente un espace à faible viscosité compris entre la plaque plongeante et la plaque supérieure.

Guillot *et al.* (2001, 2009) proposent qu'une partie des fluides libérés par la plaque inférieure à faible profondeur (<100 km) au cours de la subduction modifie la rhéologie des roches du manteau transformant les péridotites en serpentinites, caractérisées par une faible densité et viscosité en comparaison à une péridotite anhydre, et qui agissent comme un lubrifiant pour

faciliter la remontée des roches de HP et de UHP. Les réactions de déshydratation et la migration des fluides produits vers la plaque supérieure sont également responsables de la fusion du coin de manteau à des température supérieure à 800 °C.

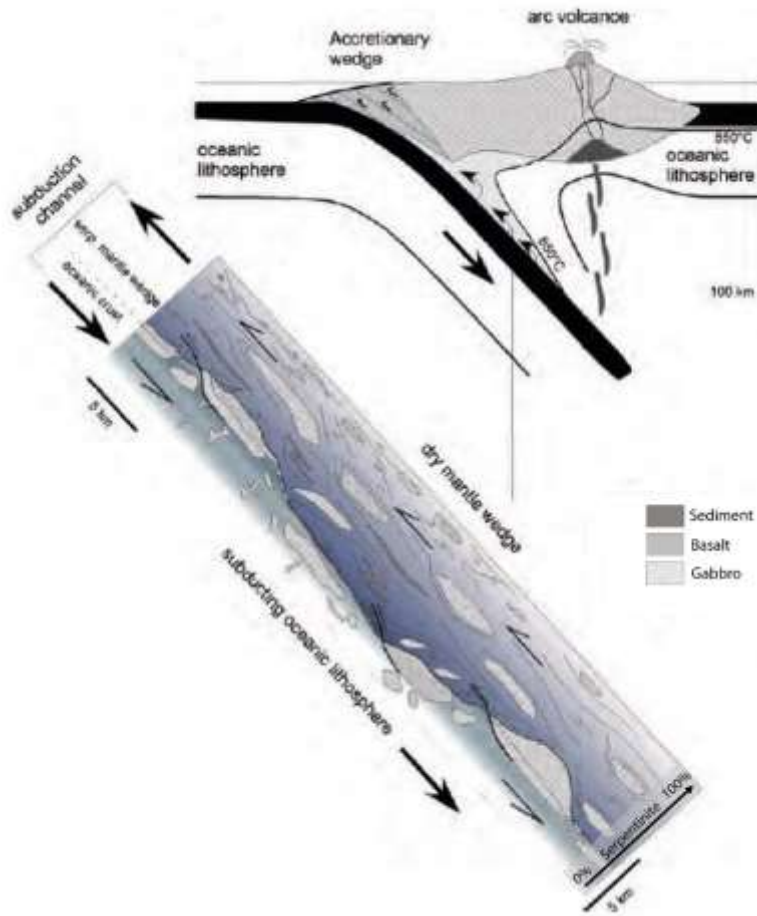


Figure I-5: Détail schématisé d'un chenal de subduction (d'après Guillot *et al.*, 2009). La faible viscosité et densité des serpentinites et la forme en prisme du chenal de subduction, entraînent la remontée du matériel subducté vers la surface (Guillot *et al.*, 2001 ; Schwartz *et al.*, 2001 ; Gerya *et al.*, 2002).

1.3. Forces impliquées

Lors de son enfouissement la lithosphère est soumise à des forces motrices et résistantes (**Figure I-6**). L'équilibre entre ses différentes forces va contrôler en grande partie l'évolution géométrique de la lithosphère subduite, notamment l'angle de subduction et la vitesse à laquelle la plaque plongeante se réchauffe au contact du manteau et qui sont des paramètres prédominants dans la dynamique d'une zone de subduction et qui seront discutés plus loin dans l'introduction. Cette libération de chaleur au cours de l'enfouissement participe à la fusion partielle du coin mantellique. D'après Lallemand *et al.* (2003) et Heuret (2005), parmi les forces majeures, on retrouve :

- i. La force de traction du panneau plongeant (*slab pull*) qui consiste à l'enfoncement de la plaque dans le manteau lithosphérique sous l'action de son propre poids.
- ii. La résistance de l'asthénosphère à l'enfoncement de la plaque plongeante qui se fait sous la forme d'un cisaillement visqueux ou (*mantle drag*). Toute l'interface supérieure de la plaque plongeante est soumise à un cisaillement visqueux au contact du manteau

sus-jacent. Uyeda and Kanamori (1979) suggèrent la présence d'une force d'ancrage de la plaque plongeante qui empêche sa migration latérale au cours de l'enfouissement et tend à maintenir un enfoncement plus ou moins perpendiculaire dans le manteau.

- iii. Indépendamment du fonctionnement de la zone de subduction, le manteau terrestre est animé par une direction préférentielle des flux globaux vers l'est (Ricard *et al.*, 1991; Doglioni, 1993) ou régionaux (est/ ouest) au cours de la subduction. Ces forces peuvent être motrices ou résistantes en fonction de la vergence de la zone de subduction par rapport aux flux mantelliques.
- iv. La friction à l'interface des plaques (*interplate friction*) représente la zone la plus sismogénique dans les zones de subduction. C'est la force qui s'exerce au frottement entre le panneau plongeant et la plaque supérieure et qui va agir comme un frein à l'enfoncement de la lithosphère au cours des premiers stades de subduction.
- v. La pression exercée à l'interface des plaques (*interplate pressure*) pendant l'enfoncement de la lithosphère est une force qui succède à la friction entre les plaques et tend à résister au ploiement du slab lors de son passage sous la plaque supérieure ralentissant ainsi la subduction.
- vi. Les forces qui s'exercent au niveau de la plaque supérieure (*strain in upper plate*) peuvent être motrices si leurs mouvements sont dirigés vers la zone de subduction ou résistantes si leur mouvement est dirigé dans le sens opposé à la zone de subduction.

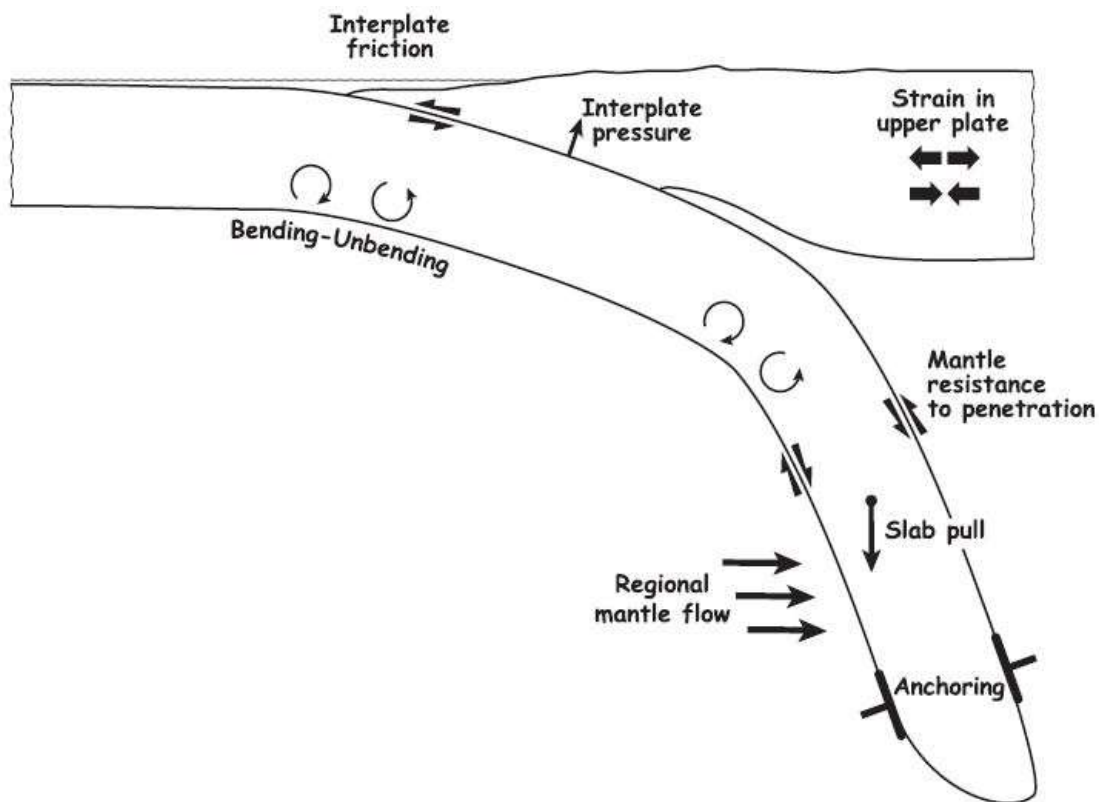


Figure I-6: Les forces majeures à l'œuvre dans une zone de subduction (d'après Lallemand *et al.*, 2005).

2. Géométrie d'une zone de subduction

Depuis les années 80 l'idée qu'on se faisait de la dynamique des zones de subduction a beaucoup changé. Les premiers modèles proposés par Uyeda (1984) opposaient deux styles de zones de subduction en fonction de l'âge de la lithosphère subduite présentant des caractères opposés. La subduction type Chili (**Figure I-7**) est décrite comme la subduction d'une lithosphère jeune, peu dense et chaude à faible pendage car associée à de faibles forces de traction. Elle est associée à un régime tectonique compressif au sein de la plaque supérieure et à un fort frottement à l'entrée de la subduction responsable du soulèvement et de l'érosion de la marge active nourrissant un prisme d'accrétion.

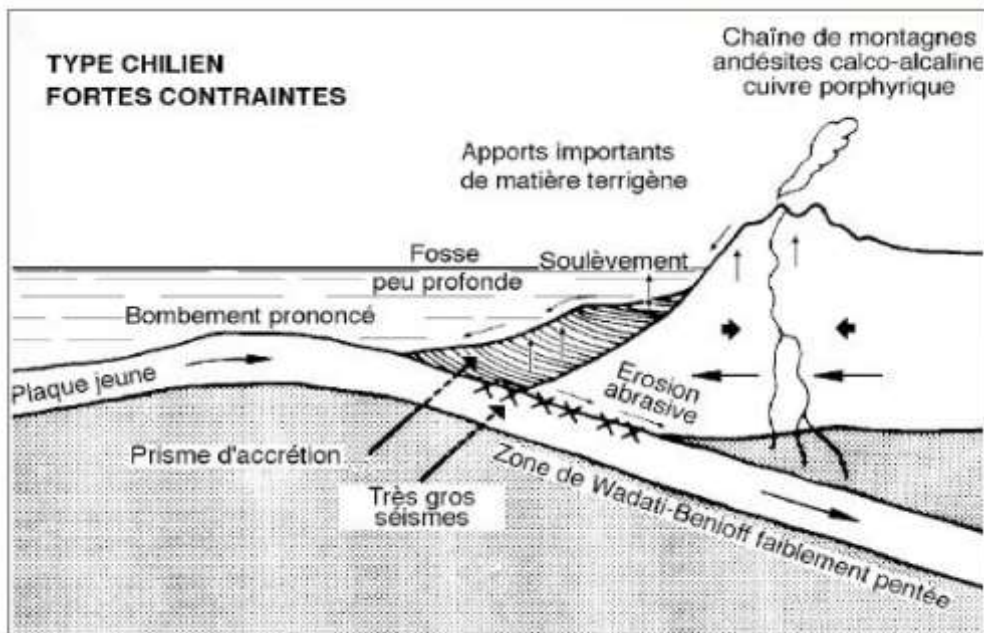


Figure I-7: Modèle de zone de subduction type Chili (d'après Uyeda, 1984 modifié par Lallemand *et al.*, 2005).

A l'opposé, la subduction type Mariannes (**Figure I-8**) est décrite comme la subduction d'une lithosphère plus vieille donc plus froide et dense à fort pendage sub-vertical en raison d'une force de traction plus importante. Elle est associée à un régime tectonique extensif au sein de la plaque supérieure et l'ouverture d'un bassin d'arrière-arc. Un faible frottement à l'entrée de la zone de subduction ne permet pas la formation d'un prisme d'accrétion mais des grabens sur la plaque plongeante piégeant le matériel glissé de la marge.

Plus tard, les travaux de Cruciani *et al.* (2005) ; Guillot *et al.* (2009) et Heuret, 2005 ont montré sans équivoque l'absence de corrélation entre l'âge de la lithosphère et l'angle du panneau plongeant. D'après plusieurs modèles géodynamiques, analytiques et numériques il est admis désormais que la variation de l'angle de subduction dépend principalement de la vitesse de

convergence des plaques, de la densification progressive de la lithosphère subduite en profondeur ainsi qu'un changement de densité dans le matériel enfoui à l'entrée de la zone de subduction (Lallemand *et al.*, 1999 ; Jolivet *et al.*, 2003; Royden and Husson, 2006; Jolivet *et al.* 2008 ; Brun and Faccenna, 2008; Yamato *et al.*, 2008; Husson *et al.*, 2009; Malatesta *et al.*, 2012; Nakakuki and Mura, 2013). Cet aspect sera abordé plus loin dans le chapitre.

De plus, les travaux de Ricard *et al.* (1991) ont démontré que les flux mantelliques globaux avaient une direction préférentielle de déplacement vers l'est pouvant influencer la géométrie de la zone de subduction. En effet, si de tels flux existent, ils s'opposeraient à toute subduction qui serait de direction contraire. Par conséquent, une plaque plongeante vers l'ouest se verrait poussée par les flux mantelliques à l'arrière de la zone de subduction, augmentant progressivement l'angle de subduction, tandis qu'une plaque plongeante vers l'est serait poussée vers l'avant de la zone de subduction, favorisant un angle faible de subduction (Ficini *et al.*, 2017) (**Figure I-9**). Cependant, cette hypothèse reste encore largement controversée par certaines études (exemple : Cruciani *et al.*, 2005).

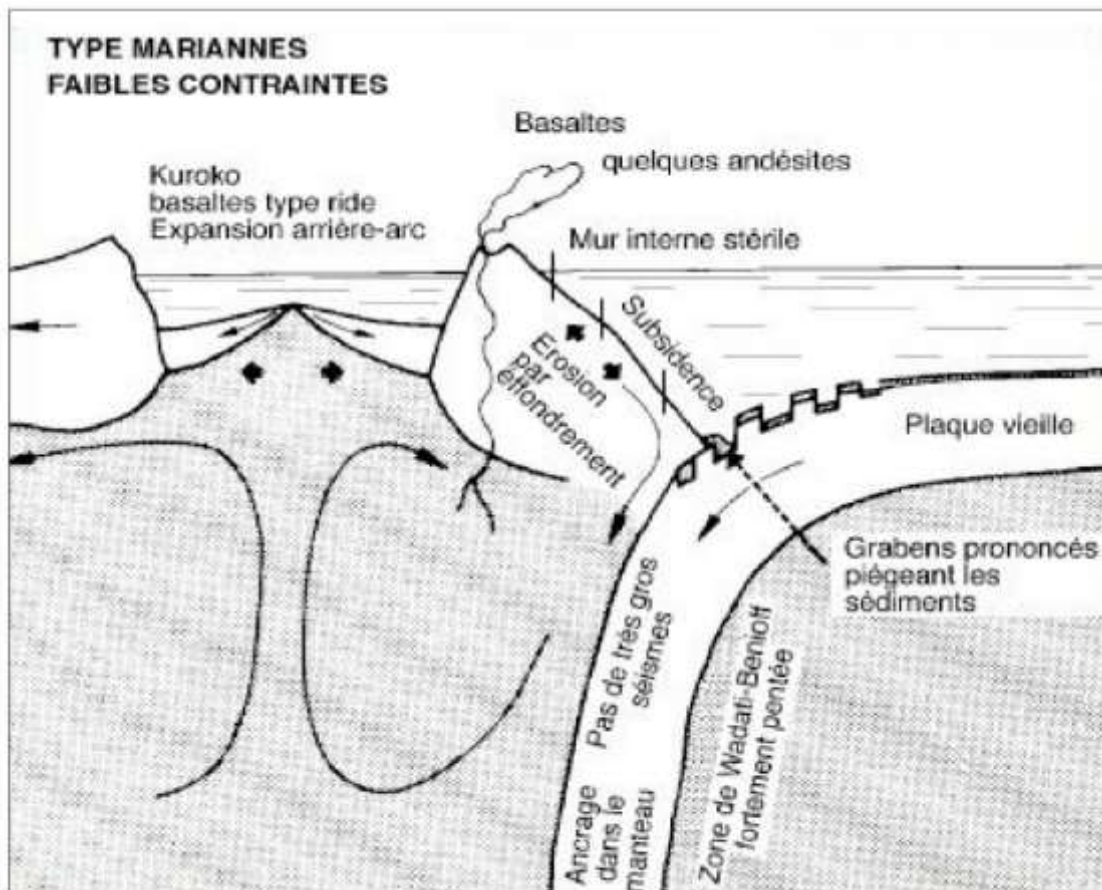


Figure I-8: Modèle de zone de subduction type Mariannes (d'après Uyeda, 1984, modifié par Lallemand *et al.*, 2005).

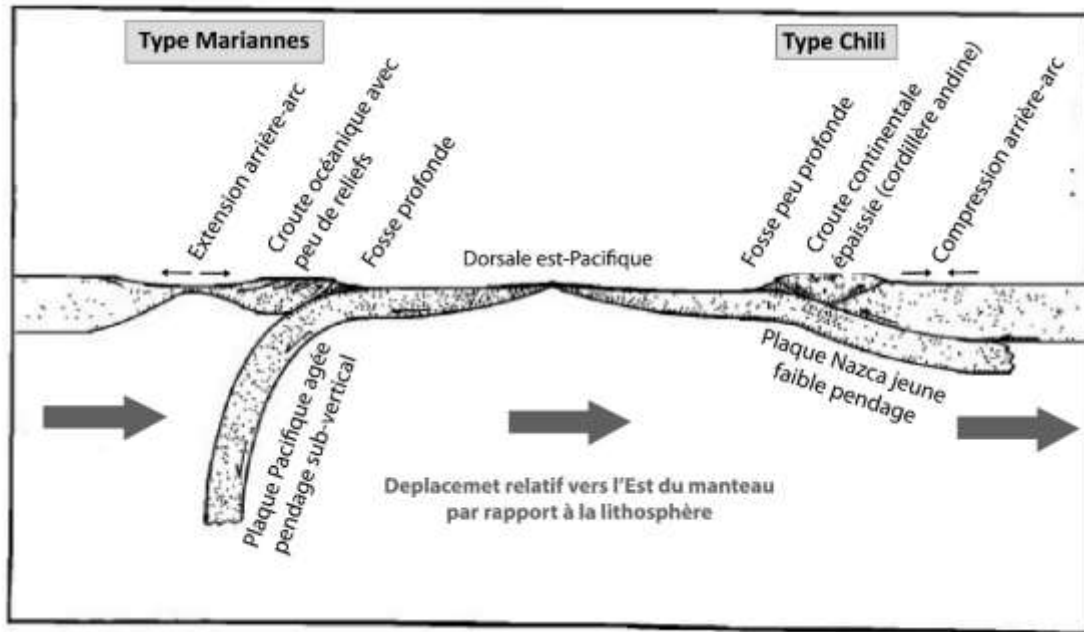


Figure I-9 : Schéma comparatif entre une zone de subduction à vergence ouest (Mariannes) et une zone de subduction à vergence est (Chili) d'après Ricard (1991).

3. Dynamique d'une zone de subduction et diversité du métamorphisme de HP et d'UHP

3.1. Thermicité de la zone de subduction

Les zones de subduction sont marquées par une double anomalie thermique (Stein and Stein, 1996). Les arcs volcaniques et les domaines arrière-arc présentent des anomalies thermiques positives liés à l'activité magmatique et à l'extension, tandis que la fosse et le prisme d'accrétion présentent des anomalies thermiques négatives dues au plongement dans le manteau de la plaque océanique plus froide (**Figure I-10**).

Lors de l'enfoncement de la lithosphère pour une vitesse de subduction moyenne (> 1 cm/an), la plaque s'enfonce plus vite qu'elle ne se réchauffe ce qui conduit à une dépression des isothermes. Les profondeurs auxquelles les isothermes sont déplacées dans le manteau au cours de la subduction dépendent de l'état thermique initial de la lithosphère plongeante (Stein and Stein, 1996; Peacock, 2003). Cette dernière tend à garder son empreinte thermique de départ jusqu'à des profondeurs de plusieurs centaines de kilomètres pendant plusieurs millions d'années. L'état thermique initial de la lithosphère est fonction de l'âge de la lithosphère et de sa vitesse d'enfoncement et donc de réchauffement (Kirby *et al.*, 1996). Des simulations numériques (Stein and Stein, 1996) montrent que la subduction rapide d'une lithosphère vieille et froide fera descendre l'isotherme 600 °C jusqu'à 700 km contre seulement 300 km dans le cas de la subduction lente d'une lithosphère jeune et chaude (**Figure I-11**).

Ainsi, l'état thermique initial de la lithosphère plongeante influence profondément la structure thermique d'une zone de subduction mais aussi les conditions de pression et de température enregistrées par les roches de HP au cours du trajet prograde.

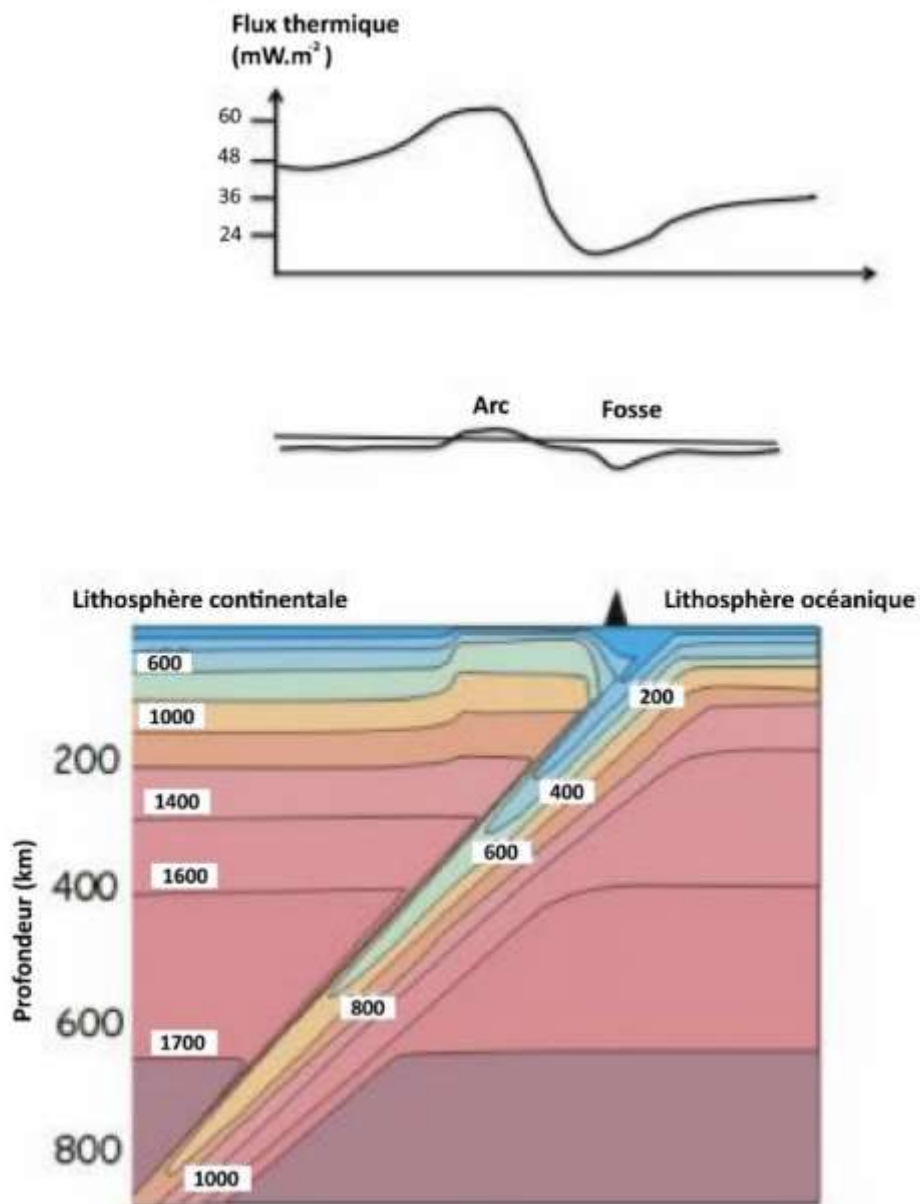


Figure I-10: Flux de chaleur et topographie à la surface d'une zone de subduction et modélisation de la structure thermique d'une plaque en subduction (d'après Stein et Stein, 1996).

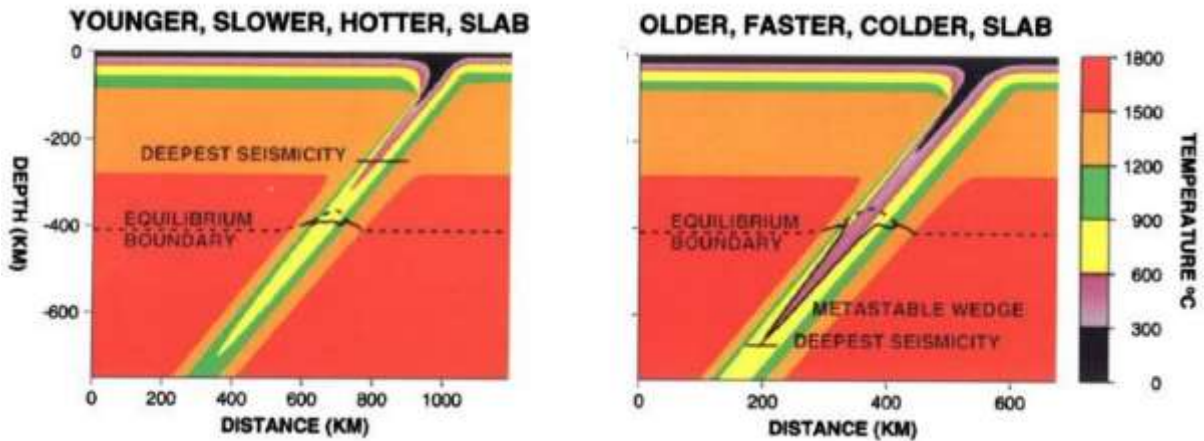


Figure I-11: Comparaison de la structure thermique d'un slab jeune et chaud à faible vitesse de subduction avec un slab vieux et froid à plus grande vitesse de subduction. Le slab avec un paramètre thermique plus élevé se réchauffe moins rapidement et est donc plus froid. D'après Stein et Stein, 1996.

Peacock et ses collaborateurs (Peacock and Wang, 1999; Peacock, 2003) ont modélisé les cheminements pression-température au cours de l'enfouissement de deux lithosphères de thermicité initiale différente, en prenant pour exemple la subduction de la plaque Pacifique vieille et froide au nord-est de l'arc du Japon (**Figure I-12.A**) et la subduction de la plaque Philippine plus jeune et donc plus chaude au sud-ouest du Japon (Nankai) (**Figure I-12.B**). Ils montrent que les températures calculées à l'interface supérieure de la plaque plongeante à 50 km de profondeur sont de 300° C plus élevées à Nankai. Plus bas, au droit de l'arc volcanique, cette même interface est à 820 °C contre 475 °C pour la zone de subduction au nord-est de l'arc du Japon.

Cette dualité thermique initiale dans les zones de subduction s'exprime à travers une diversité dans les conditions de pression-température enregistrée par le métamorphisme de HP au cours de l'enfouissement et par la quantité de magma produite à l'aplomb de la zone de subduction au niveau des arc volcaniques (**Figure I-12.C**). En effet, l'enfouissement d'un slab jeune et chaud engendrera une déshydratation plus importante à faible profondeur (<100 km) et il y aura par conséquent moins de fluides disponibles pour faire fondre le coin mantellique sous l'arc (100 km de profondeur). Il est donc important de noter qu'une subduction plus chaude n'impliquera pas forcément une production magmatique plus importante, étant donné que le magmatisme d'arc ne résulte pas forcément de la fusion de la plaque subduite mais de la fusion du manteau sus-jacent par circulation de fluides issus de la déshydratation de la lithosphère plongeante (Gill, 1981). Par contre, une corrélation existe bien entre l'état thermique initial du slab et les températures atteintes au cours du métamorphisme de HP. D'après les modèles de Peacock (2003), dans la zone de subduction à Nankai le métamorphisme de haute pression dans le faciès des éclogites est atteint à partir de 50 km seulement, correspondant à des conditions minimales de pression et température de 15 kbar et 500 °C. Au contraire, dans la zone de subduction plus froide du NE de l'arc du Japon le métamorphisme de HP dans le faciès des éclogites ($T > 500$ °C) est atteint vers 100 km

correspondant à des pressions de 3 GPa. Ainsi le cheminement pression-température suivi par les roches du slab au cours de l'enfouissement dépend fortement de l'état thermique initial de la lithosphère plongeante.

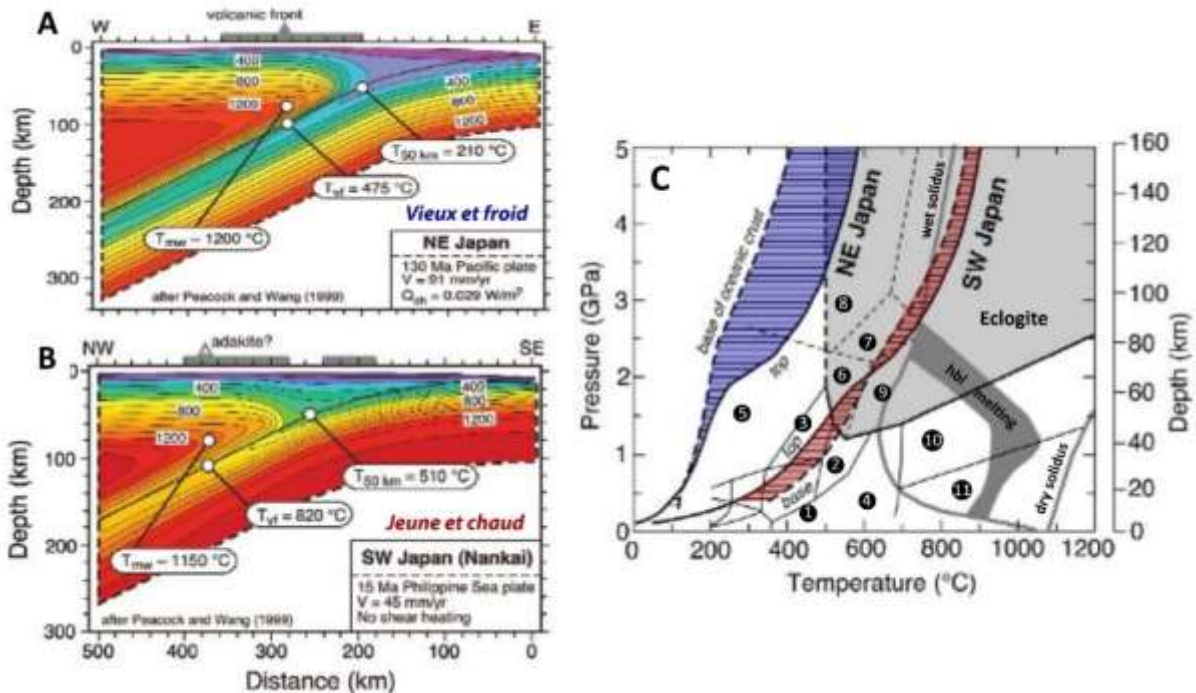


Figure I-12: Modèles comparatifs de thermicité des zones de subduction d'après Peacock (2003). (A) Exemple de zone de subduction froide au NE du Japon. (B) Exemple de zone de subduction chaude au SW du Japon. Les températures sont très différentes à l'interface du slab à 50 km de profondeur ($T_{50\text{ km}}$) et en dessous de l'arc volcanique (T_{vf}) mais similaires dans le coin mantellique (T_{mw}). (C) Diagramme pression-température montrant les différents faciès métamorphiques et la limite de fusion partielle pour la croûte océanique avec les trajectoires pression-températures de chaque zone de subduction. Les différents numéros représentent les faciès métamorphiques : 1. Schiste verts, 2. Amphibolite à épidote, 3. Schistes bleus à épidote, 4. Amphibolite, 5. Schistes bleus à lawsonite, 6. Eclogites à chloritoid, amphibole, zoisite, 7. Eclogite à chloritoïde et zoisite, 8. Eclogites à chloritoid et lawsonite, 9. Eclogites à amphibole et zoisite, 10. Granulite à grenat, 11. Granulite.

Cependant, au cours de la subduction, d'autres paramètres, tels que la géométrie du slab ou la déformation lors de l'enfoncement de la lithosphère (*shear heating* ou cisaillement visqueux) (**Figure I-13**) peuvent modifier la structure thermique d'une zone de subduction ainsi que les conditions métamorphiques au cours de l'enfouissement. La distribution des éléments radioactifs ou encore les courants mantelliques générés par l'enfoncement du slab ont également été évoqués (Burg and Gerya, 2005; Gerya *et al.*, 2008) pour justifier un réchauffement au cours de l'enfouissement par un mécanisme dit de « hot channel effect » (Gerya *et al.*, 2008).

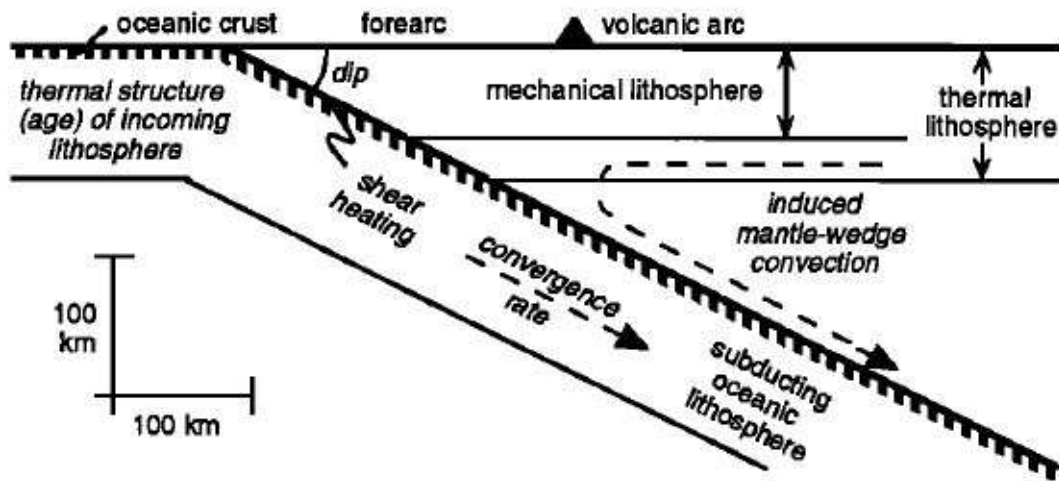


Figure I-13: Coupe schématique montrant les facteurs les plus importants pouvant influencer la structure thermique d'une zone de subduction (d'après Peacock, 2013).

3.2. Nature du matériel enfoui

Un changement de densité d'une portion du matériel enfoui (microcontinent, marge continentale, arc insulaire, plateau océanique...) entraîne un déséquilibre du système de subduction (Lallemand *et al.*, 1999; Yamato, 2006; Husson *et al.*, 2009). En effet, la subduction de plaques lithosphériques à flottabilité variable entraîne des changements d'angle de subduction au cours du temps (Royden and Husson, 2006), modifiant ainsi la dynamique globale de la zone de subduction. Afin de mieux comprendre l'influence du matériel enfoui sur la dynamique d'une zone de subduction, (Husson *et al.*, 2009) décrivent trois modes de subduction qui peuvent se succéder dans le temps.

La subduction d'une lithosphère océanique épaisse et dense (flottabilité fortement négative) (**Figure I-14.A**) s'accompagne en profondeur d'une verticalisation progressive du panneau plongeant et un fort taux de migration de la fosse en surface (Mode II). L'introduction dans la zone de subduction d'un fragment de lithosphère continentale (**Figure I-14.B**) à densité plus faible (flottabilité positive) vient perturber le système de subduction en induisant une verticalisation brutale du panneau plongeant par un mécanisme de retrait de slab (Mode I) qui se traduit par une augmentation de l'angle de subduction et une diminution du taux de retrait de la fosse. L'élargissement du coin mantellique suite au retrait du slab induit une remontée asthénosphérique et un amincissement au niveau de la plaque supérieure. Enfin, la reprise de la subduction océanique (**Figure I-14.C**) entraîne à nouveau un changement de flottabilité du matériel enfoui dans la zone de subduction. Le panneau plongeant tend à reprendre une géométrie initiale qui se traduit par un nouvel épisode de retrait du slab avec une diminution de l'angle de subduction et une augmentation du taux de retrait de la fosse (Mode III).

Dans le schéma de Husson *et al.* (2009), l'exhumation des roches de HP et d'UHP n'est pas démontrée même si le retrait du slab (*slab roll-back*) est un processus d'exhumation des roches de HP et d'UHP majeur dans la dynamique d'une zone de subduction et qui sera détaillé

plus loin avec d'autres modèles. Ici il s'agit de montrer que la nature du matériel enfoui peut avoir un impact important sur la géométrie de la zone de subduction à travers différents épisodes de retrait du slab. Il est important de noter qu'une subduction continentale succède toujours à une subduction océanique. Le matériel continental est entraîné en profondeur grâce la lithosphère océanique plus dense qui continue à s'enfoncer dans le manteau (Bajolet *et al.*, 2013) et par l'éclogitisation de lambeaux basiques et ultra-basiques inclus dans la croûte continentale faisant ainsi augmenter progressivement sa densité qui facilite son enfoncement (Ranalli *et al.*, 2000; Labrousse, 2001).

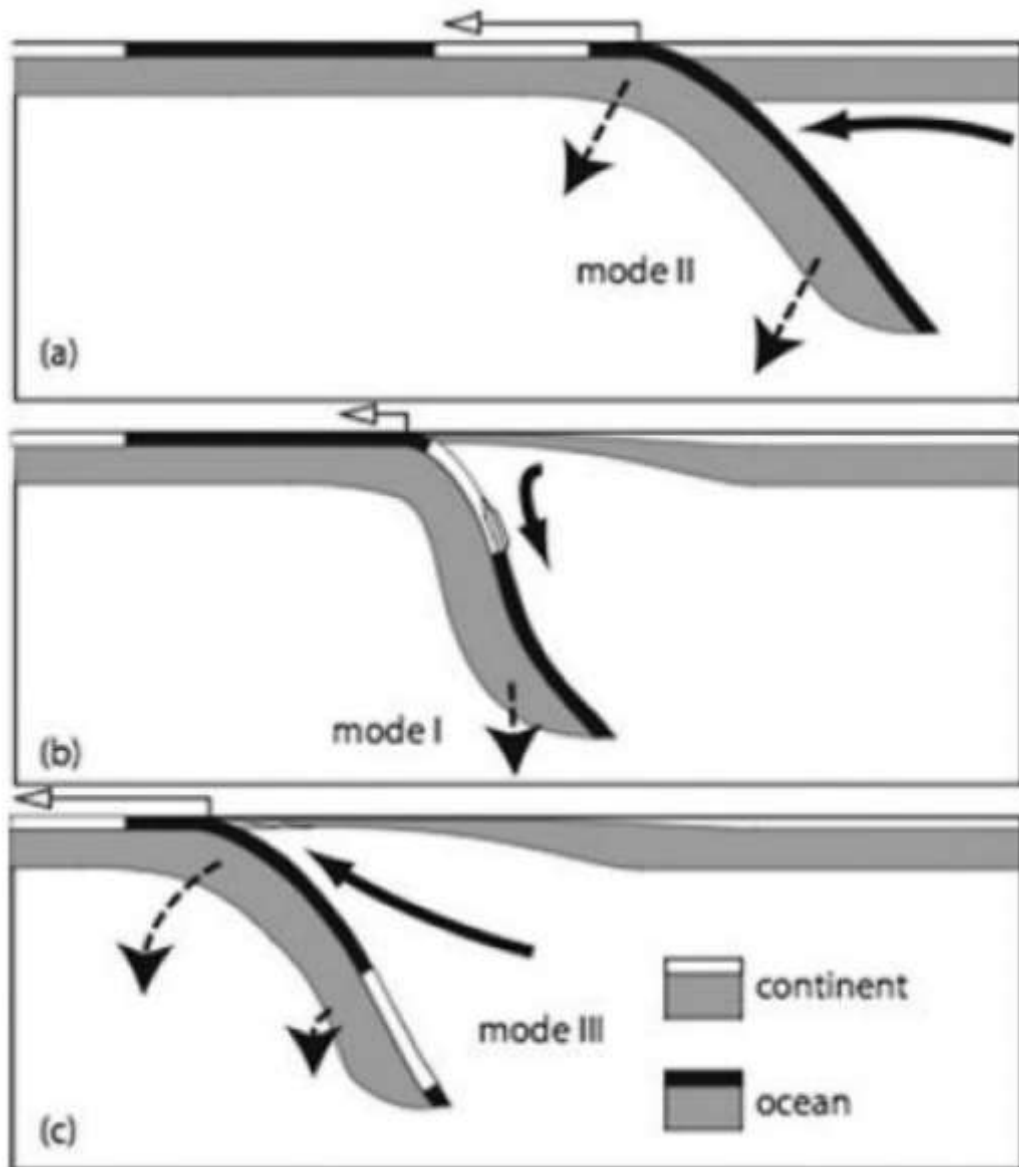


Figure I-14: Schéma montrant une subduction épisodique de plusieurs stades d'enfouissement/ exhumation des roches de HP. La flèche blanche indique la vitesse de migration de la fosse, les flèches en pointillés indiquent le mouvement du slab et les flèches en gras indiquent le flux mantellique (d'après Husson *et al.*, 2006).

4. Mécanismes d'exhumation des roches de haute pression et d'UHP

L'exhumation des roches de HP et d'UHP correspond à un déplacement vertical de matériaux profondément enfouis (Platt, 1993; Brun and Faccenna, 2008). Plusieurs modélisations analytiques et numériques ont tenté d'expliquer l'exhumation de roches de HP et d'UHP, à la fois dans le cas d'une subduction océanique et dans le cas d'une subduction continentale mais les différents mécanismes restent encore largement débattus.

4.1. Exhumation par détachement de croûte supérieure

L'exhumation de la croûte continentale subduite est favorisée par sa flottabilité, comme l'a bien montré le modèle analogique de Chemenda *et al.* (1995, 1996), inspiré par l'exemple naturel de l'Himalaya. La subduction d'une unité de croûte continentale augmente progressivement les forces de flottabilité au sein de la zone de subduction diminuant ainsi les forces de traction du panneau plongeant (**Figure I-15.a**). La résistance à l'enfoncement de la croûte augmente la pression à l'entrée de la zone de subduction induisant un déchirement crustal (**Figure I-15.b**) qui va désolidariser la croûte supérieure de la croûte inférieure et du manteau lithosphérique. La partie supérieure est alors exhumée rapidement (extrusion) le long du chenal de subduction vers la surface (**Figure I-15.c et .d**) tandis que la subduction continue en entraînant la croûte restée solidaire de la lithosphère, ce qui provoque un doublement de l'épaisseur crustale. L'érosion est nécessaire pour expliquer la remontée et la mise à l'affleurement du lambeau de croûte continentale. Ce type d'exhumation est souvent associé à des chemins P-T sans réchauffement (**Figure I-16**) au cours de la décompression liée à une remontée rapide des roches de HP/UHP le long du chenal de subduction (Exemples : Ernst, 2006, 2010) au sein du prisme d'accrétion.

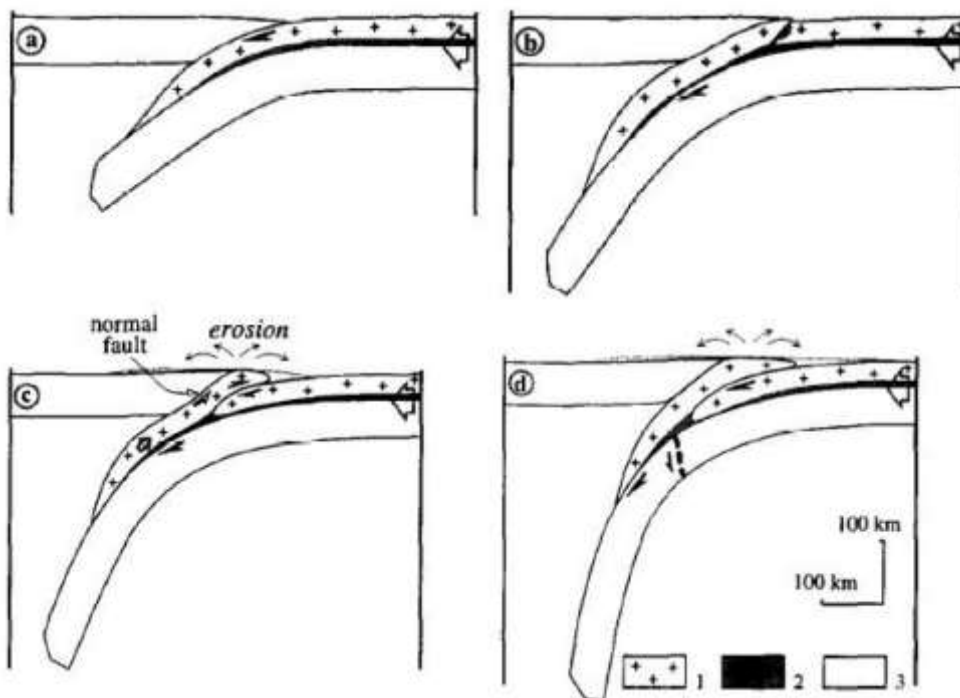


Figure I-15: Schéma des étapes de la modélisation analogique du détachement d'une écaille de croûte supérieure de la lithosphère plongeante et de son exhumation syn-subduction. 1) Croûte supérieure, 2) Croûte inférieure, 3) manteau. D'après Chemenda *et al.* (1996).

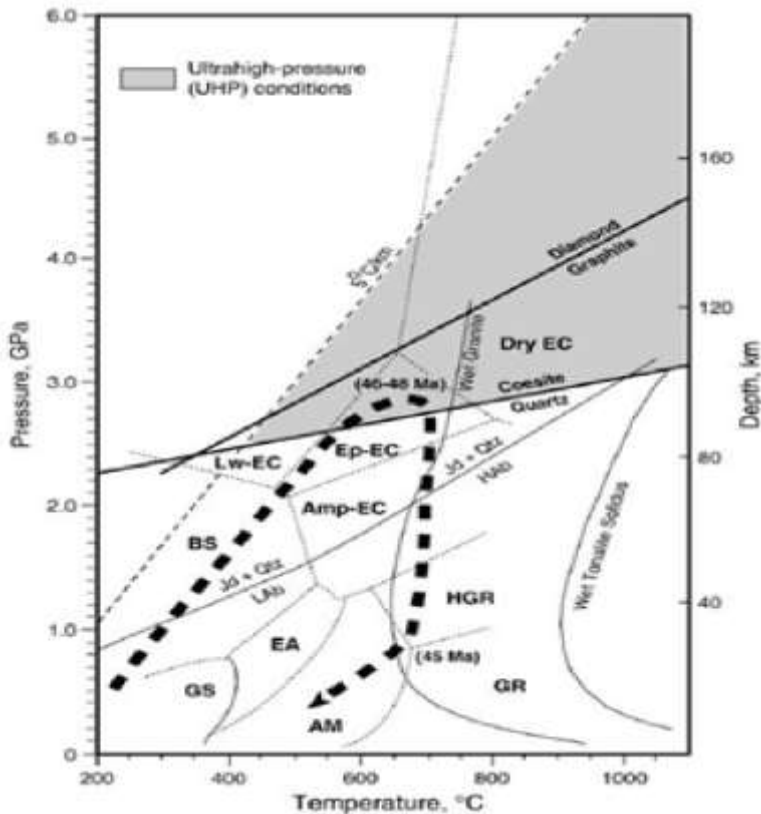


Figure I-16: Cheminement P-T de l'enfouissement et l'exhumation par extrusion des roches de UHP de la vallée de Kaghan. D'après Ernst, 2006.

4.2. Exhumation par flux forcé

Le modèle présenté par Chemenda *et al.* (1995) implique que les roches continentales remontent à la surface par leur propre force de flottabilité. Cependant, il est plus difficile d'imaginer le même scénario pour les roches océaniques. En effet l'éclogitisation progressive de la croûte océanique la rend plus dense que le manteau environnant ce qui favorise le processus d'enfouissement par rapport à celui de l'exhumation (Yamato *et al.*, 2008; Guillot *et al.*, 2009), même s'il est admis qu'au cours de sa remontée, la croûte continentale arrache des lambeaux de croûte océanique et de roches mantelliques (Jolivet *et al.*, 2005). D'autres auteurs expliquent la remontée des roches de HP par un mécanisme de flux forcé au sein du chenal de subduction « *forced corner flow* » (Cloos, 1982; Duchêne *et al.*, 1997; Gerya *et al.*, 2002; Guillot *et al.*, 2009; Ring *et al.*, 2020) (**Figure I-17**).

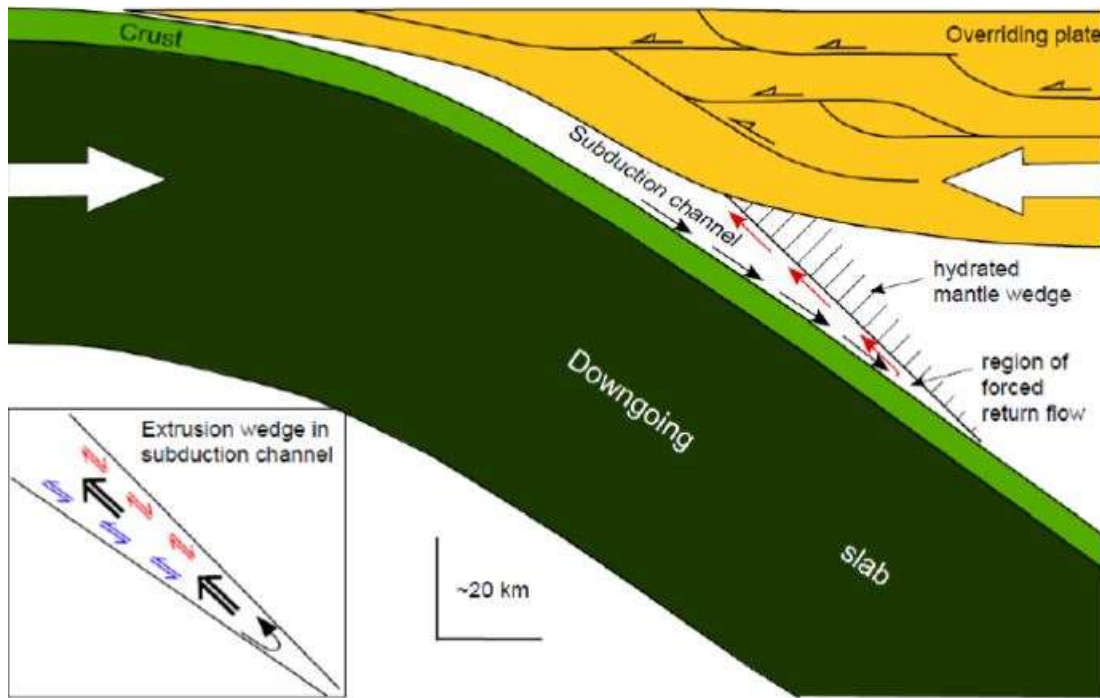


Figure I-17: Schéma de flux forcé au sein du chenal de subduction (d'après Ring *et al.*, 2019).

Dans ce schéma, c'est l'amincissement du chenal de subduction en profondeur en forme de cône qui force la remontée des roches. Cet amincissement pourrait être favorisé par la diminution de la quantité d'eau libérée par la déshydratation de la plaque plongeante en profondeur. La taille du chenal de subduction joue un rôle primordial dans la dynamique des zones de subduction et les cheminement P-T associés. Elle est contrôlée principalement par le taux de déshydratation de la lithosphère et des sédiments qui la recouvrent (Gerya *et al.*, 2002) et par le mécanisme de retrait du panneau plongeant (Jolivet *et al.*, 2003). D'après (Petrini and Podladchikov, 2000), plus le chenal de subduction est étroit, plus la surpression tectonique est importante et fera augmenter la pression appliquée aux roches au cours de l'enfouissement.

Les modèles (e.g. Gerya *et al.*, 2002) montrent que l'exhumation des roches de HP par flux forcé le long du chenal de subduction au sein du prisme d'accrétion est souvent caractérisée par une décompression sans réchauffement (**Figure I-18**).

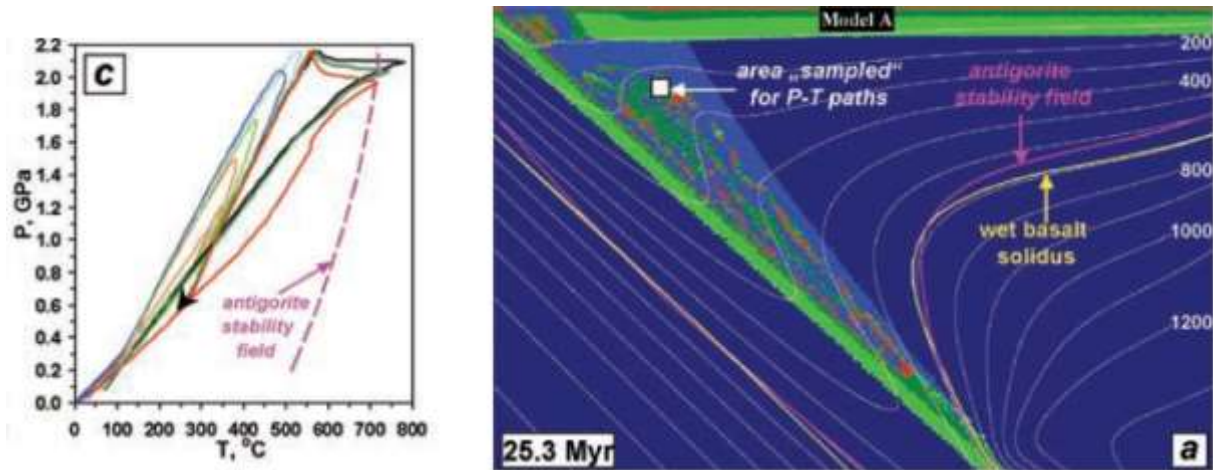


Figure I-18: Modélisation d'une exhumation des roches de HP dans un chenal de subduction et chemins P-T associés (d'après Gerya *et al.*, 2002).

4.3. Exhumation par retrait du panneau plongeant (*Slab roll-back*)

D'après le modèle de Brun and Faccenna (2008) (**Figure I-19**) et comme il a été observé par (Husson *et al.*, 2009) et Chemenda *et al.* (1996), quand un bloc de faible densité comme un bloc continental entre en subduction, deux processus sont observés. D'abord, un changement de géométrie de la zone de subduction puis un découplage croûte-manteau après un métamorphisme de HP.

Dans le détail, la forte flottabilité du matériel enfoui entraîne un changement dans la géométrie de la zone de subduction à la suite d'une verticalisation du panneau plongeant (**Figure I-19.b**). Puis la croûte continentale subit un métamorphisme de HP et s'écaille progressivement jusqu'à se découpler totalement du manteau sous-jacent. Elle peut alors s'accréter à la plaque supérieure (**Figure I-19.c**). A la reprise de la subduction océanique (**Figure I-19.d**), le panneau plongeant recule pour retrouver un pendage initial (*slab roll-back*) induisant le retrait de la fosse en surface qui offre un espace pour la remontée de la croûte continentale sous l'effet de sa flottabilité (Chemenda *et al.*, 1996). La plaque supérieure est alors affectée par une extension soit de type *core complex* (**Figure I-19.e**) ou rift continental. Une fois exhumée et sous-plaquée à la plaque supérieure, la croûte continentale de HP est soumise à un métamorphisme de HT lié à la remontée de l'asthénosphère (**Figure I-19.f**). Si un nouveau bloc continental entre en subduction le mécanisme se répète. Par conséquent, il y aura autant de roches de HP exhumées qu'il y'aura de passages successifs de bloc continentaux dans une même zone de subduction (Jolivet *et al.*, 2008). Ce type d'exhumation est associé à un réchauffement des roches de HP/UHP au cours de la décompression (**Figure I-20**) comme par exemple l'exhumation des roches de HP de Naxos (Duchêne *et al.*, 2006).

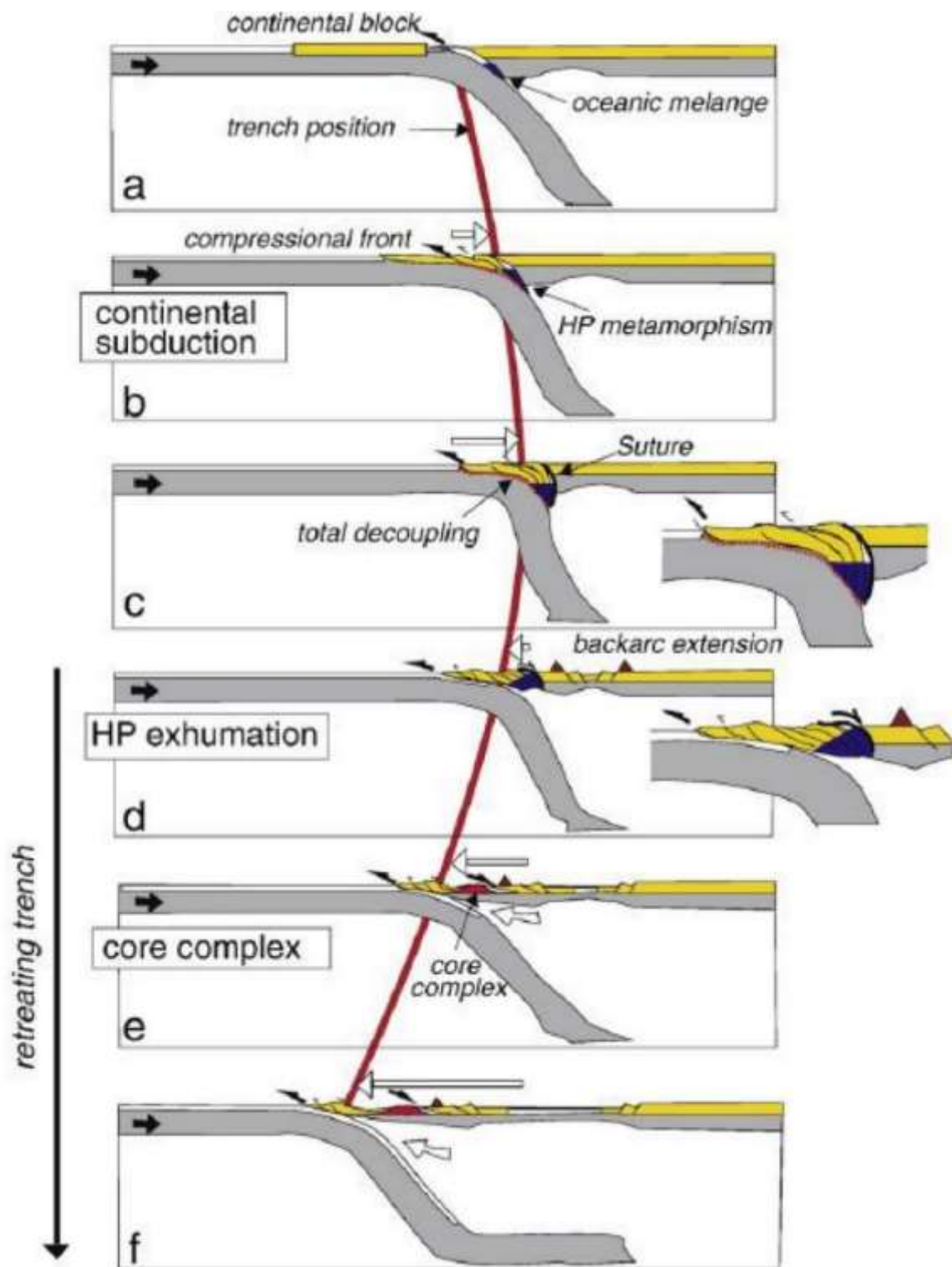


Figure I-19: Modèle d'exhumation des roches de HP conduite par un retrait du slab à la suite de la subduction d'un bloc continental de taille limitée (moins de 500 km). D'après Brun et Faccena (2008).

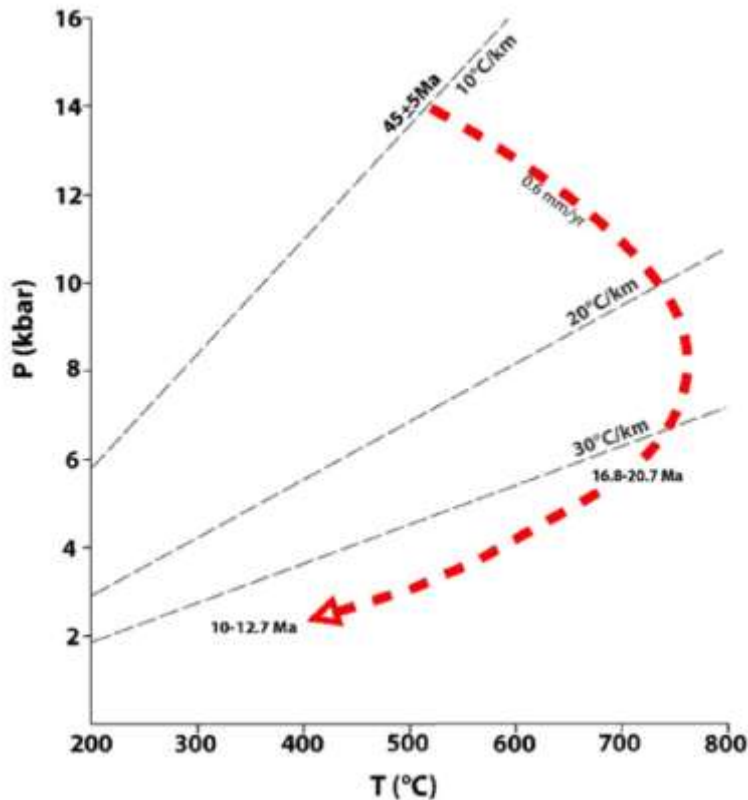


Figure I-20: Chemin P-T-t des roches de HP de Naxos. Modifiée d'après Duchêne *et al.*, 2006.

5. Exemples de diversité du métamorphisme de HP/UHP en fonction du contexte de subduction et d'exhumation

Au cours de la convergence le cheminement des roches varie en fonction du contexte de subduction depuis l'enfouissement des roches le long d'un gradient géothermique de HP/UHP-BT caractéristique des zones de subduction (Miyashiro, 1961; Ernst, 1973, 1988) jusqu'à la collision continentale suivant un gradient géothermique de moyenne-pression, moyenne température (MP-MT).

5.1. Le domaine Alpin

Les roches de HP/UHP des Alpes montrent des évolutions P-T contrastées (**Figure I-21**). Cette diversité est le résultat d'enfouissement à travers le temps de matériaux de nature différentes et d'exhumation à différents stades de la convergence (Ford *et al.*, 2006; Yamato *et al.*, 2008; Agard *et al.*, 2009).

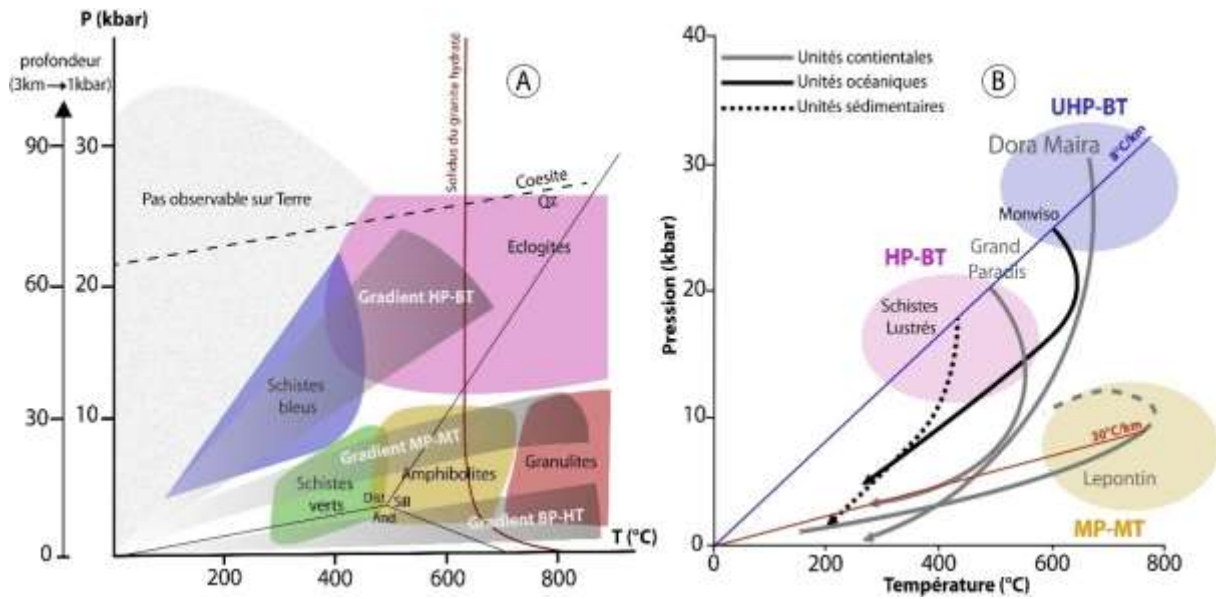


Figure I-21: Signification de la forme des chemins P-T. (A) Grille des faciès métamorphiques dans un diagramme P-T. Les 3 grands gradients métamorphiques principaux sont également représentés sur cette figure. Le gradient fort correspond au métamorphisme de HP-BT (Haute Pression –Basse Température) caractéristique des zones de subduction (e.g. Alpes occidentales). Le gradient faible correspond au métamorphisme de HT-BP (Haute Température – Basse Pression) que l’on peut rencontrer, notamment en Oman, sous la nappe ophiolitique. Enfin, un gradient intermédiaire est caractéristique d’un métamorphisme de type MP–MT (Moyenne température –Moyenne Pression) et correspond à un gradient de type collision (type Lépontin). (B) Diversité des chemins P-T des roches métamorphiques des Alpes (modifié d’après Yamato, 2008).

D’après la **Figure I-21** et la **Figure I-22**, l’évolution géodynamique commence par la subduction d’un domaine océanique à la fin du Crétacé vers 65 Ma. La croûte océanique enfouie enregistre un pic de pression dans les conditions du faciès des éclogites dans les unités du Monviso vers 55-45 Ma tandis qu’une partie des sédiments qui la recouvrent enregistre en même temps un pic dans les conditions du faciès des schistes bleus vers 55 Ma (Schistes Lustrés). Même si les conditions de P-T enregistrées par ces deux unités sont différentes, leur enfouissement se fait le long d’un même gradient géothermique de l’ordre de 8 °C/ km, un gradient de HP-BT caractéristique des zones de subduction. L’entrée en subduction de la partie amincie de la marge européenne vers 45 Ma entraîne une exhumation sans réchauffement des Schistes Lustrés et des unités du Monviso en contexte syn-subduction le long du chenal de subduction. Un pic dans le faciès des éclogites de UHP est enregistré par les unités continentales de Dora Maira entre 45 et 35 Ma suivi d’un pic vers 43 Ma en faciès éclogites de HP dans les unités du Grand Paradis. Les unités de Dora Maira représentent par conséquent les conditions P-T les plus élevées ayant été enregistrées par les roches alpines au cours de la convergence. Cependant, elles s’alignent avec les unités du Grand Paradis sur un gradient géothermique commun de 8 °C/ km, identique à celui enregistré par les unités du Monviso et les Schistes Lustrés. Ainsi, l’enfouissement de ces unités de HP et d’UHP au cours du temps le long d’un même gradient géothermique de HP-BT, implique que la structure

thermique de la zone de subduction est restée stable jusqu'à 35 Ma (Ford *et al.*, 2006). Le début de la collision continentale vers 35 Ma permet une exhumation syn-collisionnelle des unités continentales enfouies. L'exhumation des unités de Dora Maira s'accompagne par un refroidissement progressif contrairement aux unités du Grand Paradis qui semblent s'être exhumées avec un léger réchauffement se rapprochant des conditions du faciès amphibolite-granulite du Lépontin ayant enregistré un pic tardif vers 30-25 Ma. Ce type de gradient de MP/MT est classiquement interprété comme la fin de la collision continentale (Jolivet *et al.*, 1996) liée à la mise en place de dômes thermiques ainsi qu'à la radioactivité naturelle des éléments qui augmentent la production de chaleur au sein du système et, *in fine*, l'augmentation du gradient géothermique (Thomson and England, 1984; Goffé *et al.*, 2003; Burg and Gerya, 2005)

Ainsi, la structuration de la chaîne alpine semble s'être faite progressivement depuis une subduction océanique vers une subduction continentale sans changement dans la structure thermique de la zone de subduction. Un changement de densité dans la nature du matériel enfoui ainsi qu'un passage d'un stade de subduction précoce vers un stade mature de collision favorisent l'exhumation des roches de HP et d'UHP. Les roches qui se voient exhumées tardivement au cours de la convergence, au sein d'un contexte syn-collisionnel seront susceptibles d'enregistrer des gradients de MP/MT caractéristique des zones de collision.

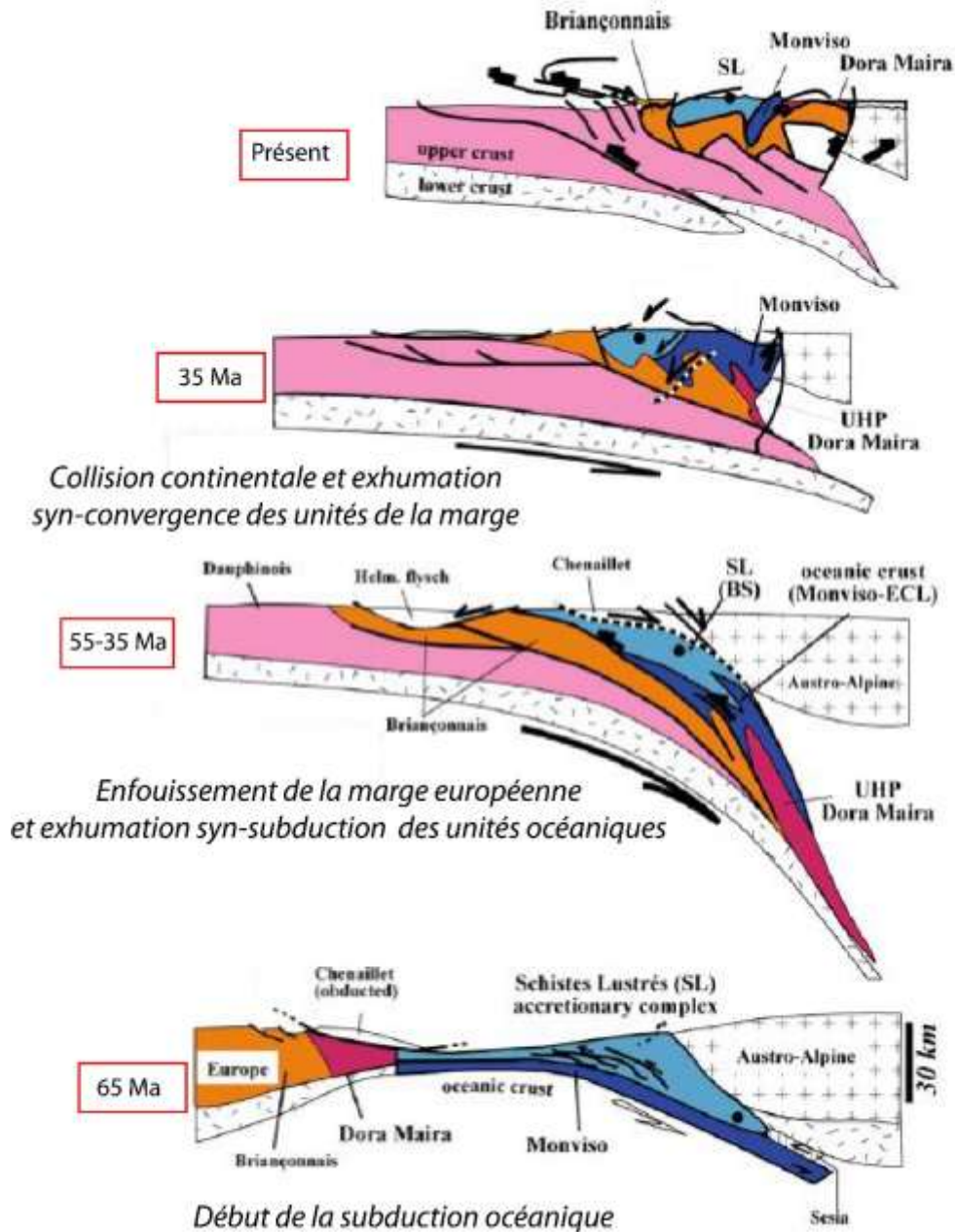


Figure I-22: Scénario géodynamique de l'évolution des Alpes occidentales depuis la subduction de l'océan Ligurien jusqu'à la collision entre l'Europe et l'Apulie (modifiée d'après Agard *et al.*, 2009). SL- schistes lustrés, BS- schistes bleus, ECL-éclogites.

5.2. Le domaine Egéen

Tout comme le domaine alpin, le domaine Egéen représente des événements épisodiques d'un métamorphisme de HP et d'exhumation au cours d'une zone subduction unique et continue (Jolivet *et al.*, 2008; Jolivet and Brun, 2010). Les roches de HP sont exhumées à différents endroits du complexe de subduction se traduisant principalement par une diversité dans les trajets au cours de la décompression (**Figure I-23**).

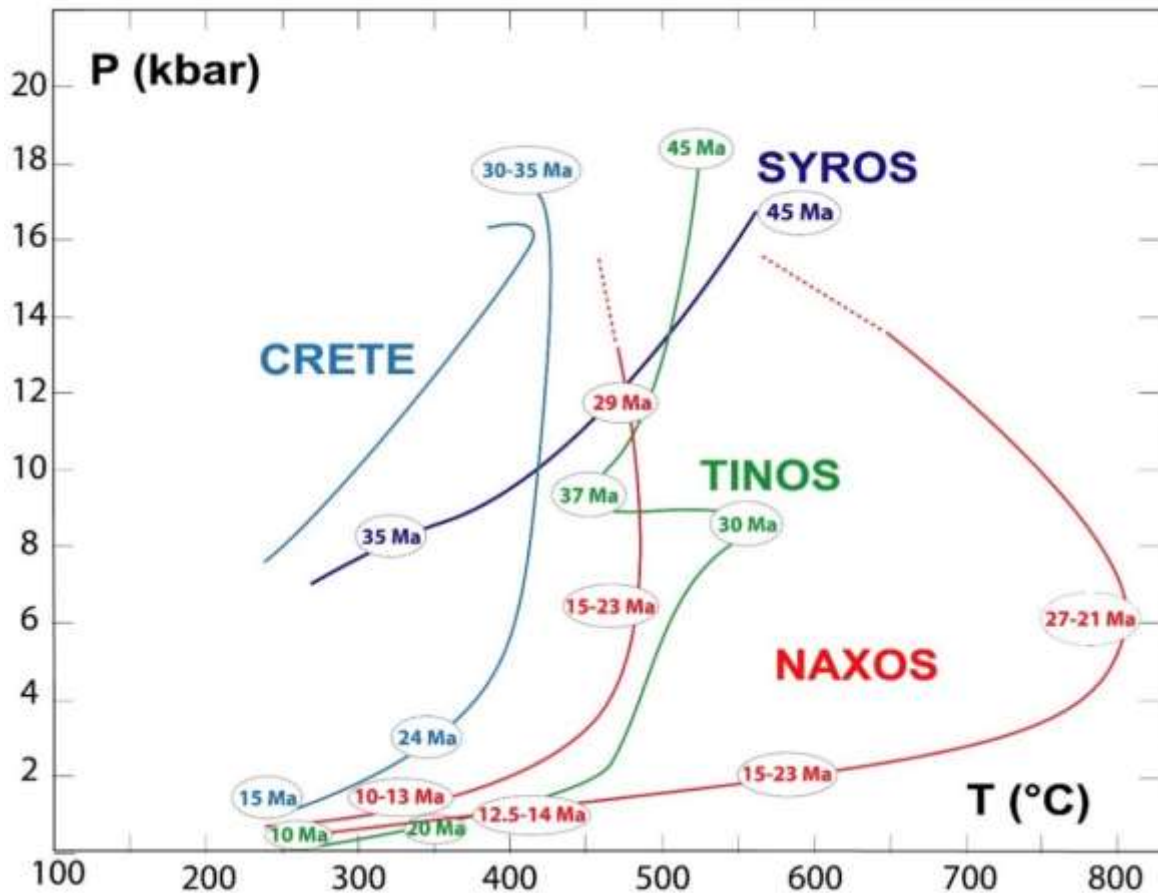


Figure I-23: Chemins pression-température-temps des roches de HP des unités des Cyclades et de Crète (domaine égéen). Modifiée d'après Jolivet et Brun, 2010.

D'après la (**Figure I-24**), la convergence débute au Crétacé supérieur, elle est accommodée par la subduction successive de deux unités litho-tectoniques majeures. D'abord vers 50 Ma, l'unité des Cyclades est enfouie formée principalement par des unités océaniques (Syros), gneissiques et amphibolitique (Tinos) ainsi que des méta-sédiments (Naxos). Ces unités formeront les futures roches éclogitiques et les schistes bleus des Cyclades. Ensuite, vers 40 Ma l'unité de Crète située plus au sud est enfouie, formée par une plateforme carbonatée déposée sur une croûte continentale. Contrairement au domaine alpin, la transition entre les différentes natures des unités litho-tectoniques enfouies provoque plusieurs épisodes de retrait du panneau plongeant, ce qui favorisera des processus d'exhumation des roches HP différant dans le temps et l'espace.

Chapitre I – Dynamique des zones de subduction et diversité du métamorphisme de HP

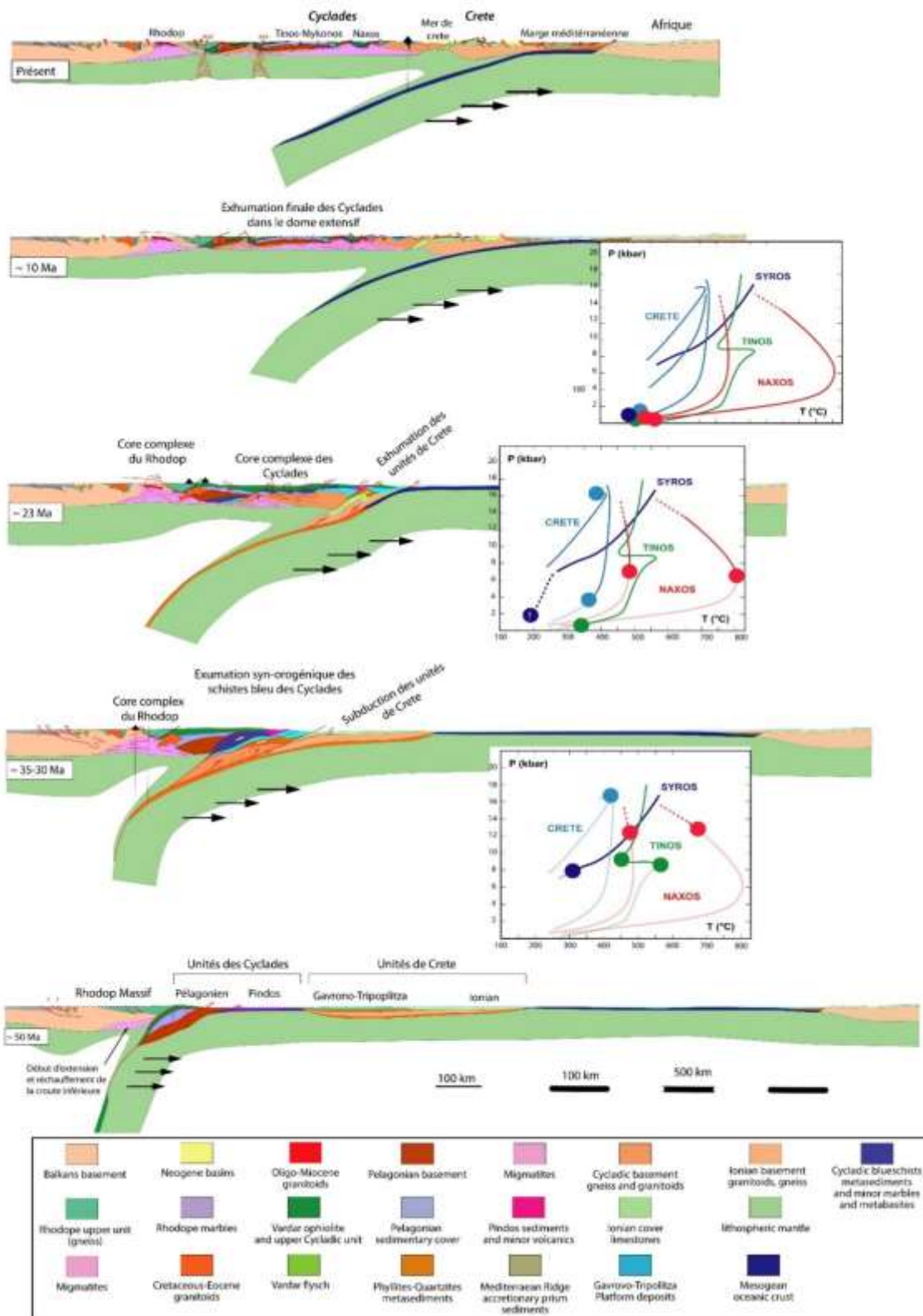


Figure I-24 : Reconstitution tectonique de la section N-S du domaine Egéen depuis le Jurassique jusqu'à l'actuel et diversité des trajectoires P-T (modifiée d'après Jolivet et Brun, 2010).

Un premier pic métamorphique est enregistré à 45 Ma dans les roches de HP de Syros et Tinos, avec différentes conditions de pression et température mais pour un gradient géothermique commun de HP-BT. Les unités méta-sédimentaires de Naxos sont moins bien contraintes dans le temps sur les conditions maximales d'enfouissement.

Un second pic de HP est enregistré vers 35-30 Ma, lié à l'enfouissement des unités de Crête dans un même régime thermique initial de zone de subduction. Ce pic métamorphique est contemporain de l'exhumation des unités des Cyclades. Les unités de Syros et Tinos sont toutes les deux exhumées dans le chenal de subduction au sein du prisme d'accrétion caractérisant un refroidissement lors de la décompression jusqu'à 37-35 Ma. Les unités de Tinos poursuivent ensuite jusqu'à 30 Ma une exhumation à l'arrière du prisme par accrétion au sein de la plaque supérieure en extension. Un réchauffement isobare est alors enregistré par le chemin P-T. Les unités de Naxos commencent à s'exhumer vers 29 Ma à l'arrière du prisme. Elles sont accrétées à la plaque supérieure qui continue son extension sous les unités de Tinos permettant à ces dernières de poursuivre une exhumation par refroidissement pendant que les unités de Naxos enregistrent une décompression avec réchauffement.

Parallèlement, dans la zone de subduction, entre 30 et 24 Ma les unités de Crête sont exhumées à syn-extension arrière-arc basse température au sein du prisme.

A la reprise de la subduction océanique vers 22 Ma, la plaque supérieure atteint un stade d'extension arrière-arc de type *core-complexe*. Les roches de Naxos qui n'ont pas été totalement exhumées sont réchauffées dans le domaine arrière-arc et sont par conséquent exhumées au sein du dôme migmatitique. Les roches exhumées dans les parties les plus internes du dôme enregistrent les températures les plus élevées lors du chemin rétrograde. Enfin, vers 10 Ma toutes les roches de HP sont largement remontées à la surface.

Ainsi, la géodynamique méditerranéenne a amené à reconsidérer l'interprétation de la diversité des cheminement P-T au sein d'une même chaîne orogénique comme lié à des subductions successives et *in fine* reconsidérer la dynamique des zones de subduction (Jolivet *et al.*, 2008). Au pic de pression, des conditions P-T différentes sont souvent expliquées par différentes profondeurs d'enfouissement (Exemples : Yamato, 2006; Ballèvre *et al.*, 2014). Cependant, il est important de noter que la pression enregistrée par les roches de HP et d'UHP ne peut pas automatiquement être transformée en profondeur (Mancktelow, 1993). Des effets de surpression tectonique (Petrini and Podladchikov, 2000) peuvent expliquer localement des pressions anormalement élevées comme il a été proposé par Ford *et al.* (2006) pour les roches de UHP de Dora Maira.

Pour les températures aussi, une augmentation du taux de cisaillement visqueux, la fusion partielle du coin mantellique ou encore la radioactivité sont des facteurs qui peuvent faire augmenter localement les températures (Burg and Gerya, 2005; Gerya *et al.*, 2008).

Au cours de la décompression, une variation des températures dépend du contexte et du stade de l'exhumation. Dans le cas des Alpes et contrairement au domaine égéen, le retrait de la lithosphère plongeante n'intervient que très peu dans la dynamique d'exhumation, une

délamination croute-manteau comme démontré par Chemenda *et al.* (1995, 1996) est le facteur prédominant à l'exhumation des roches de HP et d'UHP le long d'un chenal de subduction serpentinsé (Guillot *et al.*, 2001; Schwartz *et al.*, 2001). Une exhumation contemporaine au stade de subduction reflète souvent une exhumation sans réchauffement, alors qu'une exhumation tardive en contexte de collision continentale sera influencée par un gradient MP/MT dans les conditions du faciès amphibolite et/ ou granulites typiques des zones de collision.

Dans le domaine égéen, l'exhumation syn-subduction est favorisée par différents épisodes de retrait du panneau plongeant en réponse à un changement de densité du matériel subduit. Il en résulte une extension arrière-arc de type *core-complexe* au sein de la plaque supérieure. Dans ce cas, la diversité des chemin P-T au cours de la décompression, est lié à l'endroit où les roches sont exhumées. En effet, si les roches de HP sont exhumées à l'intérieur du prisme d'accrétion, les trajets de décompression ne montrent pas de réchauffement contrairement à une exhumation à l'arrière du prisme d'accrétion au sein de la plaque supérieure en extension.

Bilan

Depuis de la coésite et du diamant dans des roches continentales (Chopin, 1984; Smith, 1984; Sobolev and Shatsky, 1990), il a été prouvé que la lithosphère continentale pouvait s'enfoncer à plus de 100 km dans le manteau. Il est admis à présent que les roches de HP et d'UHP impliquent le plus souvent la subduction d'un matériel continental (Ernst, 2010). Les zones de subduction peuvent donc représenter un régime transitoire entre subduction océanique et continentale (Jolivet *et al.*, 2003; Yamato, 2006; Husson *et al.*, 2009). De plus, une diversité du métamorphisme de HP et d'UHP au sein d'une même chaîne orogénique ne reflète pas forcément différentes zones de subductions mais peut également correspondre à une seule zone de subduction à régime thermique stable ou variable selon plusieurs facteurs (Peacock, 1996; Peacock and Wang, 1999; Jolivet *et al.*, 2003; Peacock, 2003). Dans ce cas, la diversité des trajectoires P-T des roches de HP/UHP peut dépendre :

- de différentes profondeurs d'enfouissement (impliquant ou pas différentes natures de matériel enfoui) et/ou des influences tectoniques et thermiques qui feraient augmenter la pression et la température localement.
- d'exhumations successives à des stades différents de la convergence (précoce/syn-subduction vs tardif/syn-collision continentale) et/ ou à différents endroits du complexe de subduction (prisme d'accrétion vs plaque supérieure en extension).

Ainsi, la forme des cheminements pression-température-temps peut donc nous renseigner sur l'évolution géodynamique d'une région et c'est avec la considération des différents facteurs abordés au cours de ce chapitre que j'essayerai d'apporter plus d'éléments de réponse quant à la compréhension de l'évolution dynamique du Massif Central au cours de l'orogénèse varisque.

CHAPITRE II

Contexte géologique général de la chaîne Varisque et du Massif Central

1. La chaîne Varisque

Les témoins de cette chaîne orogénique s'exposent depuis l'Afrique du Nord (Maroc, Algérie) jusqu'en Europe occidentale et centrale. Cependant, l'histoire de sa structuration est mieux contrainte en Europe où elle s'étend sur plus de 3000 km depuis le sud du Portugal jusqu'au Massif de Bohême. L'histoire de l'orogénèse varisque est marquée par une évolution complexe depuis le Silurien jusqu'au Carbonifère. Jusqu'à présent l'évolution paléogéographique de la chaîne reste débattue et le nombre de micro-continent et de domaines océaniques impliqués dans l'édification de la chaîne varie en fonction des auteurs.

1.1. Blocs continentaux et domaines océaniques

Les schémas structuraux les plus simples sur l'architecture orogénique de la chaîne Varisque (Kroner and Romer, 2013) impliquent la fermeture d'un unique domaine océanique (**Figure II-1**), l'océan Rhéique, par la convergence de deux mégacontinents (Laurussia au Nord et Gondwana au sud).

D'autres auteurs s'accordent sur la participation de micro-plaques (Avalonia et Armorica) à l'édification de la chaîne (**Figure II-2**) et par conséquent l'implication de la fermeture de deux domaines océaniques, l'océan Rhéique et l'océan Galice-Massif Central connu aussi sous le nom d'océan Médio-européen ou encore Galice-Moldanubien (Matte and Burg, 1981; Matte, 1986, 2001; Catalán, 2011; Ballèvre *et al.*, 2014; Lardeaux, 2014; Franke *et al.*, 2017; Martínez Catalán *et al.*, 2020)

Le micro continent d'Avalonia est bien reconnu au front nord varisque (**Figure II-3**). Il se localise entre deux grandes zones majeures : les sutures calédoniennes Lapetus et Tornquist au nord séparant respectivement l'Avalonia de Laurussia et de Baltica ; et la suture varisque de l'océan Rhéique au sud. Le micro continent d'Avalonia est moins bien contraint par les données paléomagnétiques et se situerait entre la suture Rhéique au nord de la suture de l'océan « Galice-Southern-Brittany » au sud (**Figure II-3**), connu aussi sous le nom de suture éo-varisque (Faure *et al.*, 2005).

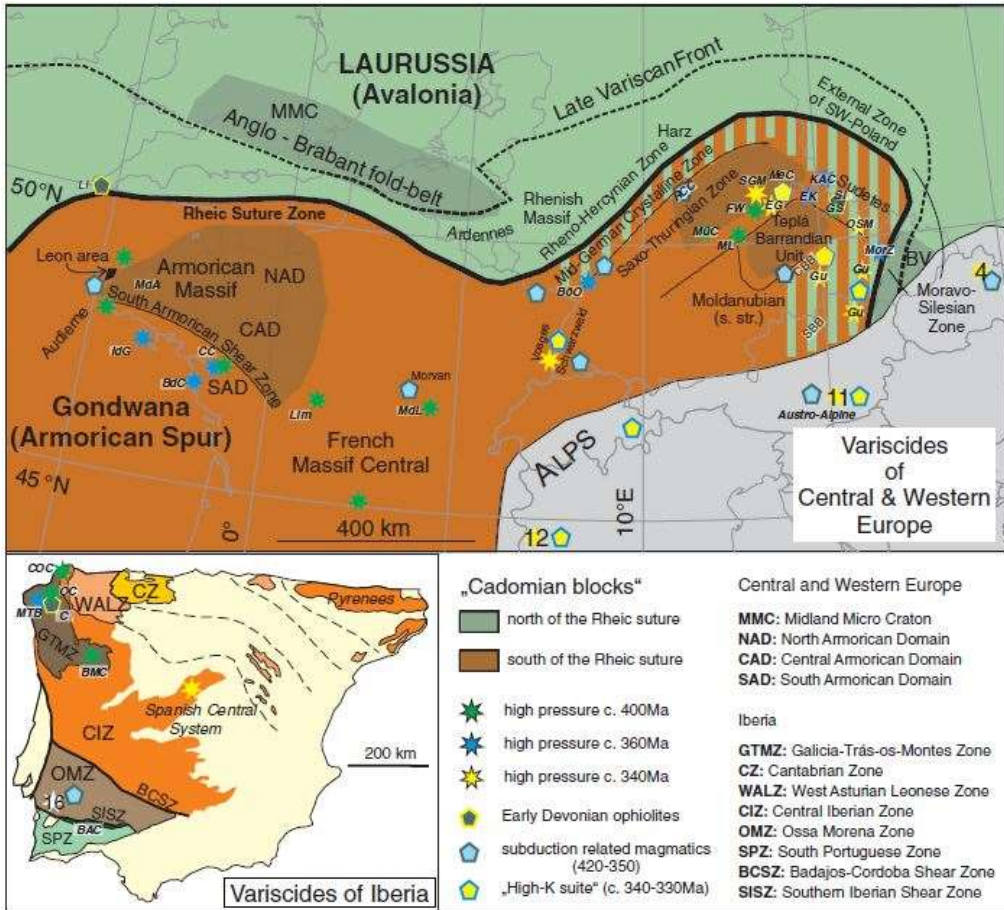


Figure II-1: Les Varicides de l'Europe Centrale, de l'Europe de l'Ouest et de l'Ibérie à l'actuel. D'après Kroner and Romer (2013).

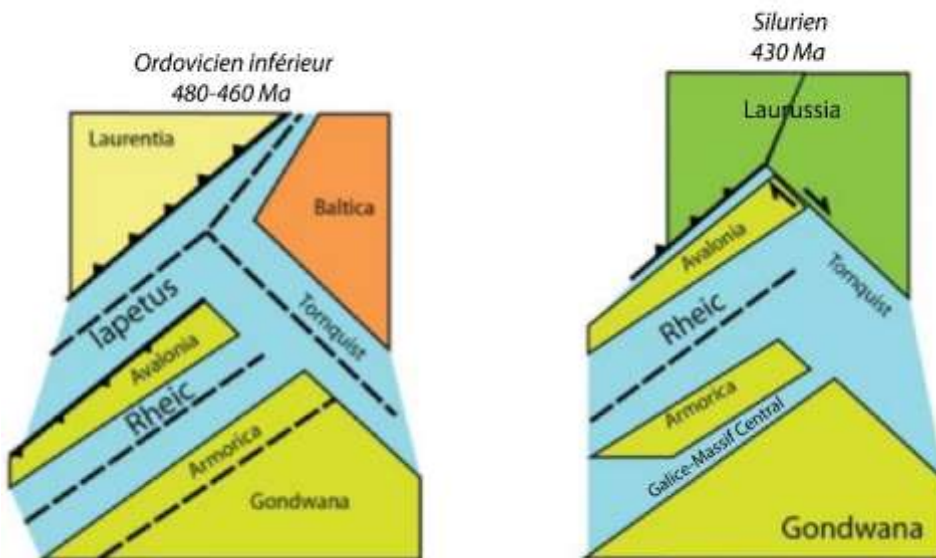


Figure II-2: Distribution à l'Ordovicien inférieur et au Silurien des plaques lithosphériques et océans impliquées dans la structuration de la chaîne Varisque. D'après Ballèvre et al. (2014).

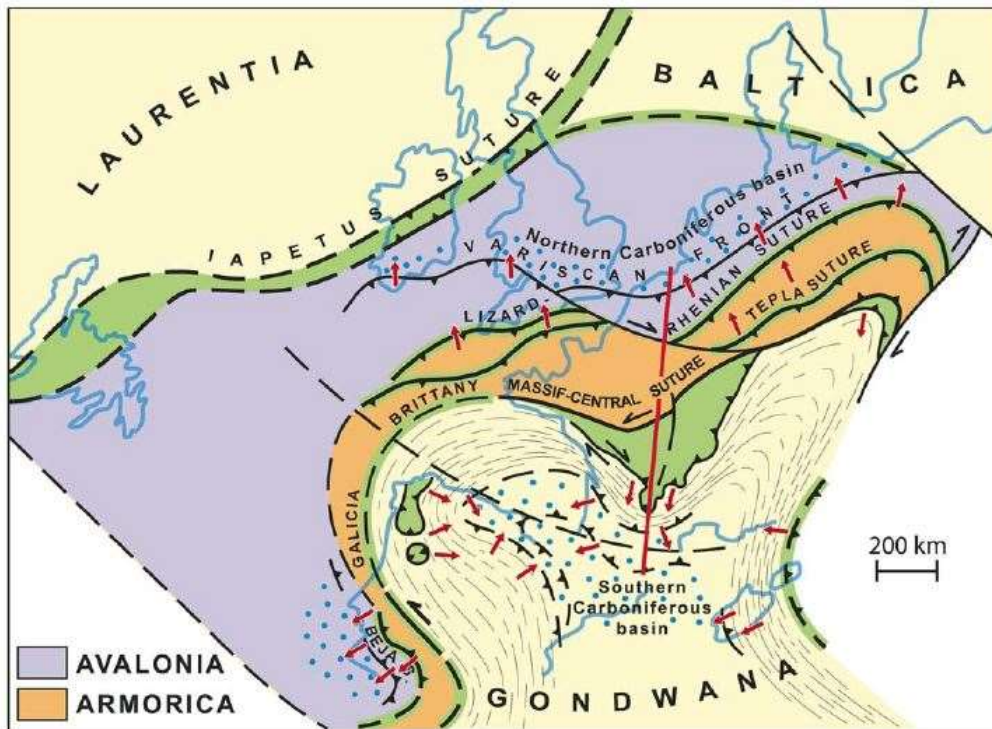


Figure II-3: Les Varicides du centre et l'ouest de l'Europe avec les plaques continentale majeurs au Carbonifère Supérieur d'après Matte (2007). NASZ-North Armorican Shear Zone; SASZ-South Armorican Shear Zone; VF-Variscan Front

1.2. Evolution paléogéographique de la chaîne Varisque d'Europe

1.2.1. Modèles impliquant un domaine océanique unique

Les modèles, s'accordent tous sur un rifting Cambro-Ordovicien suivi par l'ouverture de l'océan Rhéique en réponse au détachement du micro continent d'Avalonia de la marge nord Gondwaniennne. L'amalgamation d'Avalonia avec les continents de Baltica et Laurentia à la fin du Silurien (**Figure II-4**) forme le grand bloc continental de Laurussia et marque la fin de l'orogénèse Calédonienne et le début de l'orogénèse Varisque.

Les témoins de l'ouverture de l'océan Rhéique au Nord du Gondwana sont représentés dans la chaîne Varisque d'Europe par une importante activité magmatique cambro-ordovicienne (exemples : (Carne and Pin, 1987; Melleton *et al.*, 2009; Ballèvre *et al.*, 2014; Lardeaux, 2014; Chelle-Michou *et al.*, 2017, 2017)

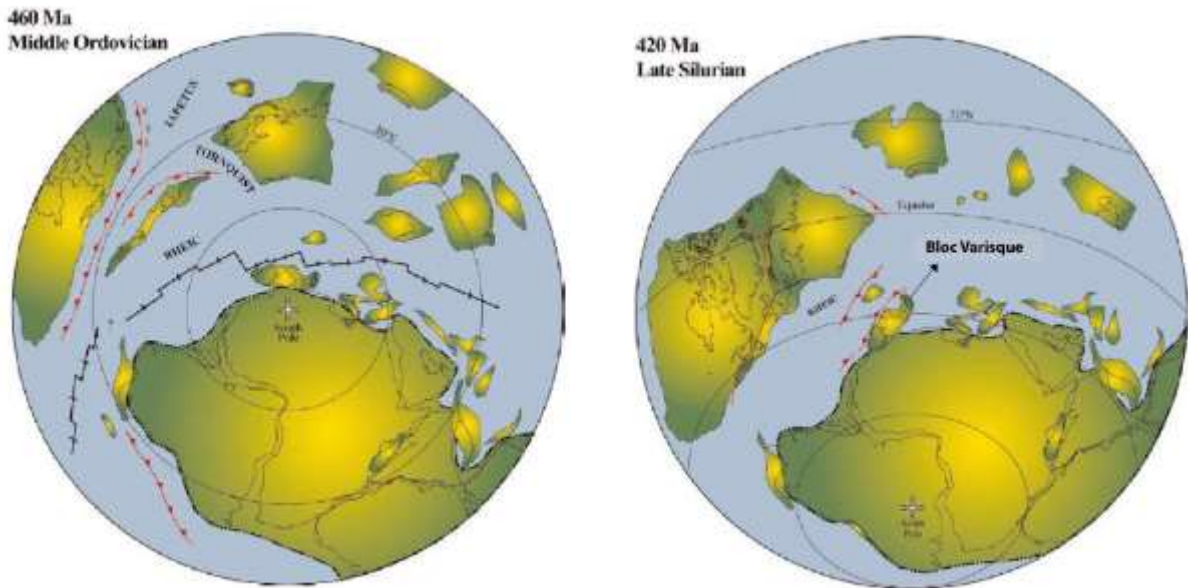


Figure II-4: Evolution paléogéographique à l'ordovicien et au Silurien. Modifiée d'après Cocks and Torsvik (2006.)

Une deuxième phase de fragmentation de la marge nord Gondwanienne au Siluro-Dévonien est liée au détachement des blocs continentaux qui formeront les futures unités lithotectoniques de la chaîne Varisque d'Europe (bloc continental Varisque) (Armorique, Massif Central, Ibérie, Bohème) (**Figure II-4 ; Figure II-5**). L'existence d'une microplaque Ibéro-Armoricaine est attestée par des similitudes stratigraphiques et paléontologiques entre les zones centrales de l'Ibérie et du massif Armoricaïn. Cette phase est marquée par l'ouverture de l'océan de la Paléo-Téthys, un océan de grande ampleur (**Figure II-5**).

Le Dévonien moyen à supérieur se marque par la subduction à vergence sud de l'océan Rhéique (Kroner and Romer, 2013) tandis qu'au sud, la paléo-Thétys continue son expansion. Cette phase de convergence est marquée par un métamorphisme de HP au sein de la chaîne Varisque qui s'étale de 420 Ma jusqu'à 355 Ma (voir synthèse de Paquette *et al.*, 2017; Lotout *et al.*, 2018, 2020).

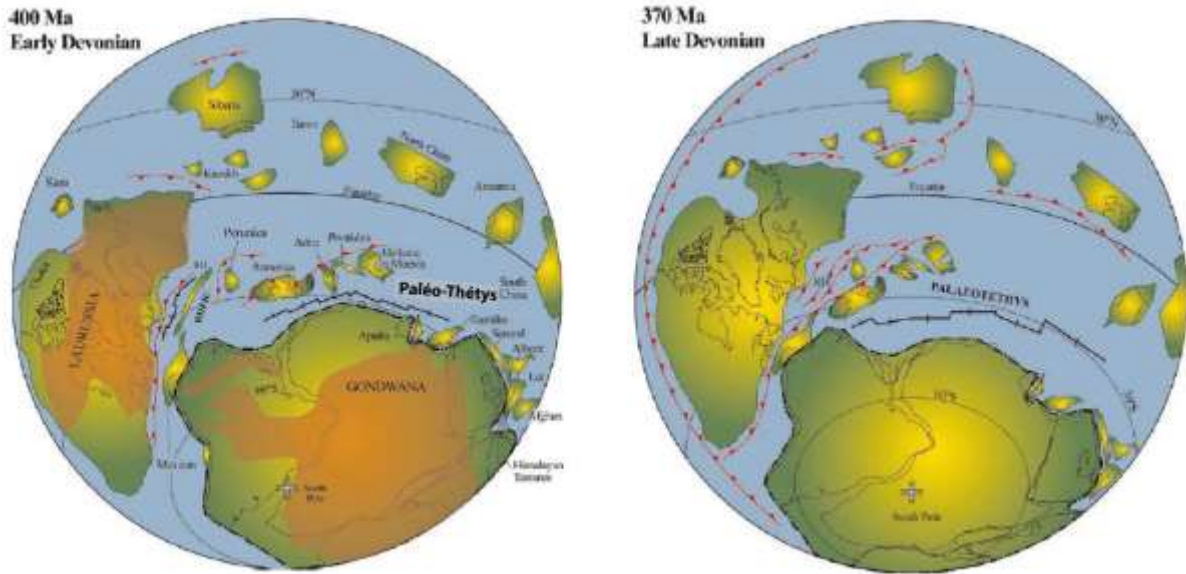


Figure II-5: Evolution paléogéographique au Dévonien inférieur et supérieur. Modifiée d'après Cocks and Torsvik (2006.)

1.2.2. Plusieurs domaines océaniques

Dans les modèles les plus complexes, la seconde phase de fragmentation a lieu précocement à la fin de l'Ordovicien. Elle est liée au détachement du micro bloc Armoricaïn de Gondwana suite à l'ouverture de l'océan Galice-Moldanubien ou Galice-Massif Central (**Figure II-6**) bien reconnu dans le Massif Armoricaïn et le Massif Central (exemples : (Matte, 2001; Ballèvre *et al.*, 2014; Lardeaux *et al.*, 2014). Cependant, même si les données paléo-biogéographiques n'attestent pas l'existence de cet océan, il est interprété comme un micro domaine océanique (<500 km).

Au Silurien moyen et supérieur la partie nord du bloc armoricaïn (Franconia-Thuringia) se détache suite à l'ouverture du bassin Saxo-Thuringien bien reconnu en Allemagne dans le massif de Bohème (Franke *et al.*, 2017). Ce dernier forme avec l'océan Galice-Moldanubien et le Rhéique les océans varisques. La migration du bassin saxo-thuringien vers le nord suite à la subduction vers le nord de l'océan Rhéique va initier la formation d'un bassin océanique, une branche de l'océan rhéique appelée bassin rhéno-hercynien.

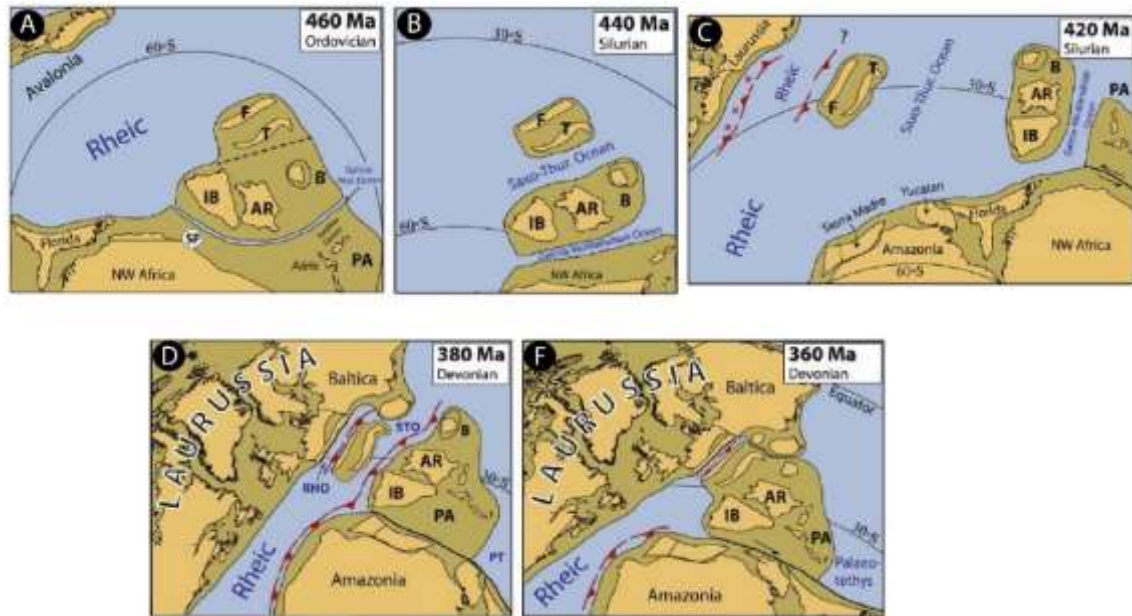


Figure II-6: Evolution paléogéographique depuis l'Ordovicien jusqu'au Dévonien d'après Franke *et al.* (2017), impliquant plusieurs domaines océaniques et micro-continents. F- Franconia, T- Thurigia, IB- Ibéria, AR- Armorica, B-Bohemia, RHO- Rheno-Hercynian Ocean, STO- Saxo-Thuringian Ocean.

1.2.3. Collision continentale

Commune à tous les modèles, la collision continentale entre Laurussia et les microblocs continentaux varisques débute au Carbonifère inférieur, suivi au Carbonifère supérieur-début du Permien par la collision entre les blocs gondwanien et Laurussien au niveau de l'Afrique du nord-ouest pour former le supercontinent de la Pangée (**Figure II-7**).

L'évolution de la chaîne Varisque au Carbonifère est contrôlée par d'importantes variations dans la cinématique des grands blocs continentaux de Laurussia et Gondwana ainsi que la fermeture de la Paléo-Téthys. Des rotations horaires et anti-horaires des plaques lithosphériques au Carbonifère inférieur et au Viséen sont accommodées par une tectonique complexe syn-orogénique décrochante en contexte compressif et ensuite extensif (Lardeaux *et al.*, 2001; Hatcher, 2007; Melleton *et al.*, 2009; Chelle-Michou *et al.*, 2017; Franke *et al.*, 2017). Il en résulte une importante activité magmatique syn-orogénique et un métamorphisme de type Barrovien. Puis, une phase d'extension post-orogénique liée à l'effondrement de la chaîne (Chelle-Michou *et al.*, 2017; Laurent *et al.*, 2017). Elle est liée à un métamorphisme de HT et une fusion partielle de la croûte à l'origine de dômes migmatitiques et de la mise en place de plutons granitiques. Plusieurs bassins tardi-orogéniques (bassins Permo-Carbonifères) se forment également à cette période.

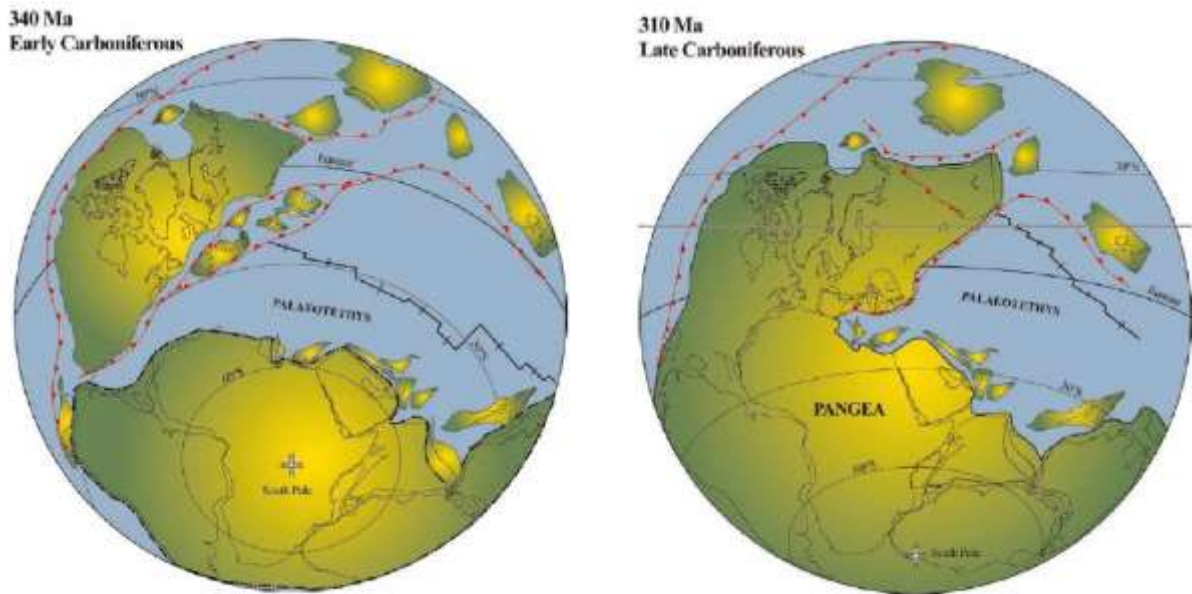


Figure II-7: Évolution paléogéographique au Carbonifère. D'après Cocks and Torsvik (2006.)

1.3. Zonation de la chaîne Varisque

D'après Ballèvre *et al.* (2009, 2014), différents domaines ont été reconnus au sein de la chaîne Varisque d'Europe (Figure II-8). Les zones majeures sont décrites comme suit :

La zone rhéno-hercynienne : Limitée au nord par le front Nord Varisque et au sud par la zone de suture Lizard Rhéno-Hercynienne, elle fait partie de la micro-plaque Avalonienne. Affectée principalement par une sédimentation continue au cours du Paléozoïque, elle représente le domaine le plus externe de la chaîne Varisque où se développe notamment le bassin houiller d'avant pays au Carbonifère. Au sud de cette zone, des occurrences d'ophiolites et des données de tomographie sismique ont permis d'identifier une zone de suture appelée Suture-Lizard-Rhénohercynienne liée à la fermeture de l'océan Rhéique ou du bassin Rhéno-Hercynien (selon les auteurs) au Dévonien (von Raumer and Stampfli, 2008; Averbuch and Piromallo, 2012; Kroner and Romer, 2013; Franke *et al.*, 2017)

La zone Saxo-Thuringienne : Bien connue en Allemagne et dans le Massif de Bohême (Franke *et al.*, 2017), elle chevauche la zone rhéno-hercynienne et s'étend jusqu'au domaine du Léon. Ce dernier étant considéré comme la prolongation Est en France de la zone Saxo-Thuringienne (Lardeaux *et al.*, 2014). Elle est formée par une association de roches métasédimentaires et orthodérivées dont les âges s'étalent du Cambrien jusqu'au Carbonifère. Ces formations ont été métamorphosées au cours de l'orogénèse Varisque dans les conditions du faciès des schistes verts. Ces méta-sédiments ont été déposés sur un socle Néoprotérozoïque au sein d'un bassin extensif qui évoluera ensuite en océan Saxo-Thuringien (Engel *et al.*, 1983; Franke,

1995). On y décrit quelques unités allochtones (klippes de Munchberg, Wildenfels et Frankenberg) formées principalement par des méta-basaltes et méta-gabbro Ordoviciens, métamorphisés dans les conditions du faciès des éclogites et des schistes bleus (Franke *et al.*, 2017) témoignant d'une subduction au Dévonien (Ballèvre *et al.*, 2014).

La zone Moldanubienne : Elle constitue la zone la plus interne de la chaîne Varisque. Elle est caractérisée par la superposition de différentes nappes métamorphiques où des ophiolites et des témoins d'un métamorphisme de HP (éclogites et schistes bleus) y sont bien préservés dans le Massif Central. Ils sont considérés comme des témoins de la subduction de la marge Nord gondwanienne (Matte, 1986; Faure *et al.*, 2005, 2009). L'âge du métamorphisme de HP est reconnu dans le Massif de Bohême et l'Ibérie entre 390-360 Ma, contrairement au Massif Central où des âges plus vieux (~410 Ma) sont décrits (voir Paquette *et al.*, 2017).

La zone sud-Armoricaine : Ce domaine est interprété comme faisant partie de la marge sud du domaine Galice-Moldanubien (Franke *et al.*, 2017). Elle comprend des unités autochtones et para-autochtones de bas degré métamorphique et quelques unités allochtones de HP/LT appartenant à la marge gondwanienne (Ballèvre *et al.*, 2009). Elle englobe également le sud du Massif central (Montagne noire, Cévennes) et le socle paléozoïque des Pyrénées. C'est dans cette zone que se développe le bassin flexural d'avant pays au Carbonifère dans la partie sud de la chaîne.

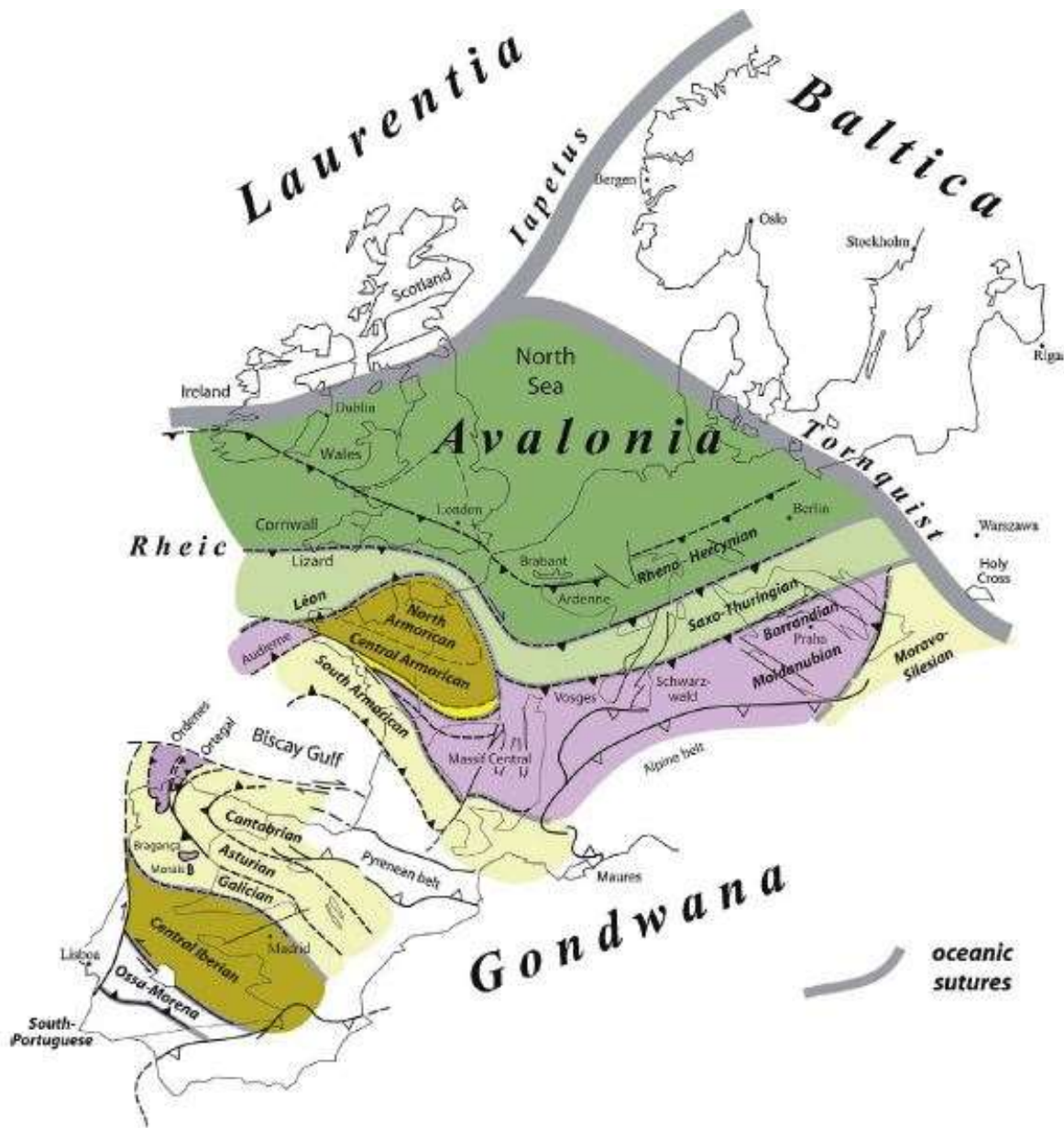


Figure II-8: Structuration de la chaîne Varisque européenne avec les différentes zones reconnues au sein de la chaîne. D'après Ballèvre *et al.* (2009).

2. Le Massif Central Français

2.1. Structuration du Massif Central

Le Massif Central fait partie des zones internes moldanubiennes de la chaîne Varisque interprété d'origine Nord gondwanienne (Matte, 2001; Lardeaux *et al.*, 2014). Le nord du massif est situé dans la zone Moldanubienne au sud de la suture de l'océan Rhéique et du domaine Saxo-Thuringien tandis que l'extrême sud du massif appartient au domaine Sud-Armoricain (Figure II-8). En plus d'une structuration en nappe bien préservée, il représente la zone où les témoins de l'édification de la chaîne Varisque sont les plus fréquents (Figure II-9). On y retrouve un magmatisme cambro-ordovicien lié à l'ouverture du Rhéique et un

métamorphisme de HP principalement éclogitique affleurant de manière continue, daté au Siluro-Dévonien et plus récemment au Dévonien supérieur. On y reconnaît aussi plusieurs objets formés lors de la structuration syn et post-orogénique carbonifère (décrochements, magmatisme syn-orogénique, dômes extensifs tardi orogéniques, bassins d'effondrement Permo-Carbonifères...). Peu affecté par la restructuration post-Permienne (Faure *et al.*, 2009), il représente donc une cible idéale à l'étude de l'histoire varisque et son implication dans la structuration globale de la chaîne.

Quatre unités métamorphiques majeures ont été définies dans le Massif Central (**Figure II-9.B et .C**) (cinq en fonction des auteurs) toutes caractérisées par un empilement suivant un gradient métamorphique inverse :

L'Unité Para-autochtone (Para-autochthonous Unit, PA) : Elle constitue l'unité structurale inférieure de la pile de nappe et en est la moins métamorphique, formée principalement par des métapélites, des quartzites et des roches méta-volcaniques. L'ensemble montre un métamorphisme dans les conditions des faciès schiste vert-amphibolite à épidote. Ces unités sont intrudées par de rares orthogneiss daté à 467 ± 8 Ma (Rb-Sr/roche totale, Monier, 1980] et l'âge du métamorphisme reste inconnu. Les conditions du pic métamorphique ont été estimées à 9 kbar et 490 °C dans l'est du Massif Central (Schulz *et al.*, 2001).

L'Unité Inférieure des Gneiss (Lower Gneiss Unit, LGU) : Chevauchant le Para-Autochtone, elle est formée par des méta-sédiments comparables à ceux du para-autochtone et qui ont été métamorphisés dans les conditions du faciès amphibolite vers 7 kbar et >600 °C (Bellot and Roig, 2007) entre 365-350 Ma (datation U-Th-Pb par EPMA sur monazites, Melleton *et al.*, 2009) et par de larges massifs d'orthogneiss datés du Cambro-Ordovicien (550-450 Ma) (LA-ICP-MS par U-Pb/zircon, Melleton *et al.*, 2010). Dans l'est du Massif Central, certains orthogneiss ont donné des âges édiacariens 560-540 Ma (LA-ICP-MS par U-Pb/zircon, Chelle-Michou *et al.*, 2017)

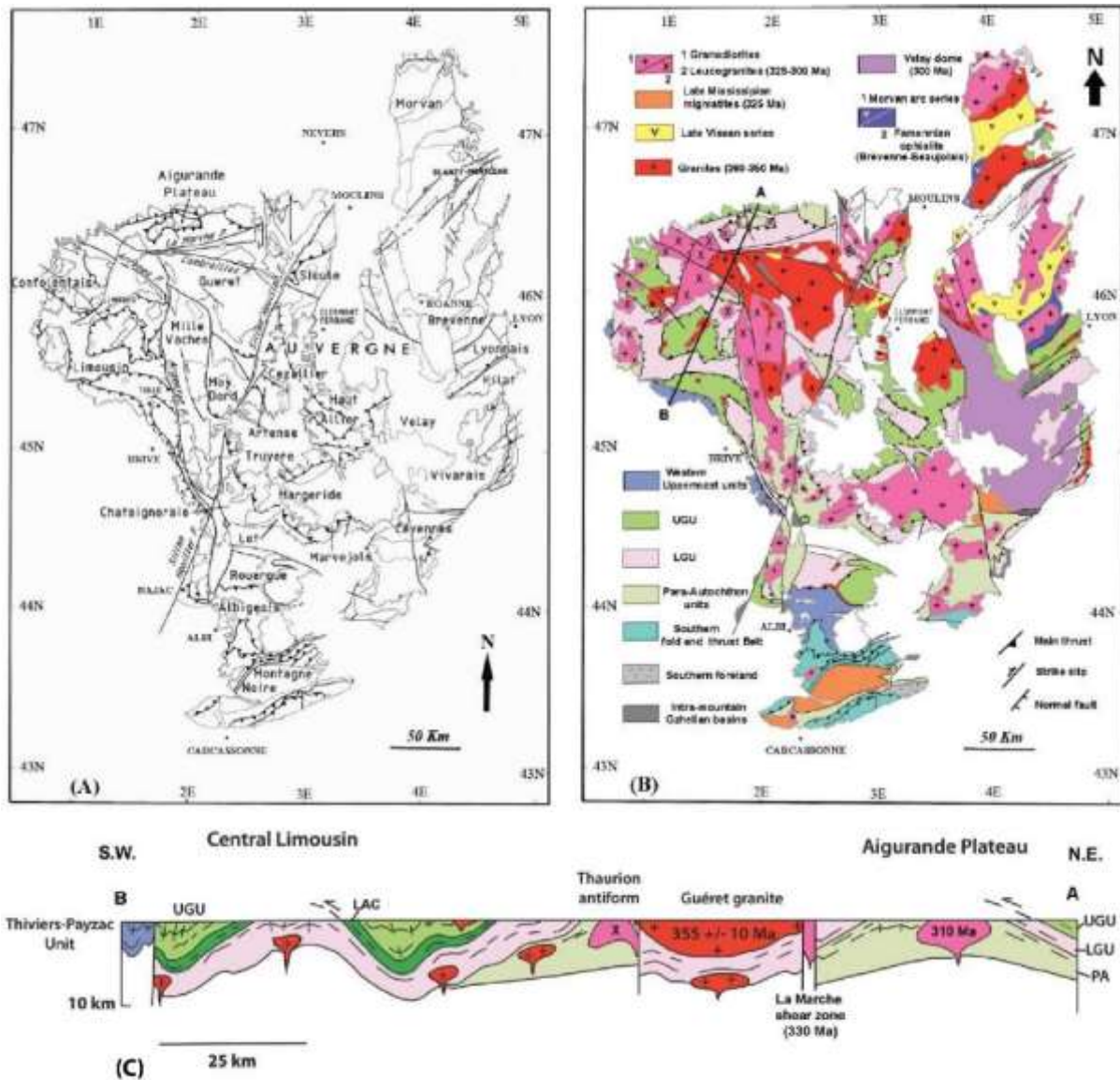


Figure II-9: A) Carte structurale du Massif Central Français occidental B) Localisation géologique des unités. C) Coupe schématique de l’ouest du Massif Central (selon A-B). D’après Lardeaux (2014).

Unité Intermédiaire (Intermediate Unit IU) : Certains auteurs s’accordent sur l’existence d’une Unité Intermédiaire (IU) bien définie dans l’ouest du Massif Central dans la région du Limousin (**Figure II-10**) (Dubuisson *et al.*, 1988, 1989; Berger *et al.*, 2010a). Elle correspondrait globalement à l’allochtone intermédiaire défini dans le massif armoricain (Ballèvre *et al.*, 2009). Elle est formée par des micaschistes contenant localement des grenats et disthènes des éclogites peu à pas rétro-morphosées et des séries ophiolitiques (Dubuisson *et al.*, 1988, 1989; Berger *et al.*, 2010a). Les évidences de la présence d’une Unité Intermédiaire dans le Massif Central sont sujettes à débat dans la communauté varisque. Elle est considérée comme une unité à part entière marquant la transition entre l’UGU et la LGU (Dubuisson *et al.*, 1988, 1989; Berger *et al.*, 2010a) ou comme une unité appartenant au LAC mais avec une lithologie

différente (Vanderhaeghe *et al.*, 2020). Le métamorphisme de HP a été daté vers 412 Ma dans une éclogite fraîche avec un protolithe à 473 Ma (U-Pb/zircon par LA-ICP-MS, Berger *et al.*, 2010a).

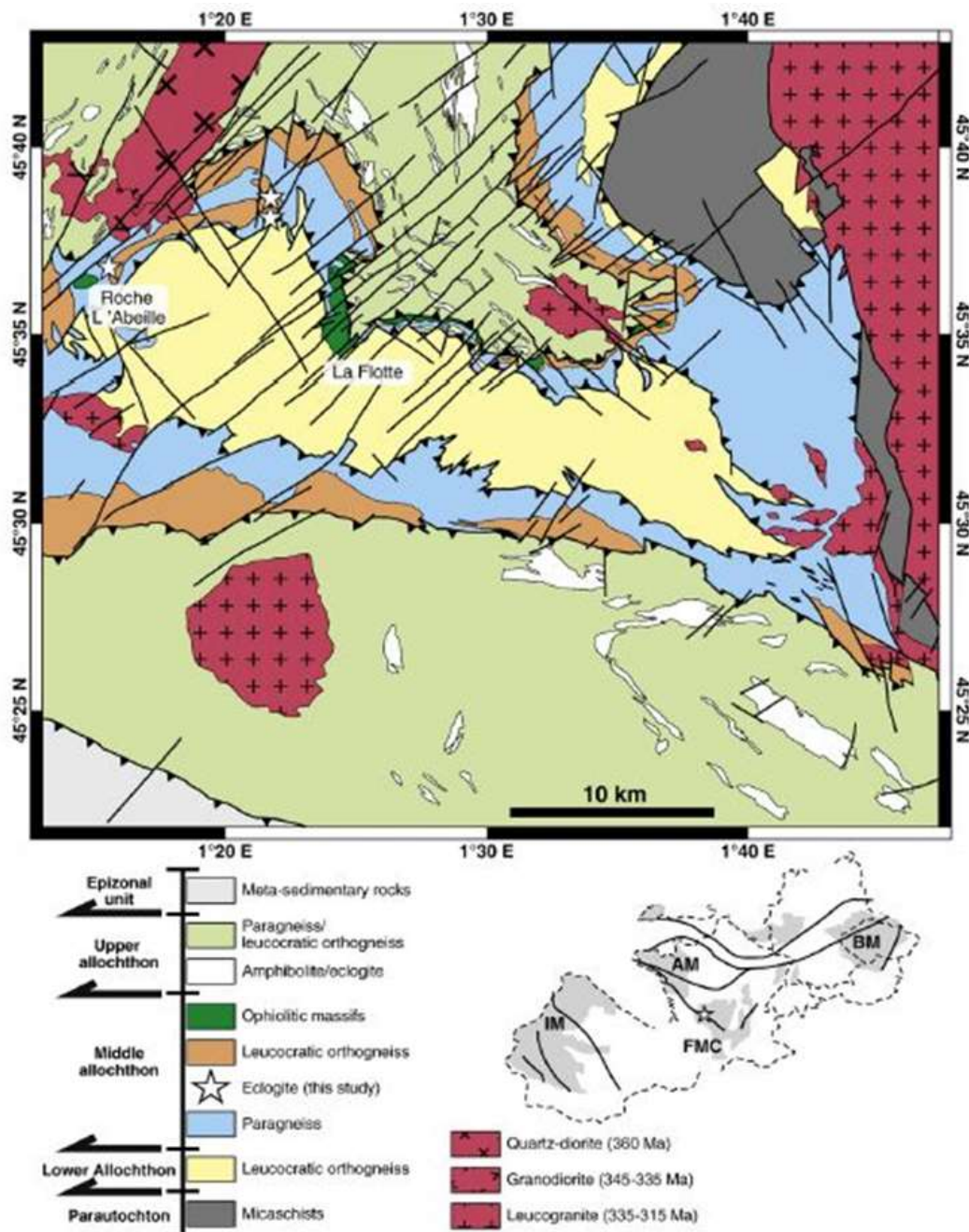


Figure II-10: Carte géologique simplifiée des unités tectoniques majeures et des granitoïdes dans le Limousin. Upper allochthon = UGU, Middle allochthon= IGU, Lower allochthon= LGU D'après Berger *et al.* (2010a).

L'Unité Supérieure des Gneiss (Upper Gneiss Unit, UGU) : Elle chevauche l'unité inférieure des gneiss et est principalement formée par des paragneiss migmatitiques (les gneiss plagioclasiques de Floc'h, 1983) dont les conditions sont mal contraintes mais atteignant probablement 700 °C à 11 kbar (Bellot and Roig, 2007) daté entre 362 et 340 Ma (LA-ICP-MS par U-P/zircon Chelle-Michou *et al.*, 2017] U-Th-Pb sur monazites par microsonde Melleton *et*

al., 2009]. L'UGU est également intrudée dans l'ouest du massif central par des tonalites, diorites et granodiorites calco-alcalines témoins d'un magmatisme de marge active (~365-360 Ma ; LA-ICP-MS par U-Pb/zircon, Pin and Paquette, 2002). On y retrouve également des lambeaux d'orthogneiss Ordoviciens (476-480 Ma) (LA-ICP-MS U-Pb/ zircon, Chelle-Michou *et al.*, 2017) et des lentilles d'éclogites rétro-morphosées dans les conditions du faciès amphibolite/granulite dont le pic métamorphique a été estimé vers 17 kbar et 750 °C (Bellot and Roig, 2007). L'âge du protholite ainsi que le métamorphisme éclogitique sont mal contraints. Paquette *et al.* (1995) ont daté le protolithe d'une éclogite à 480 Ma (U Pb zircon par TIMS) et le métamorphisme éclogitique vers 410 Ma (isochrone Sm-Nd sur minéraux et U-Pb zircon par TIMS). Ce dernier âge a été remis en question récemment suite à de nouvelles analyses (LA-ICP-MS U-Pb/zircon) du même échantillon (Paquette *et al.*, 2017) donnant un âge plus vieux entre 470-480 Ma.

A la base de cette unité, on retrouve le **Complexe Leptyno-Amphibolite (Leptyno-Amphibolitic Complex, LAC)** (Forestier, 1961; Santallier *et al.*, 1988) qui marque la transition entre l'LGU et l'UGU (**Figure II-9.C**). Par définition, il correspond à une association complexe de roches métamorphiques acides (les leptynites) et basiques à ultra-basiques qui renferment des reliques d'un métamorphisme de HP. Il est interprété comme le témoin d'un magmatisme bimodal formé lors du rifting de la marge nord-gondwanienne (Lardeaux, 2014). Le protolithe des orthogneiss et amphibolites du LAC est daté entre 525 et 473 Ma (U-Pb/zircon par TIMS, Pin and Lancelot, 1982; Paquette *et al.*, 1995 ; U-Pb/zircon par LA-ICP-MS; Chelle-Michou *et al.*, 2017; Lotout *et al.*, 2020; U-Pb zircon par SIMS ; Alexandrov *et al.*, 2001).

Le métamorphisme de HP a récemment été daté entre 380 et 360 Ma (isochrones Lu-Hf et Sm-Nd minéraux éclogitiques, Lotout *et al.*, 2018, 2020) remettant en cause les âges Siluro-Dévonien réputés pour la HP dans le MCF (Pin and Lancelot, 1982; Ducrot *et al.*, 1983; Paquette *et al.*, 1995; Berger *et al.*, 2010a) (voir également section **2.4.2** de ce chapitre).

Unités épizonales (Epizonal Unit EP) : Les unités épizonales chevauchent les unités décrites ci-dessus et représentent donc l'unité structurale au sommet de la pile de nappe. Elles sont composées de plusieurs sous unités :

1) L'unité de Thiviers-Payzac et Génis : Située au sud du Limousin, l'unité de Thiviers-Payzac est décrite comme étant similaire lithologiquement à l'unité du Para-autochtone avec un pic métamorphique estimé à 6,5 kbar et 530 °C (Bellot and Roig, 2007). Elle est d'ailleurs interprétée comme structurellement équivalente à au para-autochtone par Ballèvre *et al.* (2009). L'unité de Génis, correspond à des affleurements discontinus de basaltes en coussin, gabbros, radiolarites, schistes siliceux et calcaires du Dévonien moyen (Faure *et al.*, 2009; Lardeaux, 2014). Elle a parfois été considérée comme une séquence ophiolitique (Ledru, 2001) et le métamorphisme a été estimé à 8 kbar et 670 °C (Bellot and Roig, 2007).

2) Les Unités de Brévenne et du Morvan : Localisée au sud du Massif Central, l'unité de Brévenne est formée par des basaltes en coussin, dykes doléritiques, gabbros, roches sédimentaires siliceuses, serpentinites et quelques trondhjémites associées à des séries sédimentaires dévoniennes. Elle est donc interprétée comme un complexe ophiolitique formé

dans un contexte d'arrière-arc au Dévonien tardif et métamorphisée sous les conditions du faciès schiste vert (Pin and Lancelot, 1982; Pin and Paquette, 2002; Faure *et al.*, 2009; Lardeaux *et al.*, 2014; Lardeaux, 2014). L'unité du Morvan correspond principalement à des roches volcaniques non métamorphisées formées au Dévonien tardif, elle est interprétée comme un arc volcanique contemporain au bassin d'arrière-arc de Brévenne (Lardeaux *et al.*, 2014; Lardeaux, 2014).

2.2. Ages des complexes ophiolitiques cambro-ordoviciens

Paquette *et al.* (2017) regroupent les complexes ophiolitiques à travers toute la chaîne Varisque d'Europe en trois groupes (**Figure II-11**) en fonction de leurs âges. Cependant, comme le soulignent Ballèvre *et al.* (2014) il est important de ne pas confondre les « vraies » ophiolites avec de potentielles portions de paléo-prisme d'accrétion ou des portions de croûte continentale contenant des intrusions basiques enfouies au cours de la subduction. Par conséquent à l'échelle de la chaîne Varisque française, trois complexes dont l'origine ophiolitique est certaine seront reconnus dans cette partie.

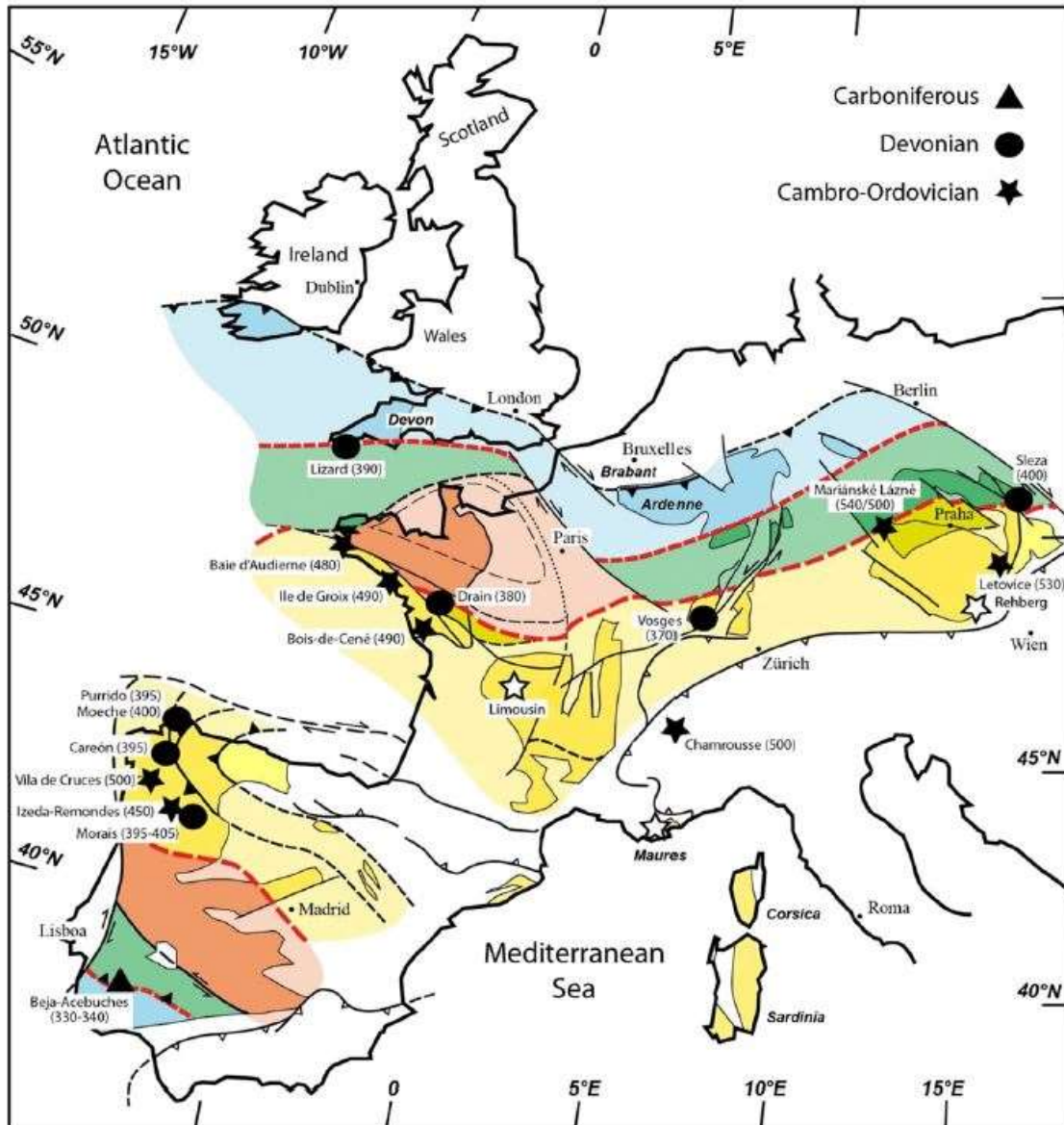


Figure II-11: Distribution des âges des complexes ophilitiques de la chaîne Varisque. D'après Paquette *et al.*, 2017.

Le complexe de la Baie d'Audierne : Il est situé au sein de l'Allochtone Intermédiaire dans le Massif Armoricain. Les données géochimiques, isotopiques des serpentinites suggèrent que la lithosphère océanique s'est développée dans un contexte extensif de bassin d'arrière-arc (Aertgeerts, 2016). Les données géochronologiques (U-Pb/ zircon, Paquette *et al.*, 2017) des roches basiques du complexe d'Audierne donnent un âge Cambro-Ordovicien de 490-482 Ma permettant de relier ces ophiolites à l'ouverture de l'océan Rhéique.

L'ophiolite de Chamrousse : Située dans les massifs cristallins externes alpins, elle est datée au Cambrien Supérieur entre 496 et 500 Ma (Carme and Pin, 1987; Ménot, 1988). Bodinier and Burg, 1981; Bodinier *et al.*, 1986 proposent que cette ophiolite aiet été mise en place dans une ride médio-océanique au sein d'un vaste domaine océanique (Rhéique ?), même si, l'hypothèse d'un emplacement en bassin d'arrière-arc n'est pas complètement écartée.

L'ophiolite du Limousin : Située à l'ouest du Massif Central dans la région du Limousin, elle n'est toujours pas datée à ce jour. D'après les données géochimiques, elle se serait mise en place soit dans un contexte de ride médio-océanique soit dans un contexte de supra-subduction (Dubuisson *et al.*, 1989; Berger *et al.*, 2006, 2010b). Cependant, le manque crucial de données ne permet pas de l'associer clairement à un contexte de mise en place.

2.3. Episodes tectono-métamorphiques

L'empilement en nappe du Massif Central est interprété via plusieurs épisodes tectono-métamorphiques décrits par Faure *et al.* (2009) (**Figure II-12**).

L'évènement D0 est synchronique d'un métamorphisme précoce de HP/UHP enregistré par les éclogites de l'UGU autour de 415 Ma suite à la collision entre Gondwana et Armorica. Les conditions pression-température du métamorphisme éclogitique ont été estimés globalement vers 18-20 kbar et 650-750 °C dans le Massif Central et le Massif Armoricaïn. La cinématique associée à l'enfouissement est mal contrainte mais cet événement marquerait la phase éo-varisque.

L'évènement D1 est contemporain de l'exhumation des roches de HP et d'un métamorphisme de HT ayant affecté l'UGU et la LGU daté vers 385-360 Ma (Lafon, 1986; Duthou *et al.*, 1994; Faure *et al.*, 2008; Melleton *et al.*, 2010) et dont les conditions paroxismales ont été estimées vers 5-7 kbar et 700 °C ± 50 °C suivies d'une décompression isotherme. Les critères de cisaillement dans les migmatites ou les roches basiques indiquent une cinématique top vers le sud-ouest.

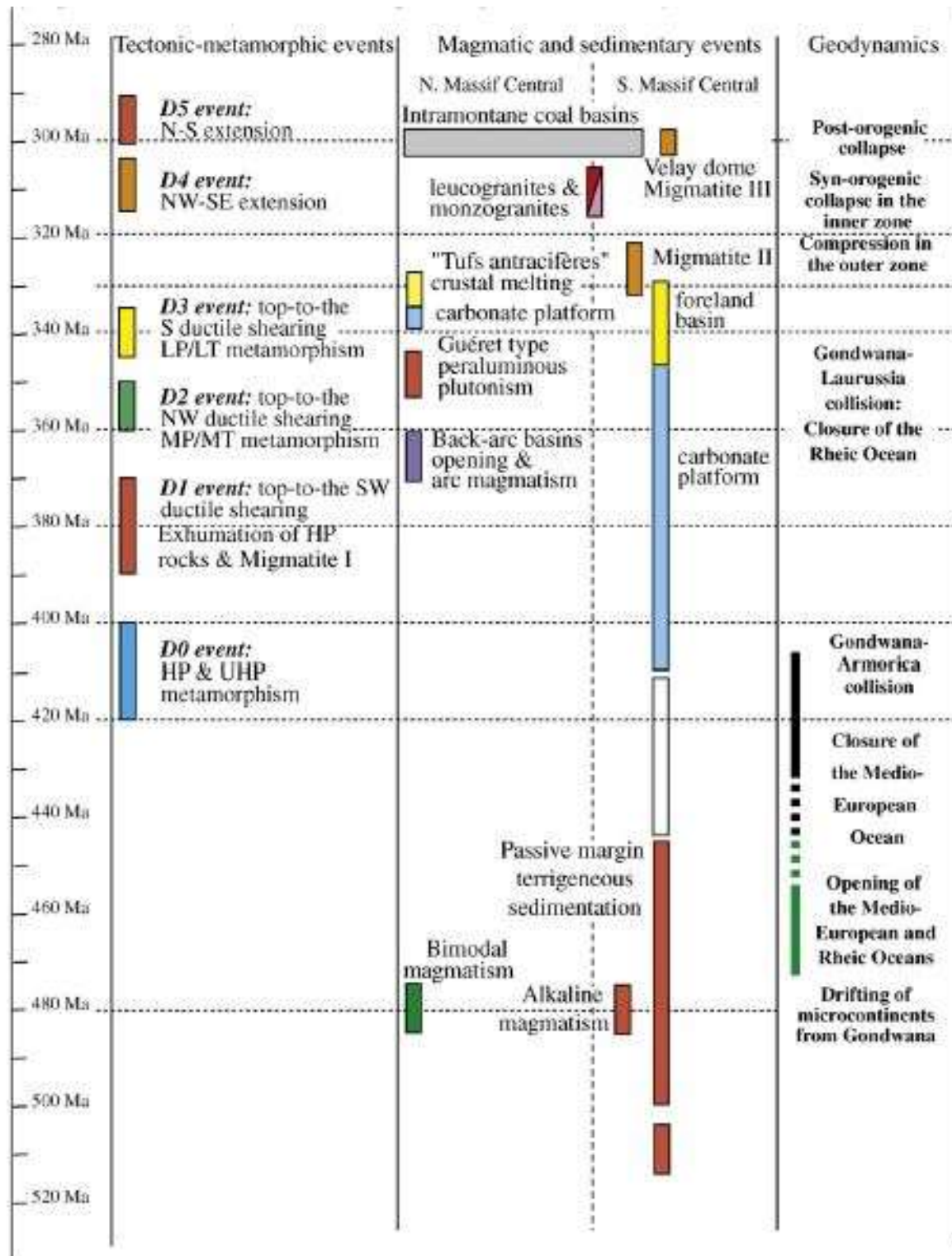


Figure II-12: Tableau synoptique des événements sédimentaires, tectoniques, métamorphiques et magmatiques du Massif Central. D'après Faure *et al.* (2009).

L'évènement D2 est contemporain d'un métamorphisme barrovien lié au début de la collision continentale entre le Gondwana et Laurussia au Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur, il affecte toutes les unités (PA, LGU, UGU, EP). Les conditions du métamorphisme syn-

convergence sont estimées à 7-10 kbar et 600-700 °C dans les méta-sédiments de l'UGU, à 8-10 kbar et 550-600 °C dans les méta-sédiments de la LGU et à 8-10 kbar et 700-800 °C dans les amphibolites de l'LGU et enfin à 4-6 kbar et 400-600 °C dans les méta-sédiments de Thiviers-Payzac. Une cinématique globale top vers le Nord-Ouest est reconnue dans le Massif Central. Cet événement, syn-orogénique est également attribué à la mise en place des roches volcaniques de l'arc magmatique du Morvan et des ophiolites de Brévenne.

L'événement D3 est reconnu seulement au sud du Massif Central, et se traduit par un métamorphisme de bas degrés (faciès schiste vert) au Viséen. Il est associé à une déformation syn-métamorphique top vers le sud datée dans les unités du Para-autochtone entre 340 et 335 Ma.

Enfin, La structuration finale de la chaîne Varisque au Carbonifère supérieur et début du Permien dans le MCF est attribuée à des phases syn et post orogéniques accommodées par une déformation extensive à transtensive NO-SE (événement D4) puis N-S (événement D5) liées à la collision finale au Carbonifère supérieur et à l'effondrement de la chaîne au Carbonifère supérieur-début du Permien. De grands décrochements (*e.g.* failles du Sillon Houiller et d'Argentat), des plutons de granitoïdes, l'emplacement de dômes granitiques et migmatitiques (ex. dôme de Velay) ainsi que des bassins houillers (ex : bassin de Decazeville) sont les témoins de cette structuration finale.

2.4. Les élogites dans le Massif Central

2.4.1. Localisation des élogites et conditions P-T

En fonction des observations pétrographiques, des données P-T ainsi que par analogie au domaine Ibérique, Ballèvre *et al.* (2009) introduisent la subdivision d'élogites rétro-morphosées de haute température (HP-M/HT, ≥ 700 °C, localement associées à des granulites) et des élogites de basse-température (HP-BT < 700 °C, parfois associées à des schistes bleus) situées dans deux unités structurales différentes. Ces deux types d'élogites ont été attribuées dans le Massif Central à deux subductions différentes dans le temps. Les élogites de HP-HT seraient liées à une subduction au Silurien-Dévonien tandis que les élogites de HP-BT seraient liées à une subduction au Dévonien supérieur.

Contrairement au Massif Armoricaïn et avant des publications parues depuis 2018, dans le Massif Central seules les élogites siluro-dévonniennes de HP-HT ont été reconnues au sein de l'UGU (équivalent de l'Allochtone supérieur dans le Massif Armoricaïn) (**Figure II-13**). Globalement, les conditions P-T du métamorphisme de HP dans le Massif Central s'étalent entre 1 et 2,9 GPa pour des températures entre 630 et 880 °C. les gradients géothermiques calculés au pic de pression (pression et température maximales atteintes au prograde) varient de 203 à 860 °C/ GPa (**Tableau II-1**).

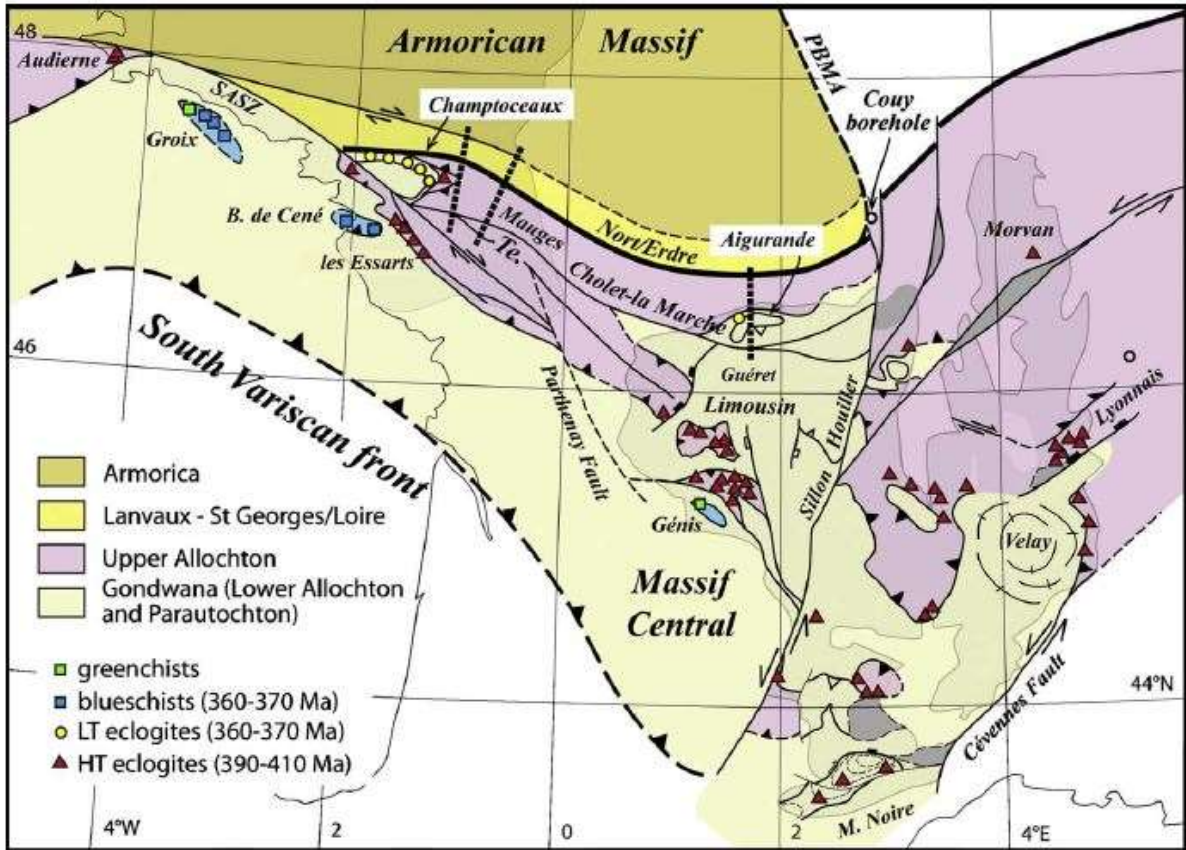


Figure II-13: Localisation des différentes écolites et des schistes bleus dans le Massif Armoricain et le Massif Central. D'après Ballèvre *et al.* (2009).

Tableau II-1 : Synthèse des données pression-température disponibles dans le Massif Central en fonction de l'unité structurale et gradients géothermiques associés calculés au pic de pression.

Unité	Etude	T min (°C)	T max (°C)	P min (GPa)	P max (GPa)	Gradient HP (°C/GPa)
UGU	Burg et al., 1984	750	750	1.6	1.6	469
	Dufour (1985)	860	860	1	1	860
	Paquette et al., 1995	710	710	1.9	1.9	374
	Lardeaux et al., 2001	750	750	2.8	2.8	268
	Bellot et Roig (2007)	700	700	1.7	1.7	412
	Whitney et al., 2015	725	725	1.4	1.4	518
	De Hoym De Marien et al., 2020	750	880	2.3	2.3	383
LAC	Nicollet (1977)	650	700	1.5	1.5	465
	Nicollet et Leyreloup (1978)	750	840	1.25	2	420
	Burg et al., 1985	700	800	1.4	1.7	471
	Bouchardon et al., 1986	680	740	1.5	1.7	435
	Delor et Leyreloup (1986)	760	760	1.45	1.45	524
	Briand et al., 1988	650	730	1.5	1.6	456
	Briand et al., 1988	800	850	1	1.2	708
	Mercier et al., 1989	700	780	1.4	1.6	488
	Lotout et al., 2018	560	630	1.5	2	315
	Lotout et al., 2020	680	800	2.1	2.3	348
	Delor et al., 1986	760	760	1.45	1.45	524
IU	Berger et al., 2010	620	670	2.9	3.3	203
LGU	Bernard Griffiths et Jahn (1981)	780	830	1.5	1.5	553
	Bellot et Roig (2008)	700	700	1.56	1.56	449

Dans le détail, les éclogites rétro-morphosées dites de HP-HT sont fréquentes dans les paragneiss migmatitiques de l'UGU et les amphibolites du LAC (Lardeaux *et al.*, 2001; Lardeaux, 2014). Elles enregistrent le plus souvent une évolution à « haute-température » au pic de pression ² (≥ 700 °C) (*e.g.* Briand *et al.*, 1988; Lardeaux *et al.*, 2001; Bellot and Roig, 2007; Whitney *et al.*, 2015; de Hoym de Marien *et al.*, 2020) à l'exception des éclogites de la klippe de Najac étudiées récemment par Lotout *et al.* (2018) et interprétées comme faisant partie du LAC. Ces éclogites de la klippe de Najac sont décrites comme des éclogites fraîches de HP-BT incluses dans des micaschistes de HP riches en phengite contenant parfois du grenat (Burg *et al.*, 1984; Delor *et al.*, 1987 ; Benmammam *et al.*, 2020). Par opposition au reste des éclogites de l'UGU et du LAC, les conditions P-T estimées par Lotout *et al.* (2018) mettent en évidence une cristallisation à basse température ne dépassant pas les 650 °C. Selon Berger *et al.* (2010a), cette évolution P-T caractérise les éclogites de l'unité intermédiaire emballées dans des micaschistes qui ne montrent pas d'évidence d'un métamorphisme de HT. Les conditions P-T montrent des températures de cristallisation inférieures à 680 °C proches de celles estimées par Lotout *et al.* (2018). Ces éclogites de Najac pourraient correspondre aux

éclogites dites de HP-BT, cette interprétation est discutée en détail dans Benmammar *et al.* (2020).

Le manque crucial de données P-T robustes ne permet pas d'extrapoler sans ambiguïté cette subdivision dans l'ensemble du Massif Central. La majorité des données sont anciennes et ont été estimées uniquement par thermobarométrie ou via des grilles pétrogénétiques avant l'avènement des calculs de diagrammes de phases via la thermodynamique (pseudosections). De plus, une diversité du métamorphisme de HP peut aussi refléter différentes conditions de décompression (**Figure II-14**). Le degré de rétro-morphose dépend fortement de la température à laquelle les roches sont exhumées mais aussi à d'autres paramètres tels que la teneur en eau disponible et la vitesse d'exhumation (exemple : Rubie, 1990).

Dans le Massif Armoricaïn, la possibilité qu'une pluralité du métamorphisme de HP soit liée à différentes exhumations a été introduite par Paquette (1987). En effet, il relève la présence de deux types d'éclogites situées dans deux unités structurales différentes. On retrouve, des éclogites fraîches situées dans l'unité inférieure du complexe de Champtoceaux et des éclogites rétro-morphosées situées dans l'unité supérieure du complexe de Champtoceaux (**Figure II-15**). Il propose une même évolution P-T au cours du métamorphisme prograde avec deux exhumations différentes. Une exhumation avec refroidissement pour les éclogites fraîches et une exhumation à température constante pour les éclogites rétro-morphosées. Alors que Ballèvre and Marchand (1991) et Ballèvre *et al.* (2014) montrent la présence d'une zonation prograde dans le métamorphisme de HP au sein du complexe de Champtoceaux, et l'interprètent comme reflétant différentes profondeurs d'enfouissement.

Chapitre II – Contexte géologique général de la chaîne Varisque et du Massif Central

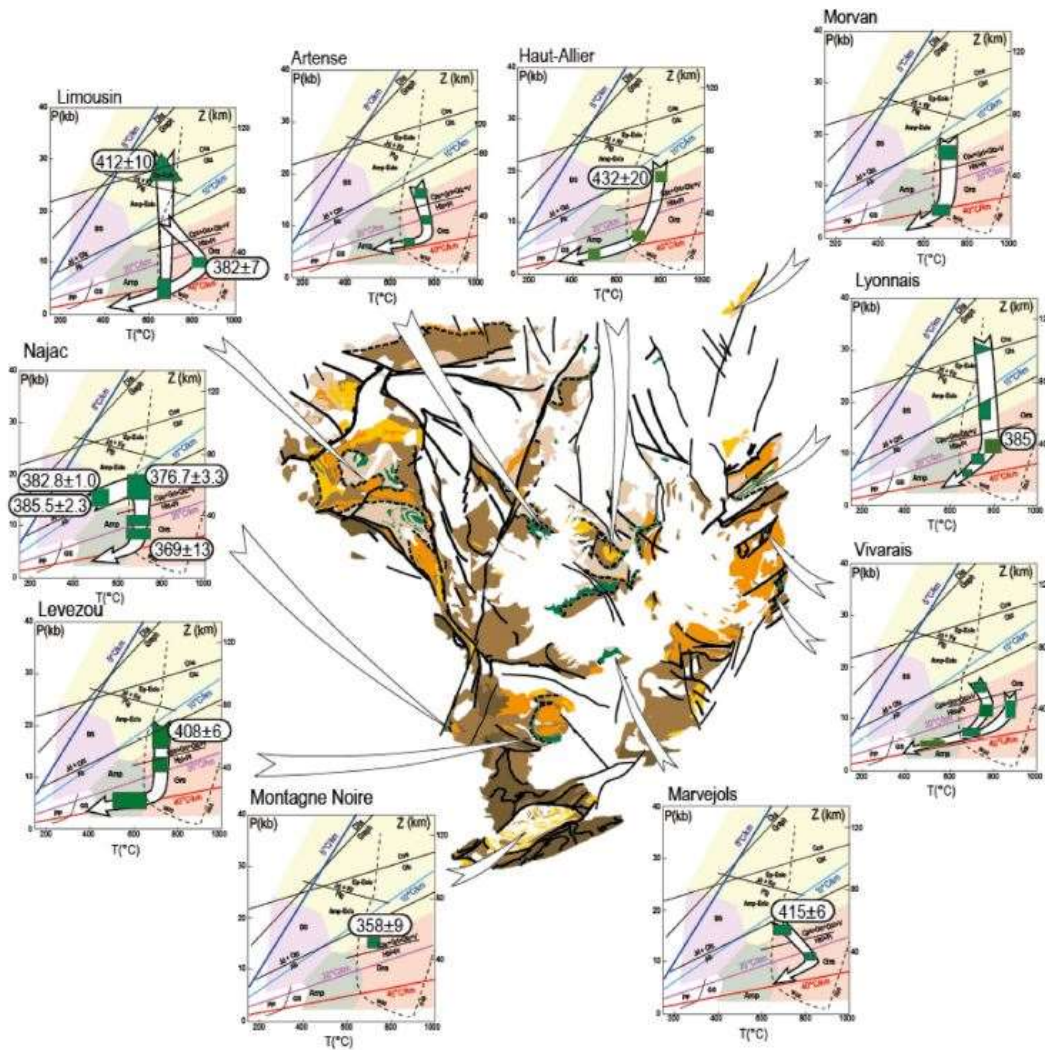


Figure II-14: Cheminement P-T-t des éclogites de l'UGU/LAC et UGI montrant une variabilité dans les trajectoires progrades et rétrogrades. D'après Vanderhaeghe *et al.*, 2020.

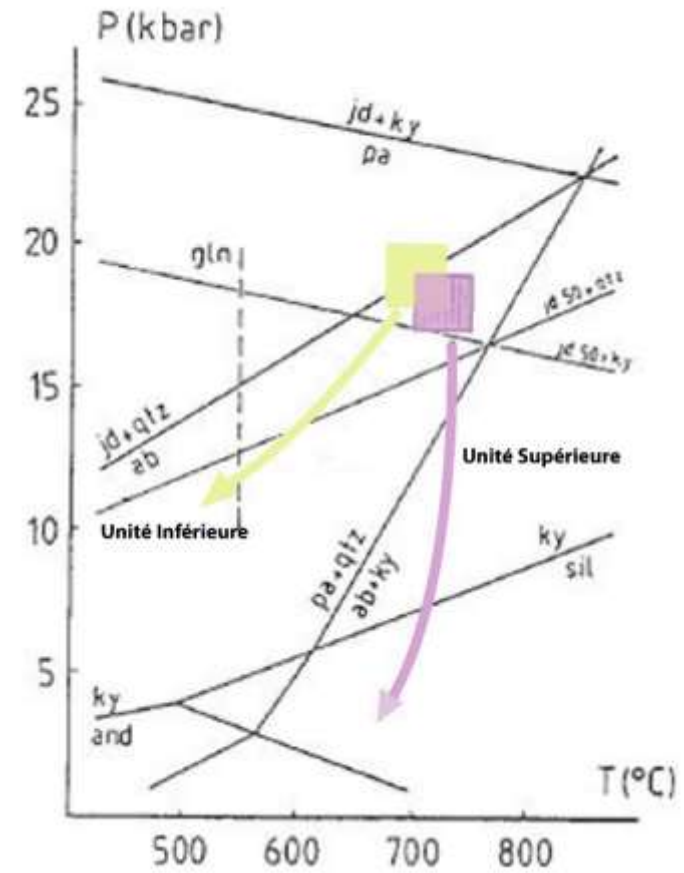


Figure II-15: Chemins P-T des éclogites de champtoceaux. D'après Paquette (1987).

2.4.2. Age du métamorphisme de HP

D'après le **(Tableau II-1)**, on peut constater que l'âge du métamorphisme de HP dans le Massif Central a d'abord été contraint en utilisant les anciennes méthodes impliquant la dissolution des zircons suivi d'une analyse par TIMS. Ces âges suggèrent un âge Siluro-Dévonien entre 430 et 400 Ma au sein de l'UGU (Pin and Lancelot, 1982; Ducrot *et al.*, 1983; Paquette *et al.*, 1995). La majorité des reconstitutions qui impliquent plusieurs domaines océaniques dans le Massif Central, relie cette phase de convergence précoce à la fermeture de l'Océan Galice-Massif Central/ Médio-Européen (Faure *et al.*, 2008, 2009; Lardeaux *et al.*, 2014). Plus tard, avec l'évolution des méthodes analytiques, Berger *et al.* (2010a) proposent en utilisant la méthode LA-ICP-MS par U-Pb/ zircon deux âges au sein de l'UGI. Un âge à la transition Silurien-Dévonien vers 412 Ma interprété comme étant l'âge de la HP par analogie avec les données anciennes et un âge plus jeune au Dévonien Moyen vers 382 Ma interprété comme un événement de MT-HT mais qui pourrait finalement correspondre à l'âge de la HP.

En effet, des données plus récentes utilisant la datation de zircon in-situ par LA-ICP-MS et des isochrones Sm-Nd et Lu-Hf sur minéraux témoignent plutôt d'un processus de subduction d'âge Dévonien supérieur dans le sud du Massif Central au sein de l'UGU entre 380 et 358 Ma (Lotout *et al.*, 2018, 2020). Ces nouveaux résultats ont fortement remis en question les âges siluro-dévonien dans le Massif Central. Cependant, par manque de données géochronologiques, une zonation du métamorphisme de HP n'est pas à bannir, étant donné que ces âges dévonien supérieur ont été obtenus au sud du Massif C, contrairement aux anciennes données acquises plus au nord. De plus, l'âge à 358 Ma (Lotout *et al.*, 2020) est proche de l'âge d'un magmatisme d'arc fini-Dévonien (Pin and Paquette, 2002) dans l'UGU. Cela impliquerait, soit que l'âge de l'évènement de HT fini-dévonien doive être remis en question, soit une extension arrière-arc syn-subduction au Dévonien supérieur/Carbonifère inférieur.

Le Massif Armoricaïn, appartenant au même bloc continental que le Massif Central dans les reconstitutions paléogéographiques (Franke *et al.*, 2017) a également vu un rajeunissement des âges du métamorphisme de HP avec le développement des méthodes analytiques et ce, quel que soit l'unité structurale (Ballèvre *et al.*, 2014; Paquette *et al.*, 2017). En effet, les premières données chronologiques utilisant U-Pb/zircon par TIMS ont d'abord suggéré un âge de HP vers 410 Ma et 440 Ma (Peucat *et al.*, 1982; Paquette *et al.*, 1985). Plus tard les travaux de Bosse *et al.* (2000, 2005, 2010) utilisant plusieurs techniques analytiques (voir détails sur le **Tableau II-2**) replacent l'âge du métamorphisme de HP au Dévonien Supérieur entre 370 et 360 Ma en accord avec les travaux de Paquette *et al.* (2017) qui suggèrent un âge entre 355 et 353 Ma en U-Pb/zircon par LA-ICP-MS. Par conséquent, en plus d'un manque de données P-T récentes sur le métamorphisme de HP dans le Massif Central, son âge et sa durée restent encore des questions ouvertes.

Tableau II-2 : Synthèse des données géochronologiques datant le métamorphisme de HP dans le Massif Central et le Massif Armoricaïn.

Massif	Etude	Roche	Méthode	Age de HP (Ma)
Massif Central	Pin et Lancelot 1982	Trondhjémite de HP	ID-TIMS U-Pb/zircon	415 ± 6
	Ducroux et al., 1983	éclogite	ID-TIMS U-Pb/zircon	432 ± 20
	Paquette et al., 1995	éclogite	ID-TIMS U-Pb/zircon	394 ± 51
	Paquette et al., 1995	éclogite	ID-TIMS Sm-Nd/roche totale et grenat	408 ± 7
	Berger et al., 2010	éclogite	LA-ICP-MS U-Pb/zircon	412 ± 6 ou 382 ± 7
	Lotout et al., 2018	éclogite	MC-ICP-MS Sm/Nd/roche totale et minéraux éclogitiques	376.7 ± 3.3
	Lotout et al., 2020	éclogite	MC-ICP-MS Lu-Hf/ roche totale et minéraux éclogitiques	358 ± 1.5
Massif Armoricaïn	Peucat et al., 1982	éclogite	ID-TIMS U-Pb/zircon	436 ± 15 Ma
	Paquette et al., 1985	éclogite	ID-TIMS U-Pb/zircon	413 ± 16 Ma
	Paquette, 1987	éclogite à glaucophane (Cx-5)	ID-TIMS U-Pb/zircon	358 ± 2 Ma
	Paquette, 1987	micaschiste éclogitique	ID-TIMS U-Pb/zircon	315-360 Ma
	Bosse et al., 2000	éclogite à glaucophane	ID-TIMS Sm-Nd/roche totale et minéraux éclogitiques	362 ± 25
	Bosse et al., 2000	éclogite à glaucophane (CX-5) recalculée de Paquette, 1987	LA-MC-ICPMS U-Pb/zircon	356 ± 8
	Bosse et al., 2005	Schistes bleus et micaschistes	Ar-Ar/ phengite	364 ± 1.4
	Bosse et al., 2005	Schistes bleus	Rb-Sr/ roche totale et phengite	361 ± 5
	Bosse et al., 2010	Gneiss affecté par la HP	LA-ICP-MS U-Pb/monazite	373 ± 13
	Paquette et al., 2017	éclogite à glaucophane	LA-ICP-MS U-Pb/zircon	355 ± 4
	Paquette et al., 2017	éclogite	LA-ICP-MS U-Pb/zircon	353 ± 3

2.5. Les différents modèles d'évolution géodynamique du Massif Central

Les modèles géodynamiques proposés dans la littérature pour la structuration du Massif Central divergent principalement sur le nombre de subductions ainsi que les domaines océaniques associés.

A titre d'exemple, les modèles proposés par Lardeaux *et al.* (2014) (**Figure II-16**) et Faure *et al.* (2008) considèrent deux phases de convergence liées à deux zones de subduction différentes dans le temps. Une première phase de convergence au Silurien-Dévonien est accommodée par la subduction de l'océan Galice-Massif Central/Médio-européen sous Armorica. Elle est associée au métamorphisme de HP enregistré entre 430 et 400 Ma et attribuée par conséquent à l'évènement D0 associé à la formation d'une suture dite éo-varisque (Faure *et al.*, 2009). L'exhumation des roches de HP vers 390-385 Ma est attribuée quant à elle à l'évènement D1. Au nord du Massif Central, une seconde phase de convergence est accommodée par la subduction de l'océan Rhéique/Saxo-Thuringien suite à la convergence

entre Gondwana et Laurussia vers 370-360 Ma. Cette zone de subduction est directement associée à la formation du bassin d'arrière-arc de Brévenne et l'arc du Morvan.

Un second exemple, est proposé par les modèles géodynamiques de Matte (1986) (**Figure II-17**) ou encore plus récemment par Vanderhaeghe *et al.* (2020). Ces modèles expliquent la structuration du Massif Central par une seule phase de convergence entre Armorica et Laurussia. Elle est accommodée par une seule zone de subduction, celle de l'océan Galice-Massif Central/Médio-européen qui débute vers 450-420 Ma et se poursuit jusqu'au Dévonien supérieur (360 Ma). Ils expliquent le bassin d'arrière-arc de Brévenne et l'arc magmatique du Morvan par des épisodes de retrait/rupture du slab pouvant varier la géométrie de la zone de subduction au cours du temps (voir aussi Matte, 2007). La collision carbonifère est commune à tous les modèles et débute en moyenne vers 350 Ma (se référer aux détails dans les sections **1.2** et **2.3**).

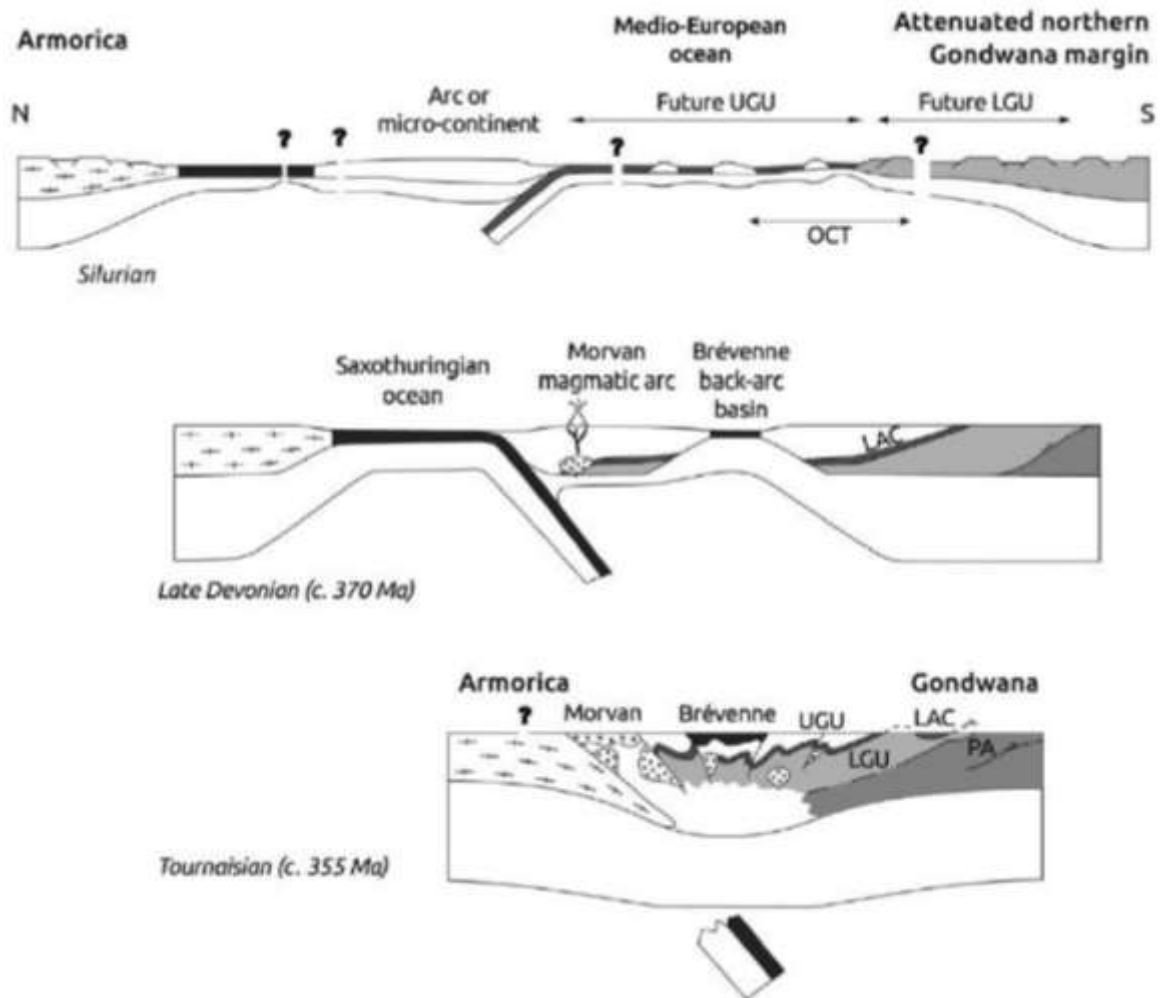


Figure II-16: Modèle géodynamique de l'évolution du Massif Central. OCT, océan-continent transition zone ; LAC, Leptyno-Amphibolitic complex ; UGU, Upper Gneiss Unit ; LGU, Lower Gneiss Unit ; PA, Parautochthon. D'après Lardeaux *et al.*, 2014.

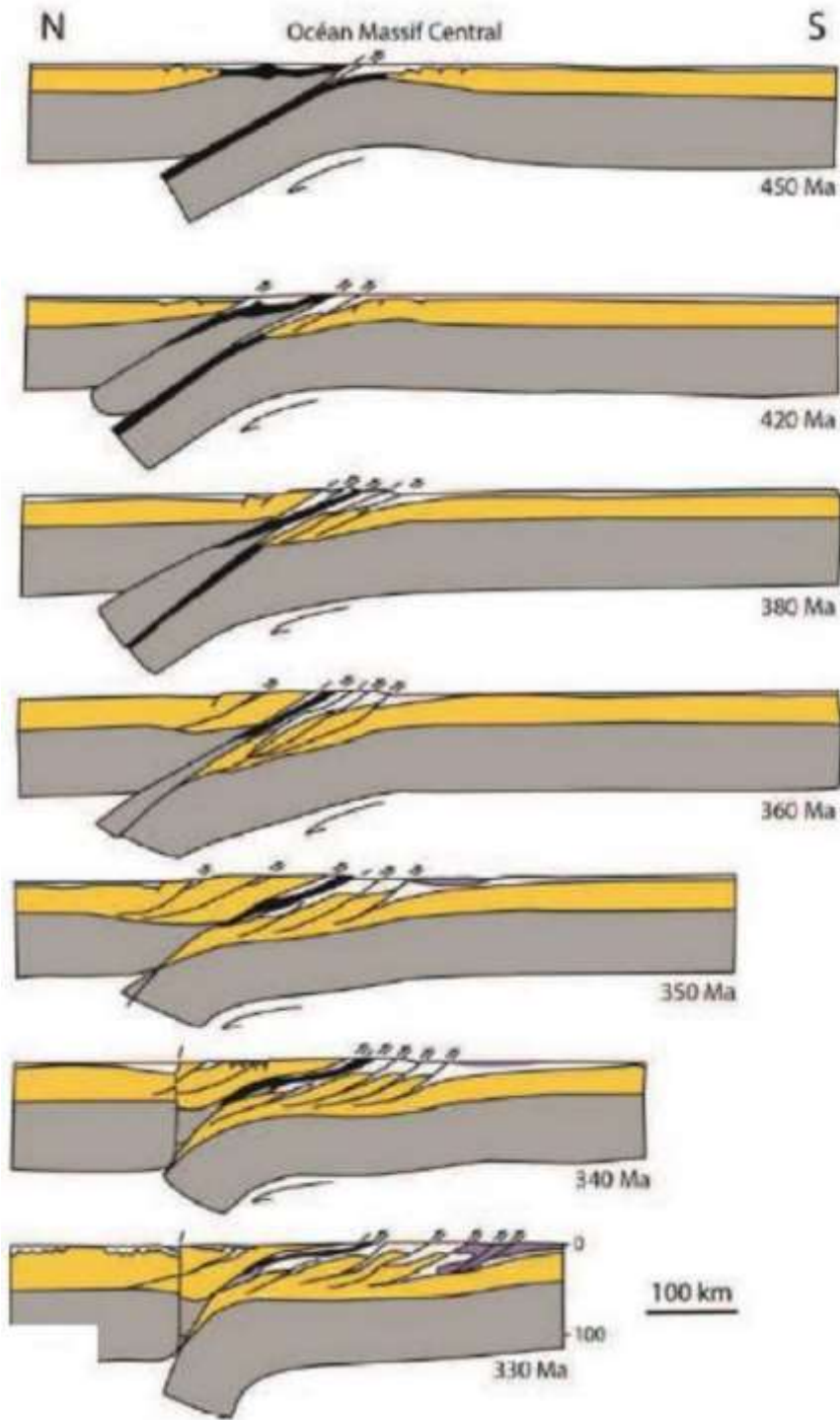


Figure II-17: Evolution géodynamique monocyclique du Massif Central d'après Matte (1989).

Bilan

Jusqu'à présent l'évolution géodynamique de la chaîne Varisque française et du MCF reste débattue. Il n'existe aucun réel consensus sur le nombre de plaques lithosphériques impliquées dans la configuration de la chaîne.

Dans le Massif Central deux zones de sutures sont reconnues (Ballèvre *et al.*, 2009, 2014). La suture sud (Galice Massif Central, Sud-Brittany ou éo-varisque, selon les auteurs), qui résulte de la convergence Siluro-Dévonienne d'Avalonia et Armorica et la suture nord (Rhéique) qui résulte de la convergence au Dévonien supérieur entre Armorica et la marge nord gondwanienne. Cependant, les modèles géodynamiques proposés divergent sur plusieurs points et notamment sur le nombre des zones de subduction et l'âge du métamorphisme de HP associé, notamment au niveau du Massif Central. Le manque crucial de cheminement P-T pouvant être interprétés en termes de processus de subduction et d'exhumation (Ballèvre *et al.*, 2014; Lardeaux, 2014) ainsi qu'un manque de données chronologiques récentes handicapent notre compréhension de la dynamique Varisque dans le Massif Central (Lardeaux, 2014; Regorda *et al.*, 2020).

A titre de comparaison, dans le Massif Armoricain voisin, la compréhension de la géodynamique Varisque est moins controversée. Une pluralité du métamorphisme de HP est mise en évidence (exemple : complexe de Champtoceaux, Paquette, 1987; Ballèvre *et al.*, 2014) et interprétée via différents processus de subduction et/ou d'exhumation. De plus l'âge de l'évènement de HP lié à la fermeture de l'océan Médio-Européen est bien contraint au sud du massif dans les éclogites du complexe de Champtoceaux et les schistes bleus de l'île de Groix entre 370-360 Ma (Paquette, 1987; Bosse *et al.*, 2000, 2005; Paquette *et al.*, 2017), un âge compatible avec le reste de la chaîne Varisque (Paquette *et al.*, 2017). Par contre, dans le Massif Central, le manque de données P-T ne permet pas d'évaluer une diversité du métamorphisme de HP en fonction des différentes unités structurales. L'âge du métamorphisme de HP lié à la fermeture de l'océan Médio-Européen est significativement plus vieux que dans le reste de la chaîne (vers 410 Ma d'après Pin and Lancelot, 1982; Ducrot *et al.*, 1983; Paquette *et al.*, 1995; Berger *et al.*, 2010a) sachant que dans les modèles géodynamiques l'Armorique et le Massif Central sont considérés comme étant un même bloc continental.

De récentes études (Lotout *et al.*, 2018, 2020) effectuées sur des éclogites du sud du Massif Central rajeunissent le métamorphisme de HP dans le Massif Central (380-360 Ma). Ces nouvelles données chronologiques révèlent soit un diachronisme dans l'âge du métamorphisme de HP, avec des âges au sud du massif plus jeunes qu'au nord d'en moyenne de 40 Ma, soit que les modèles géodynamiques doivent être remis en question. Cela implique a) que les événements D0-D1-D2 proposés par Faure *et al.* (2005, 2008, 2009) devraient être rajeunis, b) que l'âge de la fusion partielle (Melleton *et al.*, 2009) et le magmatisme d'arc fini-Dévonien (Pin and Paquette, 2002) situés dans l'UGU devraient soit être remis en question, soit indiquer une extension arrière-arc syn subduction, c) soit que la structuration du Massif Central est le résultat d'un seul cycle orogénique impliquant une seule zone de subduction vers le nord entre 380-360 Ma. Elle serait liée par analogie au Massif Armoricain à la fermeture d'un seul domaine océanique (Océan Galice-Massif Central ou

Médio-Européen). Dans ce cas, une évolution de la géométrie de la zone de subduction en fonction de différentes natures de matériel enfoui peut ainsi expliquer la dynamique globale du Massif Central et une diversité des données P-T pourrait refléter différents processus de subduction et/ ou d'exhumation. Il faut cependant retenir avant toute interprétation et discrimination des anciennes données, que les moyens analytiques ont beaucoup évolué et surtout que la complexité de l'architecture varisque repose sur une structuration en un empilement de nappes (unités allochtones). Cette structuration rend difficile l'interprétation de la répartition des domaines métamorphiques, notamment du métamorphisme de HP ainsi que les témoins de croûte océanique (ophiolites) et bassins d'arrière-arc.

CHAPITRE III

Evolution pression-température et implications des métamorphismes amphibolitique et éclogitique du Dévonien supérieur dans le sud du Massif central français

Réf.: Benmammar, A., Berger, J., Triantafyllou, A., Duchene, S., Bendaoud, A., Baele, J.-M., Bruguier, O. & Diot, H. (2020). Pressure-temperature conditions and significance of Upper Devonian eclogite and amphibolite facies metamorphisms in southern French Massif central. *Bulletin de la Société Géologique de France* **191**.

1. Résumé

Les unités tectonométamorphiques du sud-ouest du Massif central français, dans l'ouest du Rouergue, sont structurées selon une séquence métamorphique inverse où les unités du faciès éclogite et amphibolite se situent au sommet de l'empilement des nappes. Ces unités régionales sont généralement incorporées dans le complexe leptynoamphibolique, formant la base de l'Unité des Gneiss Supérieurs. Suite à une étude comparative de l'histoire métamorphique des unités de Najac et de Laguépie, deux unités tectono-metamorphiques peuvent être distinguées. L'unité de Najac est composée de métapélites à phengite-grenat pauvres en biotite, d'une intrusion basique-ultrabasique renfermant des éclogites rétro-morphosées et des orthogneiss à phengite. Le grenat commence sa croissance vers 380 °C/6–7 kbar, suivi d'un pic de pression à 16 kbar et 570 °C et enfin d'une rétro-morphose dans les conditions du faciès des schistes verts. L'âge du métamorphisme de haute pression a été contraint récemment entre 383 et 369 Ma. L'unité de Laguépie est formée par des amphibolites avec ou sans grenat renfermant des lentilles isolées, des veines ou dykes de gneiss leucotonalitique. Les conditions P-T ont été estimées sur une amphibolite à grenat à 710 °C et 10 kbar pour la fusion partielle suivie d'une rétro-morphose et une déformation dans les conditions du faciès des amphibolites et des schistes verts. Les datations U-Pb sur des bordures de zircons d'une veine de gneiss leucotonalitique donnent un âge de 363 ± 3 Ma, interprété comme marquant la cristallisation magmatique des zircons après l'initiation de la fusion partielle de l'encaissant amphibolitique. L'unité de Najac a enregistré la subduction d'une marge continentale au Dévonien supérieur. Elle peut être corrélée à un Allochthone Intermédiaire, compris entre l'Unité des Gneiss Inférieurs et l'Unité des Gneiss Supérieurs. Une telle unité intermédiaire est encore mal définie dans le Massif central français mais elle peut être un équivalent latéral des schistes bleus de Groix dans le Massif Armoricaïn. L'unité amphibolitique du Dévonien Supérieur de Laguépie est reliée en termes d'évolution P-T-t à l'Unité des Gneiss Supérieurs dans le Massif Central français occidental. Ce métamorphisme du Dévonien tardif est contemporain d'un magmatisme de marge active et confirme que le sud du Massif Central français appartenait à la plaque continentale supérieure d'un système de subduction océan-continent juste avant l'empilement des nappes durant le Mississippien.

Mots clés : Varisque, Rouergue, métamorphisme HP, fusion partielle

Pressure-temperature conditions and significance of Upper Devonian eclogite and amphibolite facies metamorphisms in southern French Massif central

Anissa Benmammour^{1,2}; Julien Berger^{1*}; Antoine Triantafyllou^{3,4}; Stéphanie Duchene¹; Abderrahmane Bendaoud²; Jean-Marc Baele⁵; Olivier Bruguier⁶; Hervé Diot^{7,8}.

¹ Géosciences Environnement Toulouse, Université de Toulouse, CNRS, IRD, UPS, Toulouse, France

² Department of Geology, Université des Sciences et Techniques Houari Boumediene, Algiers, Algeria

³ Department of Geology, University of Liège, Sart Tilman, Liège, Belgium

⁴ Department of Geosciences, University of Arizona, Tucson, USA

⁵ Department of Geology and Applied Geology, Université de Mons, Belgium

⁶ LPGN, UMR-CNRS 6112, Université de Nantes, Nantes, France

⁷ Université de La Rochelle, La Rochelle, France

*Corresponding author: Julien Berger (julien.berger@get.omp.eu)

Keywords: Variscan, Rouergue, HP metamorphism, partial melting

2. Abstract

The southwestern French Massif central in western Rouergue displays an inverted metamorphic sequence with eclogite and amphibolite facies units forming the top of the nappe stack. They are often grouped into the leptyno-amphibolite complex included, in this area, at the base of the Upper Gneiss Unit. We sampled garnet micaschists and amphibolites to investigate their metamorphic history with isochemical phase diagrams, thermobarometry and U-Pb zircon dating. Our results demonstrate that two different tectono-metamorphic units can be distinguished.

The Najac unit consists of biotite-poor phengite-garnet micaschists, a basic-ultrabasic intrusion containing retrogressed eclogites and phengite orthogneisses. Pressure and temperature estimates on micaschists with syn-kinematic garnets yield a prograde with garnet growth starting at 380 °C/6-7 kbar, peak pressure at 16 kbar for 570 °C, followed by retrogression in the greenschist facies. The age of high-pressure metamorphism has been constrained in a recent publication between ca. 383 and 369 Ma. The Laguépie unit comprises garnet-free and garnet-bearing amphibolites with isolated lenses, veins or dykes of leucotonalitic gneiss. Thermobarometry and phase diagram calculation on a garnet amphibolite yield suprasolidus peak P-T conditions at 710 °C, 10 kbar followed by retrogression and deformation under greenschist facies conditions. New U-Pb analyses obtained on igneous zircon rims from a leucotonalitic gneiss yield an age of 363 ± 3 Ma, interpreted as the timing of zircon crystallization after incipient partial melting of the host amphibolite.

The eclogitic Najac unit records the subduction of a continental margin during Upper Devonian. It is tentatively correlated to a Middle Allochthon, sandwiched between the Lower Gneiss Unit and the Upper Gneiss Unit. Such an intermediate unit is still poorly defined in the French Massif central but it can be a lateral equivalent of the Groix blueschists in the south Armorican massif. The Uppermost Devonian, amphibolite facies Laguépie unit correlates in terms of P-T-t evolution to the Upper Gneiss Unit in the Western French Massif central. This Late Devonian metamorphism is contemporaneous with active margin magmatism and confirms that the French Massif central belonged to the continental upper plate of an ocean-continent subduction system just before the stacking of Mississippian nappes.

3. Introduction

The evaluation of pressure-temperature-time paths in orogenic belts is fundamental to reconstruct the geotectonic evolution before, during and after the orogenesis. Specifically, pre-collisional eclogite and blueschist high-pressure (HP) units formed in the subducting slab (Ernst, 2001) and amphibolite to granulite high-temperature (HT) units belonging to the upper plate (Hyndman, 2005) may contain crucial information on the dynamics of pre-orogenic subductions (Brown, 2006). The stacking of these subduction-related HP and HT metamorphic rocks onto greenschist facies units during exhumation and/or collision can lead to the formation of inverted metamorphic sequences (Peacock, 1987) where metamorphic conditions increase upward in the tectonic stack and where the boundary between units is marked by localized deformation and sharp contrasts in metamorphic conditions.

Pioneer studies on the Variscan French Massif central (FMC) showed that pre-Viséan metamorphic units have a complex tectonic distribution (see Burg *et al.*, 1984, 1989; Ledru *et al.*, 1989, 1994; Santallier *et al.*, 1994; Faure *et al.*, 2005, 2009; Lardeaux, 2014; Lardeaux *et al.*, 2014), with greenschist facies units forming the lowermost and uppermost parts of the tectonic pile (the para-autochthon and the so-called epizonal units, respectively). Amphibolite facies units locally preserving relic of eclogites and HP granulites rocks are classically grouped into the Lower Gneiss Unit (LGU) and the Upper Gneiss Unit (UGU) in the French Massif central (see Bellot and Roig, 2007) but investigations on the neighboring Armorican massif (Bosse *et al.*, 2000, 2005; Ballèvre *et al.*, 2009; Pitra *et al.*, 2010; Ballèvre *et al.*, 2014) pointed out the existence of a Late Devonian ophiolitic and eclogite/ blueschist-bearing Middle Allochthon sandwiched between the upper and lower units. Berger *et al.* (2010a, 2010b) proposed to introduce a Middle Allochthon in the FMC located between LGU and UGU and composed of HP to UHP eclogites with host orthogneiss and micaschists but also of ophiolites marked by a post-oceanic equilibration in the granulite facies (Santallier *et al.*, 1994; Berger *et al.*, 2010b). This subdivision, still immature for the French Massif central, group together rocks with contrasted metamorphic evolutions. More detailed metamorphic petrology studies are thus needed to propose a better scheme of subdivision and coherent geodynamic interpretations. Furthermore, this metamorphic organization is not integrated in the most recent compilations on the metamorphic evolution of the French Massif central (Faure *et al.*, 2009; Lardeaux, 2014) in which most HP metamorphic rocks are included within the Upper Gneiss Unit encompassing the enigmatic leptyno-amphibolite complex (Santallier *et al.*, 1988). The latter is defined as a bimodal association of felsic and mafic gneisses frequently containing relics of eclogite and granulite facies rocks and often located at the base of UGU, sometimes in LGU. These apparent conflicting views are, on the one hand due to the poor quality of exposures in the French Massif central, and on the other hand to the lack of detailed quantitative metamorphic studies coupled to petrochronological investigations that are to propose robust pressure-temperature-time (P-T-t) paths.

Recent dating performed on eclogites from Southern Massif central yielded Upper Devonian to Lowermost Carboniferous ages (Lotout *et al.*, 2018, 2020) while the HP metamorphism and the closure of oceanic domains in the French Massif central are classically considered to be around 410–390 Ma (Eo-variscan cycle or D0 event of Faure *et al.* (2009); see also Lardeaux, 2014). Ages of HP metamorphism published between 1980 and 2000 have to be re-evaluated (Paquette *et al.*, 2017) and, more generally, petrochronological data on metamorphic units are required to better constrain the Devonian evolution of the French Massif central. These data are crucial to determine if the West European Variscan belt is polycyclic and marked by two phases of convergence and ocean closure (Faure *et al.*, 2005, 2008, 2009; Lardeaux, 2014) or monocyclic with a single event of continental collision (Ballèvre *et al.*, 2009) or somewhere between the two endmembers models.

This paper addresses the question of the subdivision of amphibolite and eclogite facies metamorphic units and their geological meaning in southern French Massif central near Najac in Western Rouergue (Burg *et al.*, 1984, 1989a). According to most authors, the metamorphic units in this area are thought to belong to the leptyno-amphibolite complex and are often integrated into the UGU (Lardeaux *et al.*, 2014; Lotout *et al.*, 2018). Our study shows that their constitutive rocks display contrasted P-T-t-d histories. Therefore, we provide new P-T

estimations on phengite-garnet micaschists from Najac and on migmatitic amphibolites from Laguépie. These results are coupled to U-Pb zircon dating in the latter unit and interpreted considering the new and robust multi-method ages provided by Lotout *et al.* (2018) on an eclogite from Najac.

4. Geological setting

The Variscan French Massif central consists of several tectono-metamorphic units that were stacked before the Visean (see Faure *et al.*, 2009; Lardeaux, 2014). Despite the poor quality of their exposures, the metamorphic units are well defined on geological maps and in the literature in Limousin, Haut-Allier and Rouergue domains (Dubuisson *et al.*, 1988; Burg *et al.*, 1989a; Ledru *et al.*, 1989, 1994). This stack is characterized by an apparent inverse metamorphic gradient, with amphibolite facies and eclogite facies units (Lower Gneiss and Upper Gneiss Units; LGU and UGU, respectively) commonly lying above greenschist units (ParaAutochthon; see Burg *et al.*, 1984; Lardeaux, 2014). At the scale of the French Massif central, the pre-Carboniferous tectono-metamorphic evolution is subdivided into three phases following (Faure *et al.*, 2005, 2008, 2009, 2017): D0 represent the Late Silurian/Early Devonian (420–400 Ma) HP metamorphic phase; D1 relates to amphibolite facies migmatitization in LGU and UGU associated with a top-to-the-southeast kinematics, it occurred during Middle and Upper Devonian (385–375 Ma); D2 (360–350 Ma) is marked by top-to-the-northwest kinematics under amphibolite facies conditions. However, recent petrochronological investigations performed by Lotout *et al.* (2018, 2020) yielded Upper Devonian to Early Carboniferous ages for HP metamorphism in southern French Massif central (Najac and Lévézou). These new findings suggest that the D1 and D2 phases as defined by Faure *et al.* (2009) are also contemporaneous with formation and exhumation of eclogites in southern French Massif central.

Outcrops of the Viaur and Aveyron valleys near Najac and Laguépie were described in details by Collomb (1970); Bodinier and Burg (1981) and Burg *et al.* (1984). The paraautochthon consists of greenschist facies metapelites (chloritemuscovite ± biotite bearing) with rare intercalation of felsic, often meta-volcanic, orthogneiss (**Figure III-1**). The Lower Gneiss Unit is separated from the para-autochthon by a low angle mylonitic shear zone. It is made of orthogneiss representing former felsic plutons with rare lenses of amphibolite facies biotite-muscovite ± garnet metapelites. The contact with the Najac-Carmaux unit is not well exposed but it is interpreted as a thrust contact considering that the latter contains eclogite facies rocks that were not found in the Lower Gneiss Unit (see Burg *et al.*, 1984). The Najac-Carmaux klippe as defined by Burg *et al.* (1984) consists of an association of phengite-rich micaschists (often garnet-bearing, with minor amounts of biotite and locally accompanied by chloritoid and staurolite; Delor *et al.*, 1987), phengite-bearing porphyroclastic orthogneisses and basic-ultrabasic complexes known as the Najac and Laguépie massifs (Bodinier *et al.*, 1986; Delor *et al.*, 1986; Lotout *et al.*, 2018). Bodinier and Burg (1981) and Bodinier *et al.* (1986) interpret the eclogitic layered intrusion south of Najac as a former laccolith that intruded the precursor of micaschists and orthogneiss prior to high-pressure metamorphism. We observed small (max 10 cm width) xenolithic fragments of phengite orthogneiss included into eclogite facies metagabbros south of Najac, close to Mergieux. This supports the conclusion considering the

Najac basic-ultrabasic massif as a former intrusion within the orthogneiss. Bodinier and Burg (1981) and Bodinier *et al.* (1986) also noted that the Najac eclogitic basic-ultrabasic massif and the Laguédie amphibolite recorded distinct metamorphic histories but so far, no metamorphic studies have been performed on the amphibolites.

Hereafter, the phengite micaschists, the phengite orthogneiss and the eclogitized basic-ultrabasic intrusion cropping out south of Najac will be grouped into the Najac unit because they display a similar metamorphic evolution (**Figure III-1** ; Burg *et al.*, 1984 ; this study). The amphibolite massif west of Laguédie, devoid of HP mineral assemblage and showing evidence for incipient partial melting will compose the Laguédie unit. Both are either included within (1) the Najac-Carmaux klippe/unit by Burg *et al.*, (1984) and tentatively correlated to the Groix and Bois de Céné units in the Armorican massif (Delor *et al.*, 1986), or (2) following Lardeaux, (2014) and Lotout *et al.* (2018) they are part of the Leptyno-Amphibolite Complex (LAC) at the base of the Upper Gneiss Unit (Santallier *et al.*, 1994; Lardeaux, 2014). The Laguédie unit is bounded by normal and strike-slip faults, its position within or relative to the Najac unit remains unclear but the normal faults suggest it was structurally located above the Najac unit. Metamorphic foliations in the Viaur and Aveyron valleys are dipping to the east (20–70° dip) except in the eastern part of the map (**Figure III-1**). They are affected by small scale overturned N-S folds with an axial plane facing west. Stretching lineations are generally trending N350 with low plunges (<10°). Asymmetric criterion for sense of shear are well expressed along the mylonitic band separating the para-autochthon and the Lower Gneiss Unit is top-to-the-north (D2 phase of Faure *et al.*, 2009). The eclogitic orthogneisses and micaschists of the Najac unit also carry a N280–300-trending stretching lineation with top-to-the-southeast kinematics (deduced from C/S structures and asymmetric feldspar porphyroclasts in orthogneisses). Northeast of Najac, the whole metamorphic massif is intruded by the Carboniferous Villefranche de Rouergue granodioritic pluton (Burg *et al.*, 1989b). It is bounded by the Villefranche fault to the west, which separates the metamorphic units from the large Permian to Mesozoic Quercy basin and it is unconformably overlain by Permian and Cenozoic deposits to the south.

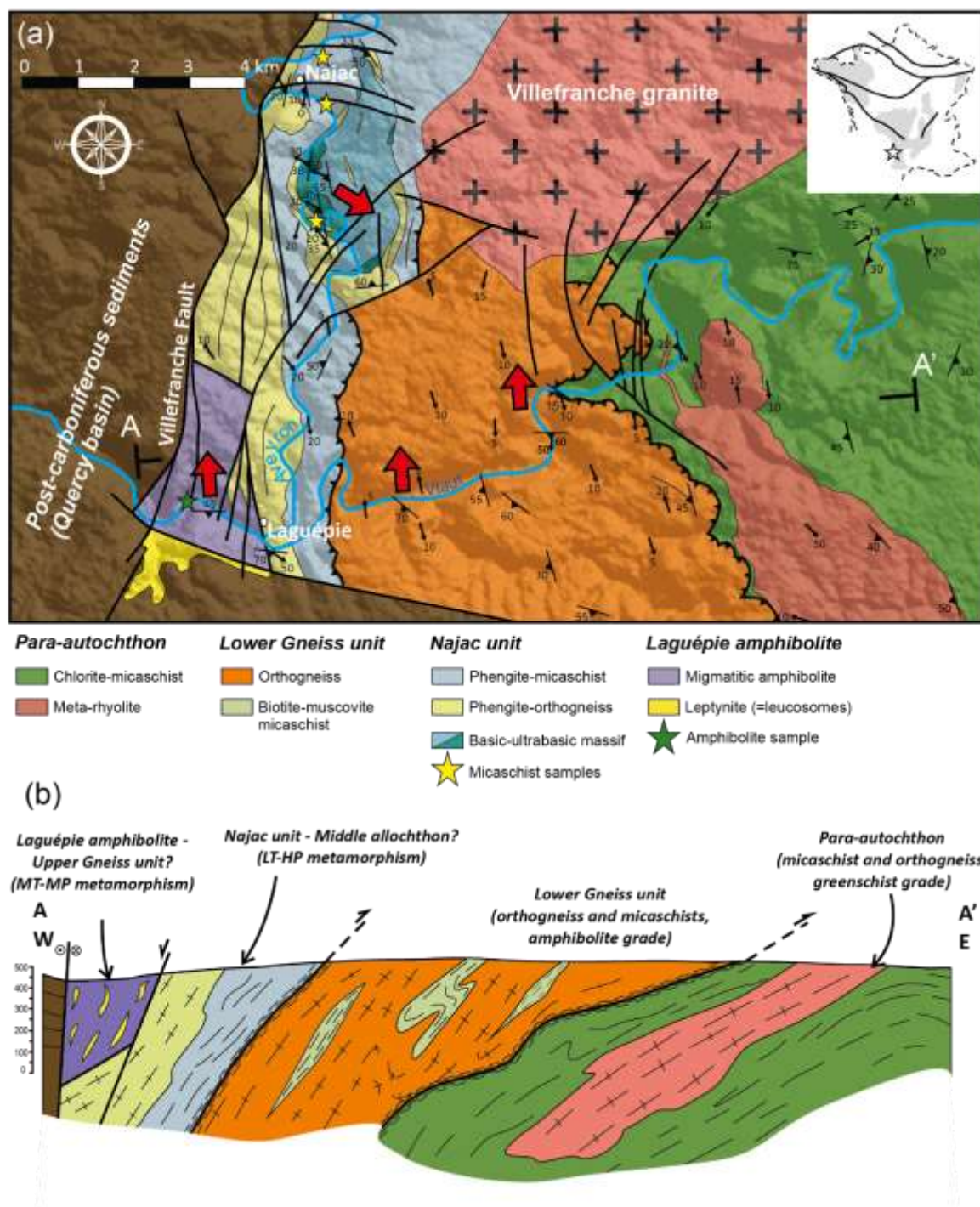


Figure III-1: Geological setting of the Najac and Laguédie units. (a) Geological map modified after (Burg *et al.*, 1989a). The red arrows indicate the kinematics deduced from C'/C/S structures. (b) Interpretative W-E cross section with indication of lithology and metamorphic facies for each unit.

5. Samples description and mineral chemistry

In order to compare the metamorphic evolution of Najac and Laguédie units, we focus our study on several samples of phengite-garnet micaschists surrounding the basic-ultrabasic complex and on amphibolites and associated leucotonalitic gneisses at Laguédie. The orthogneisses around Najac are deformed but their mineral assemblage did not fully

reequilibrate during metamorphism (except for some late kinematic Si-rich white micas); these samples were consequently disregarded in this study.

5.1. The Laguédie unit

Samples were collected in an abandoned quarry along the Aveyron valley, west of Saint Martin de Laguédie. The amphibolites are homogeneous amphibole-plagioclase rocks alternating with discontinuous leucotonalitic orthogneisses forming isolated lenses (several millimetres to 20 cm in width) (**Figure III-2a**). In the eastern side of the quarry, one outcrop exposes discontinuous and rounded levels of melanocratic garnet amphibolite wrapped into large veins of leucogneiss. Contacts between both lithologies can be either sharp or lobed, occasionally resembling cauliflower structures in migmatites (Burg and Vanderhaeghe, 1993) (**Figure III-2 b-d**). The leucogneiss locally cuts across the melanocratic levels and it can also forms deformed lenses within the amphibolites (**Figure III-2c**). These observations suggest that the unconnected felsic lenses were formed in situ in the amphibolites while large felsic veins or dykes containing lobed fragments of garnet amphibolites are the results of melt drainage and segregation. Accordingly, these field observations suggest that the precursor leucotonalitic magma formed after incipient partial melting of the amphibolite.

The most common lithology of the Laguédie unit is an amphibolite made of amphibole, plagioclase and quartz. Plagioclase is commonly cloudy due to advanced sericitization and frequently contains epidote neoblasts (**Figure III-3a et b**). Amphibole porphyroclasts are pleiochroic from blue-green to brownish and small needles of light colored green amphibole are found at the contact with plagioclase (**Figure III-3a et b**). Quartz is common, but never exceed 10 vol.%. The texture is porphyroclastic with oblique localized cataclastic shear bands consisting of crushed chlorite, actinolite and albite grains (**Figure III-3a**). Secondary calcite and pyrite-chlorite veins cut across plagioclase and amphibole with aligned euhedral pyrite crystals is also commonly observed.

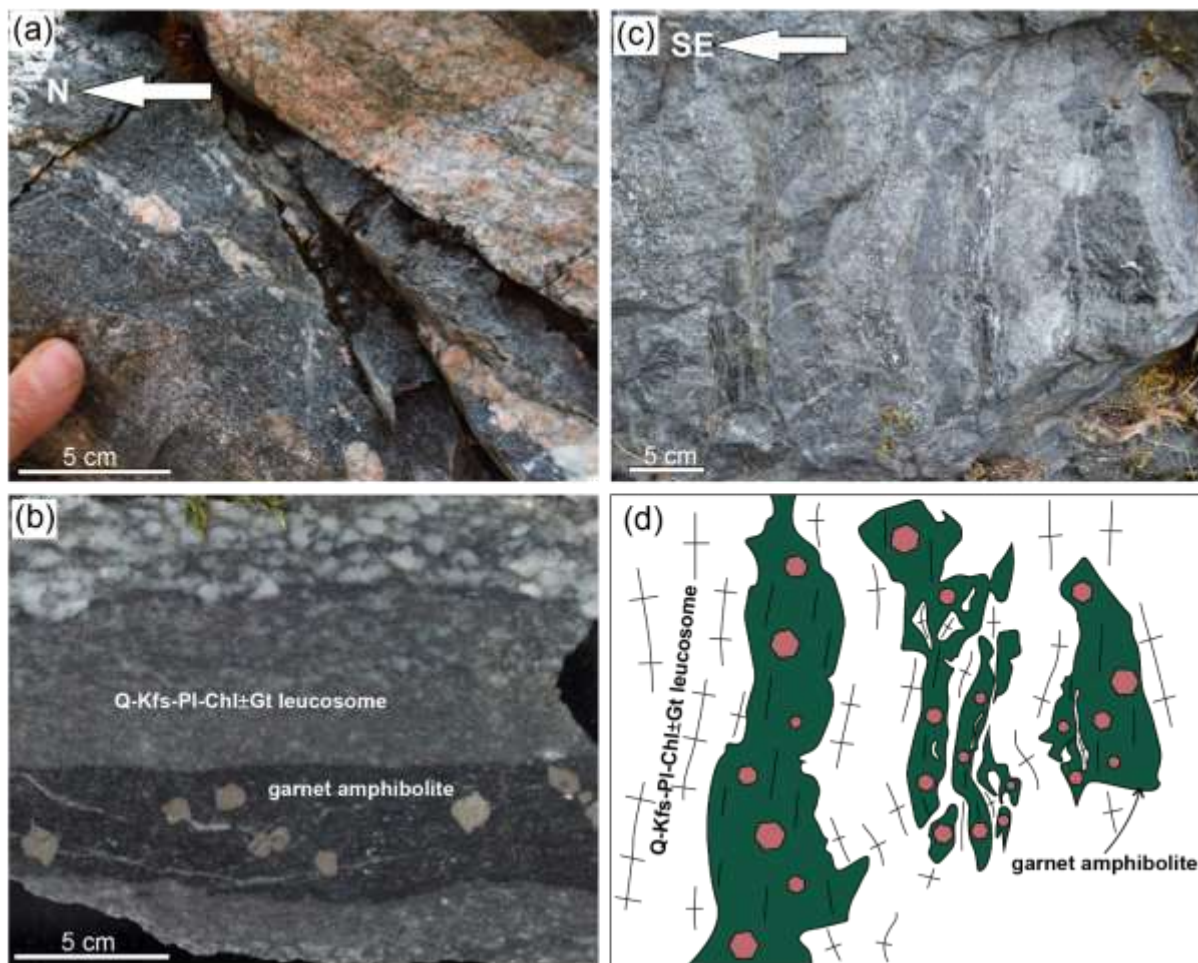


Figure III-2: Main macroscopic features of the Laguédie unit. (a) Field photographs of leucotonalitic lenses into garnet-free amphibolite (AJAH9; 1,9558°E, 44,1485°N). (b) Polished section of a garnet amphibolite within a quartz-feldspar-chlorite leucogneiss (AJAH8; 1,9602°E; 44,1468°N). (c) Outcrop image of the complex relationship between garnet amphibolite lenses and leucotonalitic veins (1,9602°E; 44,1468°N). Note the crosscutting relationships and the cauliflower-like structure at the leucogneiss/amphibolite contact. (d) Sketch of the outcrop image shown in (c).

Garnet amphibolite levels consist of a mineral assemblage of plagioclase-amphibole-garnet ± titanite ± quartz ± k-feldspar with large (up to 3 cm width), subrounded, pre-kinematic porphyroclastic garnet rich in quartz inclusions (**Figure III-3c**). Elongated porphyroclasts of amphibole and plagioclase alternating with rare quartz ribbons define a foliation wrapping the garnet (**Figure III-3c**). Titanite, apatite, zircon and pyrite are the most common accessory phases. Retrogression is evidenced by the cloudy aspect of plagioclase, the development of lightcolored amphibole needles rimming large brownish porphyroclastic grains, growth of chlorite within fractures cutting across garnet and thin cataclastic shear bands made of chlorite, albite and epidote.

Leucotonalitic gneisses consist of an assemblage of quartzalbite-chloritized biotite ± K-feldspar ± garnet and display an augen texture (**Figure III-3d**) with large porphyroclastic feldspars. Garnet are rounded and small (<1 cm) compared to those observed the amphibolite layer. Their modal abundance usually decreases from the contact with the amphibolite to the

core of the leucocratic orthogneiss vein. Chlorite, probably replacing a former biotite, forms elongated domains aligned along the foliation or CC' shear bands indicating a top-to-the-north sense of shear.

One amphibolite sample (LAG3b) and one garnet amphibolite sample (AJAH08), collected close to a leucotonalitic vein, were analysed for their mineral composition. The garnet-free amphibolite LAG3b is made of oligoclase (XAn: 0.13–0.17) with albitic rims (XAn: down to 0.07). Amphibole appears as large brown-green crystals characterized by low-Ti (0.94–1.25 wt% TiO₂) magnesiohornblende (Mg#: 54–55, Si: 6.72–6.78 a.p.f.u., **Figure III-4a**) core surrounding Si-rich and Ti-poor thin rim (6.84–7.09 Si a.p.f.u.; 0.33–0.69 wt % TiO₂ **Figure III-4a**). Unaltered plagioclase grains in the garnet amphibolite AJAH08 are more calcic (XAn: 0.30–0.32) while altered grains are albitic (XAn: 0.07–0.10). The amphibole is also a low Ti (0.73–1.05 wt% TiO₂) tschermakite (Si 6.24–6.41 a.p.f.u., Mg#: 51–54, **Figure III-4a**), with thin magnesiohornblende rims (Si up to 6.78 a.p.f.u., **Figure III-5a**). A discrete chemical zoning was evidenced in a large garnet porphyroclast varying from Alm₅₅-Spss₄Prp₁₂Grs₂₉ to Alm₅₈Spss₂Prp₁₄Grs₂₅ (**Figure III-4b**). Amphibole inclusions into garnet show the same tschermakitic composition as the ones forming the matrix.

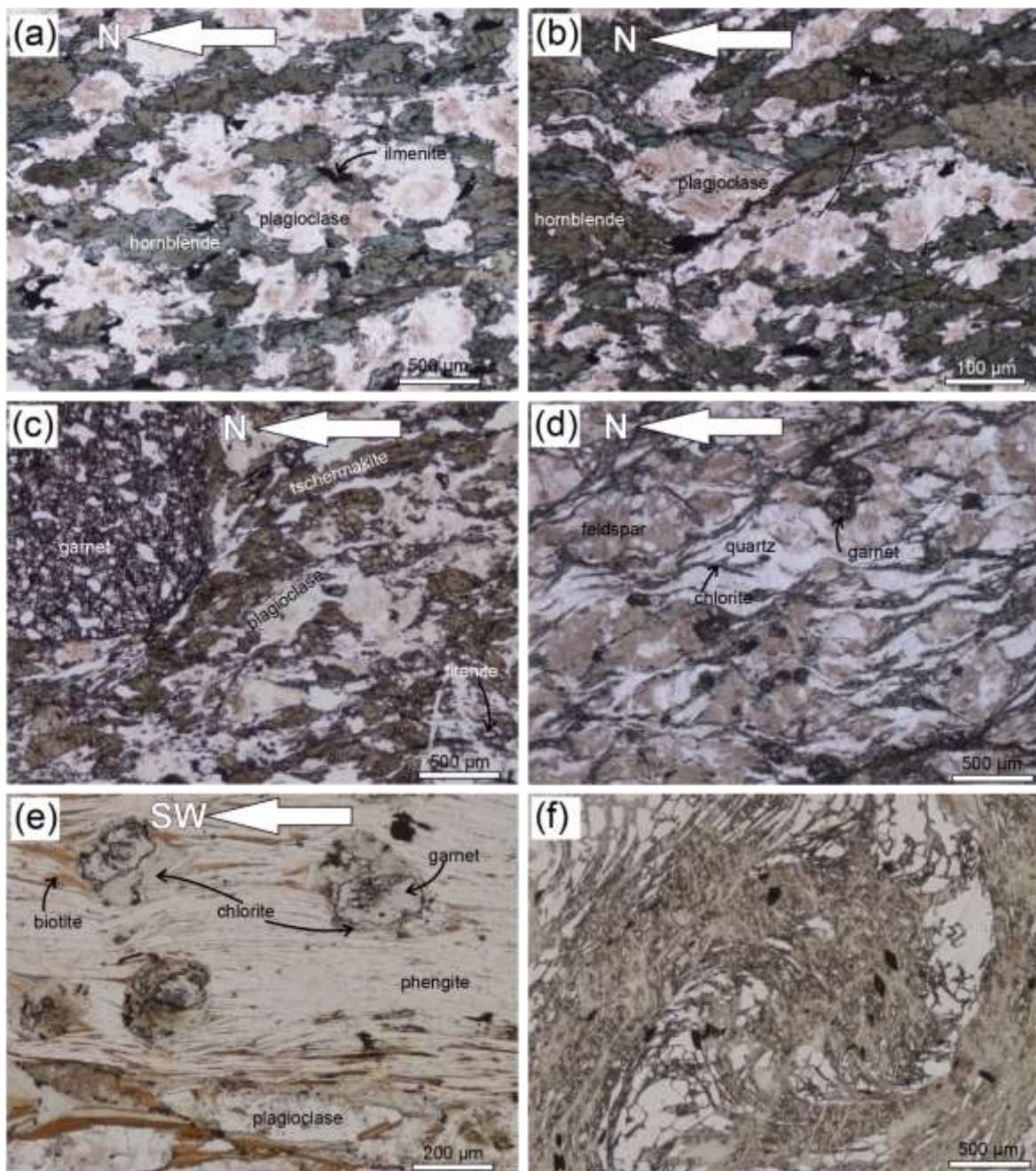


Figure III-3: Photomicrographs of representative samples from the Najac and Laguépie units. Laguépie samples: (a) Amphibole-plagioclase-ilmenite amphibolite LAG3b representing the dominant lithology of the Laguépie amphibolite (1,9558°E, 44,1485°N). (b) Chlorite-epidote-albite shear band oblique to the main foliation and indicating a top to the north sense of shear (sample LAG3b). (c) Garnet amphibolite AJAH08 with foliation molded around the garnet porphyroclast. (d) Leucogneiss from sample AJAH08 showing a porphyroclastic augen texture. Note the C/S structure marked by chlorite formed after solidification and cooling of the leucotonalitic orthogneiss. Najac samples (e) Representative texture of the garnet-phengite micaschists (sample NJC12a; 1.9754°E, 44,2159°N). Note the pressure shadows filled with biotite and phengite around garnet indicating that the high-pressure assemblage is syn-kinematic. Greenish chlorite partly replaces garnet and chlorite in all samples. (f) Large porphyroclastic helicitic and skeletal garnet from sample NJC11 (1,9693°E; 44,2196°N), again showing that the high-pressure mineral assemblage developed during deformation.

Chapitre III– Evolution pression-température et implications des métamorphismes amphibolitique et élogitique du Dévonien supérieur dans le sud du Massif central français

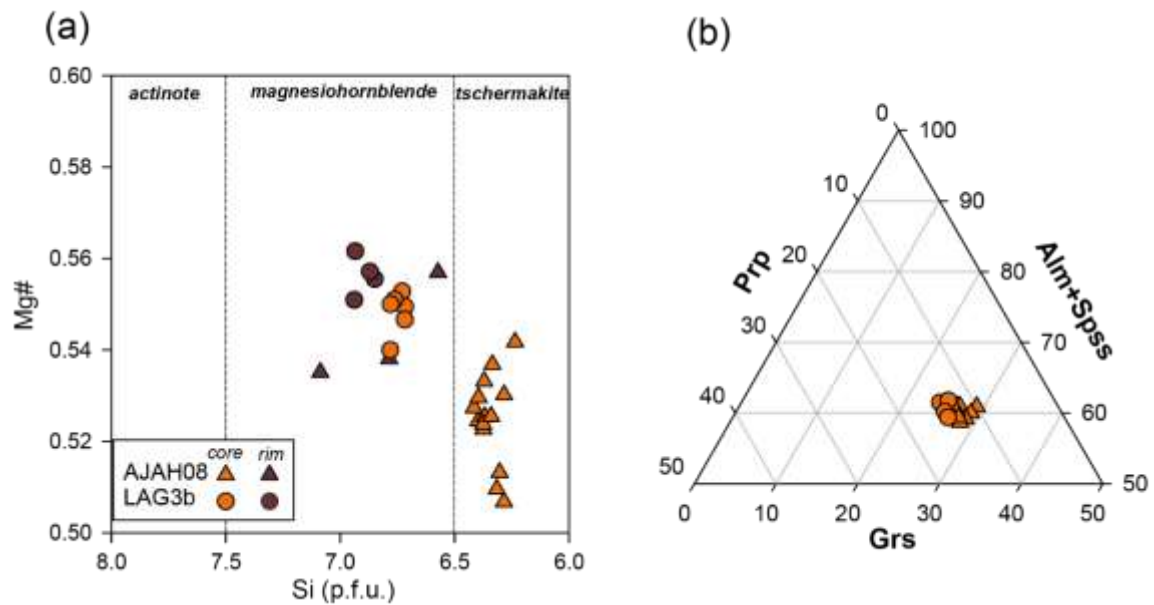


Figure III-4: Mineral composition in the amphibolites from the Laguépie unit. (a) Amphibole composition in the classification diagram by Leake *et al.* (1997). (b) Garnet compositions in AJAH08.

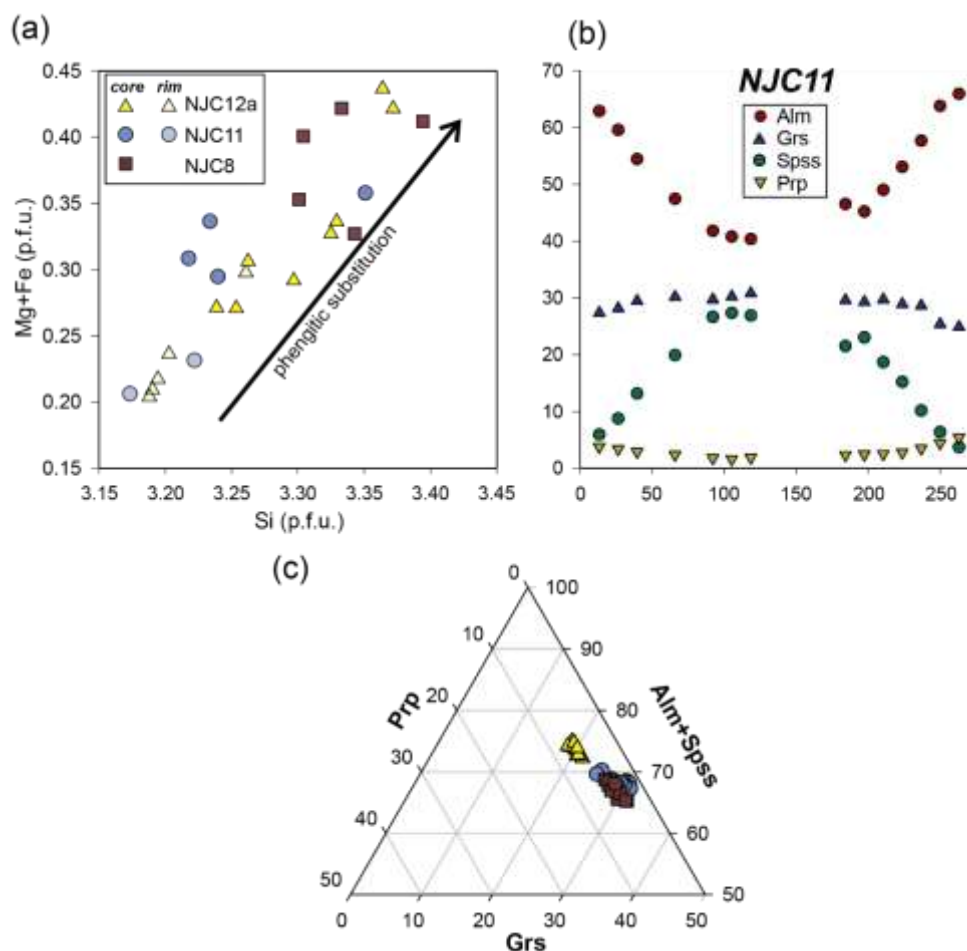


Figure III-5: Minerals composition in the micaschists from the Najac unit. (a) Si vs Fe+Mg diagram for white micas showing the phengitic substitution. (b) Garnet zoning profile in NJC11. (c) Garnet composition for three representative samples (NJC8, NJC11 and NJC12a).

5.2. Micaschists of the Najac unit

Micaschists of the Najac units are homogeneous light grayblue rocks displaying a penetrative planar fabric with poorly defined mineral lineation. Granoblastic and elongated quartz and plagioclase form millimeter-scale layers alternating with phengite-rich bands (**Figure III-3a**). Biotite is present in low volumetric proportions but is preferentially concentrated at the contact between garnet and white mica (**Figure III-3e**). In most samples, garnet forms minute (< 300 μm in diameter) subhedral grains within the phengitic layers and show pressure shadows filled with biotite and phengite (**Figure III-3e**). Garnet is rich in quartz and rutile inclusions sometimes delineating a foliation that can be parallel or oblique to the main planar fabric. NJC08 contains centimetric syn-kinematic fibrous snowball garnet porphyroblasts with quartz inclusions and enclosed into phengite stacks (**Figure III-3f**), substantiating that garnet growth occurred during deformation. Accessory minerals consist of rutile (partly transformed into ilmenite), apatite and zircon.

Garnet chemical zoning is obvious in sample NJC11 where compositions range from Alm41Spss27Prp2Grs30 in the core to Alm66Spss4Prp5Grs25 in the rim (**Figure III-5b**), while its Fe# decreases from core to rim (96 to 92). Garnet in NJC12a shows a more homogenous composition with core at Alm68Spss4Prp6Grs22 and a rim at Alm72.5Spss1.5Prp7Grs19 at nearly constant Fe# (91–93). White micas are phengitic with Si (per formula unit, on the basis of 11 oxygens) ranging from 3.30 to 3.40 in NJC08, 3.18 to 3.36 in NJC12a and 3.17–3.35 in NJC11; and Fe/Mg (a.p.f.u.) between 0.20 and 0.45. Phengite crystals with the lowest Si content are found close to biotite and in the rim of large grains. Biotite has generally low Ti (0.09–0.11 a.p.f.u.) with Mg# varying from 0.45 and 0.50 and low Si (2.70–2.80 a.p.f.u.) in the three analyzed samples. Plagioclase is an oligoclase with XAn comprised between 0.14–0.16 in NJC11 and NJC12a.

6. Pressure-temperature estimations

6.1. Amphibolite from the Laguéprie unit

Garnet amphibolite AJAH08 collected in the outcrop shown in **Figure III-2c and d** was selected for detailed thermobarometric investigations because it contains garnet, a good tracer to recover P-T conditions. The sample's bulk composition has been calculated using modal proportions (estimated by pixel counting on thin section images) and core composition of unaltered rock forming minerals (garnet, amphibole, plagioclase, titanite and quartz). Two different estimations were made and the results were differing by less than 5% (relative) on the different oxides proportions. Phase diagrams were calculated with Perple_X (Connolly, 2009) in the system Na₂O-CaO-FeO-MnO-MgO-TiO₂-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. Water content has been estimated on the basis of the modal proportion of amphiboles, considering they contain approximately 2 wt% H₂O. The calculation uses the thermodynamic database of (Holland and Powell, 2011 ; update ds62) and solid solution models adapted for amphibolite to granulite facies mafic rocks (see Green *et al.*, 2016). Ferric iron was not considered because its content in minerals (estimated by stoichiometry) is very low and no oxides containing ferric iron were observed. The mineral assemblage observed in the garnet amphibolite AJAH08 (plagioclase-amphibole-garnet \pm titanite \pm quartz) cannot be reproduced in the isochemical phase diagram

Chapitre III– Evolution pression-température et implications des métamorphismes amphibolitique et écolitique du Dévonien supérieur dans le sud du Massif central français

because the calculation systematically predicts the presence of small amounts (<4 vol.%) of clinopyroxene in fields where amphibole, garnet and plagioclase are stable. This can be a consequence of retrograde metamorphism that has transformed clinopyroxene into amphibole or inaccuracies of the calculated model. Garnet, plagioclase, amphibole, quartz and titanite without orthopyroxene, epidote, ilmenite or rutile coexist between 8 and 14 kbar and 600 and 740 °C (**Figure III-6**). Xan and Mg# isopleths for plagioclase and amphibole, respectively, cross between 8 and 10 kbar at 600–700 °C in fields where low amounts of clinopyroxene are predicted (<4 vol.%) (**Figure III-6**). The overlapping zone of various garnet isopleths (Fe#, grossular, spessartine contents) yields P-T conditions of 710 ± 15 °C and 10 ± 1 kbar (**Figure III-6**). As the garnet cores display higher Fe# (up to 84) and grossular content (up to 29 mol%) compared to the rim (Fe# down to 80 and 26 grossular mol%), the slight zoning observed in garnet could trace a small increase in temperature from 690 to 730 °C at nearly constant pressure (**Figure III-6**). This P-T domain locates close to the ilmenite-titanite and ilmenite-rutile phase transitions but also clinopyroxene (<4 vol.%) and melt present (<2 vol.%) fields (**Figure III-6**); consequently, it lies above the vapor-present solidus calculated for the amphibole-plagioclase-ilmenite amphibolite LAG3b. It is worth to note that the calculated phase diagram closely reproduces the observed modal proportion of garnet (7 vol.%) around 700 °C and 10 kbar.

Application of garnet-amphibole-plagioclase-quartz barometry (Kohn and Spear, 1990) with hornblende-plagioclase thermometry (Holland and Blundy, 1994) yields 640–700 °C, 8–9 kbar. LAG3b plagioclase amphibole pairs yield similar albeit slightly lower temperature conditions of 640–680 °C at a fixed pressure of 9 kbar. The magnesiohornblende and albitic rims in AJAH08 equilibrated at lower temperature (480–560 °C).

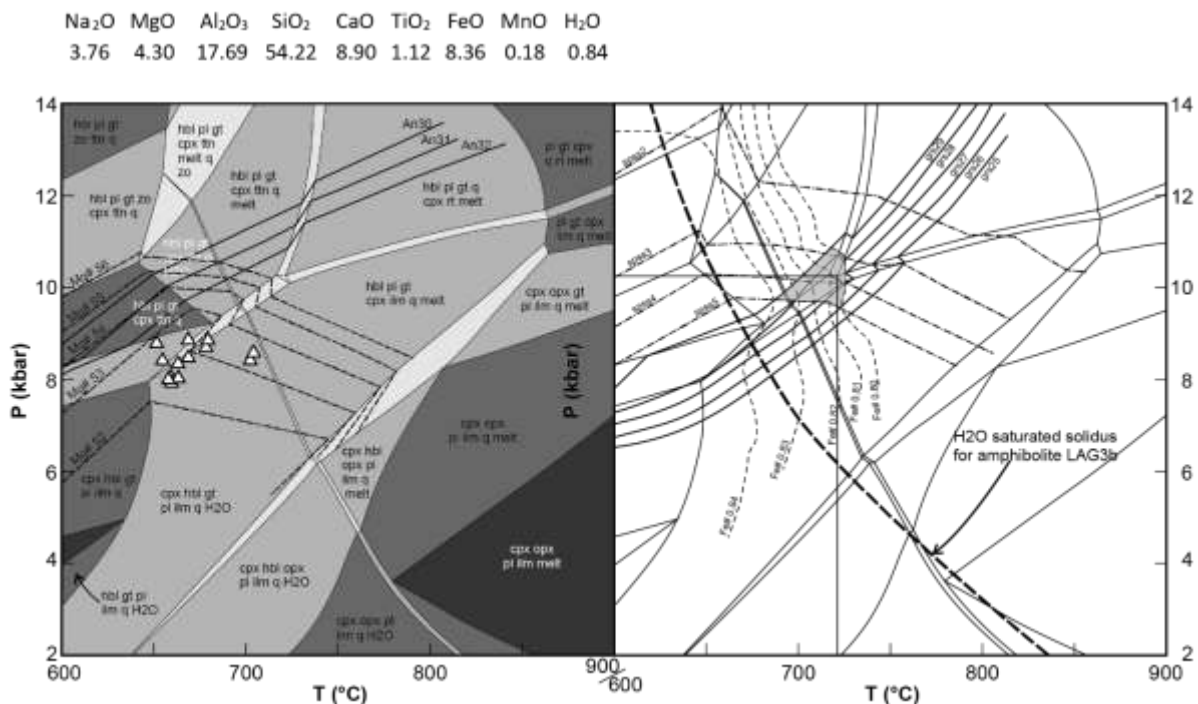


Figure III-6: Isochemical phase diagram built for the bulk composition of the garnet amphibolite in sample AJAH08 of the Laguéprie unit. (a) Phase diagram also showing the isopleth for XAn in plagioclase and Mg# of amphibole (corresponding to composition

determined with the electron microprobe). The small triangles represent the results of garnet-amphibole plagioclase-quartz thermobarometry. **(b)** Fe#, grossular and spessartine isopleths in garnet corresponding to composition measured by electron microprobe. Also shown is the vapor-saturated solidus for the amphibolite LAG3b.

6.2. Micaschists from the Najac unit

Sample NJC11 and NJC12a were selected for isochemical phase diagram calculations. They were calculated in the system Na₂O-K₂O-FeO-MnO-MgO-TiO₂-Al₂O₃-SiO₂-H₂O using the Holland and Powell (1998) thermodynamic database revised in 2002, with solid solution models from Tajčmanová *et al.* (2009) for biotite, Newton *et al.* (1980) for plagioclase, Holland and Powell (1998) for garnet, Coggon and Holland (2002) for white mica, Holland and Powell (1998) for chlorite. We ignored ferric iron because calculated Fe_{3p} in silicates (by charge balance or stoichiometry) is systematically very low and Fe_{3p} bearing oxides are absent. Before drawing the isochemical section using the bulk rock composition measured by XRF spectrometry (CAF service, Stellenbosch University, South Africa), we tested different bulk water content using T-X sections because calculated pyrope content in garnet is extremely sensitive to bulk rock H₂O content. The best results, i.e. convergence of garnet isopleths and reproduction of the observed mineral assemblages, were obtained with the H₂O content calculated using the micas modal proportion and considering a H₂O content of ~5 wt% in white mica.

Garnet in NJC11 preserved a well-developed bell-shaped Mn profile. Core composition (spss: 27mol% and Fe#: 96) are in equilibrium in greenschist facies conditions (360–400 °C, 6–7 kbar) slightly above the garnet-in phase boundary in a field where muscovite, biotite, plagioclase, garnet, titanite and rutile are in equilibrium (**Figure III-7a**). Intermediate compositions between core and rim draw a linear prograd path passing at 420 °C/8 kbar and 460 °C/12 kbar. Garnet rims equilibrated at 510 ± 20 °C and 14 ± 1 kbar in a field where phengitic mica, biotite, plagioclase, garnet, quartz and rutile are stable with minor amounts of sodic amphibole and clinopyroxene (**Figure III-7a**). Computed modal proportion for garnet and biotite are low (<6 vol.% and <10 vol.%, respectively). Isopleths of Si content in phengite (3.20–3.35 p.f.u.) and of Fe# in garnet (93–94) cross at 510 ± 30 °C and 15 ± 2 kbar.

The field corresponding to the high-pressure assemblage observed in NJC12a (phengite-quartz-biotite-garnet-plagioclase-rutile) lies within 500–570 °C and 13–16 kbar under vapor under-saturated conditions (**Figure III-7b**). Free H₂O coexist with the observed assemblage at higher temperatures. At higher pressure conditions, the formation of sodic amphibole and pyroxene appears as a result of plagioclase and biotite breakdown while titanite is stable below 13–14 kbar and 520–560 °C (**Figure III-7b**). Calculated Fe# in garnet is temperature sensitive. Measured values (90–92) correspond to temperatures ranging between 520 and 585 °C for 10 and 20 kbar of pressure (**Figure III-7b**). These isopleths cross those representing measured Si content in white mica (3.18–3.36 a.p.f.u.) in a narrow P-T domain centered at 570 ± 15 °C and 16 ± 1 kbar (**Figure III-7b**). Our calculation predicts minor amounts of sodic pyroxene and amphibole (<10 vol.%), despite these ones were not observed in any micaschist samples. It can be due to retrogression of these phase or to inaccuracies of the thermodynamic calculations. Calculated grossular content in this P-T domain (0.20–0.28,

Chapitre III– Evolution pression-température et implications des métamorphismes amphibolitique et écolitique du Dévonien supérieur dans le sud du Massif central français

increasing with decreasing pressure) is slightly above those determined with electronmicroprobe (0.18–0.22). The pressure conditions at which measured and calculated grossular content are overlapping (0.20–0.22) are around 17 kbar. Low-Si (2.72–2.78 a.p.f.u.) biotite with Mg# of 45–48 and Ti between 0.10 and 0.11 p.f.u. is in equilibrium between 460–520 °C and 2–7 kbar (**Figure III-7b**); this is consistent with the presence of chlorite in the retrograde assemblage and the higher modal amounts of biotite calculated in greenschist facies conditions (around 16 vol.%) compared to eclogitic conditions (<10 vol.%). Biotite stable in the eclogite facies has much higher calculated Mg Si content (>2.90 a.p.f.u.), compositions that were not observed in our samples.

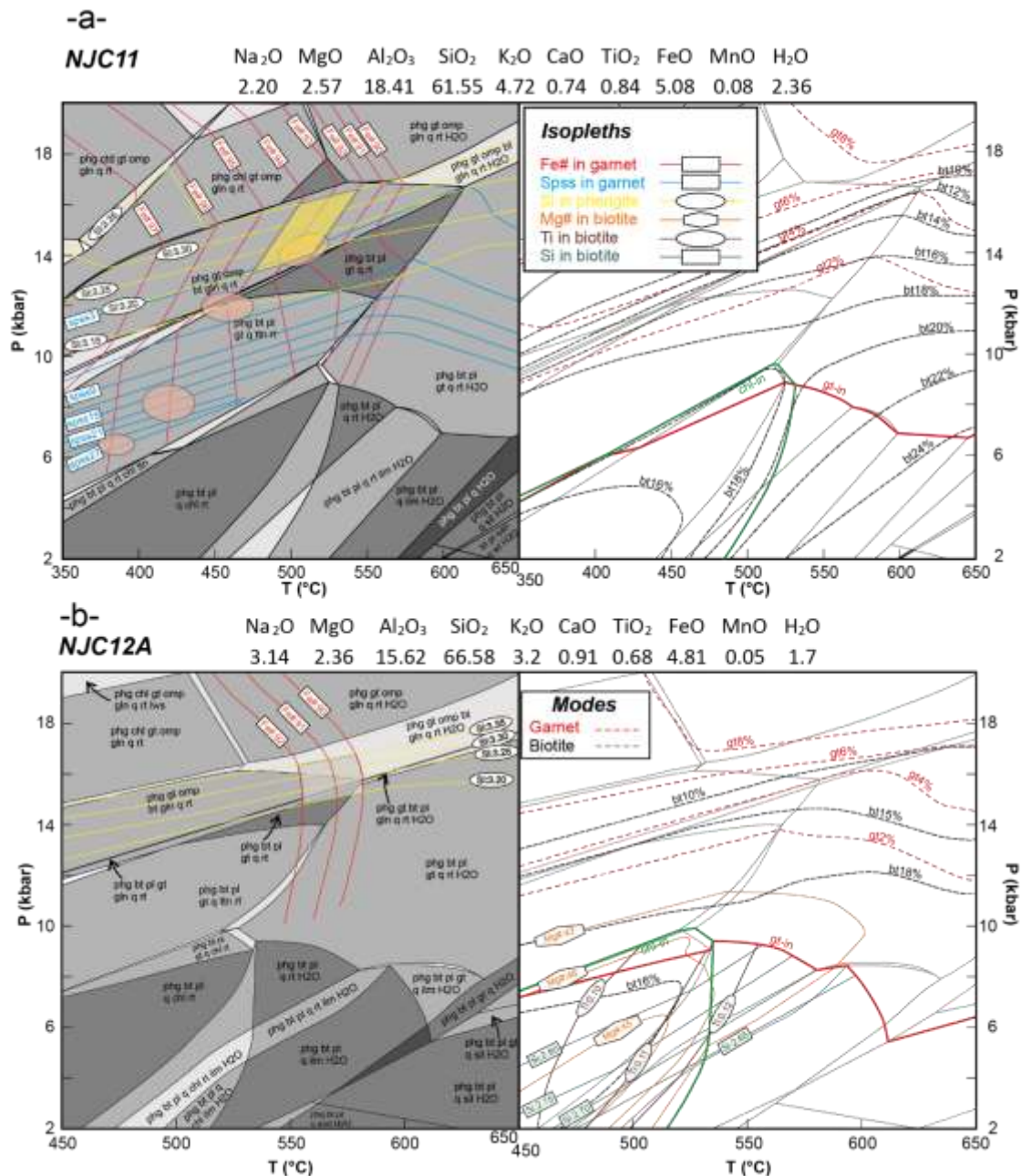


Figure III-7 : Isochemical phase diagrams computed for compositions corresponding to garnet micaschists from the Najac unit. **a)** sample NJC11 used to determine the prograde P-T path. **b)** sample NJC12a used to determine the peak P-T conditions and the retrograde path. Garnet

in/out and chlorite in/out curves are indicated in bold to better localize the retrogression in greenschist facies conditions.

7. Zircon U-Pb geochronology

The age of high-pressure, low temperature metamorphism in the Najac eclogite has been recently determined by multimethod geochronology (prograde path at 385–383 Ma, HP peak at 377 ± 3 Ma, exhumation around 369 ± 13 Ma; Sm-Nd and Lu-Hf isochron plus U-Pb zircon and apatite dating by Lotout *et al.*, 2018) but the age of amphibolite facies metamorphism in the Laguépie amphibolite has not been constrained. A large leucotonalitic lens (AJAH09, 20 - 30 cm) included into the amphibolite was sampled, from which about 40 zircon grains were extracted using heavy liquids and magnetic separation techniques at the Geosciences Environnement Toulouse laboratory.

Zircon images were acquired using a cold-cathode optical cathodoluminescence (CL) at the University of Mons using a Cambridge Image Technology model 8200 Mk5 system. They are generally small (length <200 nm), with minute quartz and apatite inclusions. These zircons show two different textures (**Figure III-8a**):

- cores of subhedral elongated grains or crystal fragments with dark shade (CL or transmitted light) displaying chaotic or no zoning and being often cracked with fractures extending into the rims. These features are typical of metamict zircons (Corfu *et al.*, 2003)
- luminescent part, often light brown and translucent, riming the dark cores and showing oscillatory growth zoning. These rims are usually 15 to 50 nm large and are relatively rare compared to dark zircon cores. These luminescent rims were also found as isolated fragments.

U-Pb analyses were performed at Géosciences Montpellier (University of Montpellier, France) using a Teledyne G2 excimer laser probe coupled to a ThermoFinnigan Element XR high-resolution ICP-MS (AETE-ISO regional facility of the OSU OREME). The probe was set at 25 mm diameter, with an ablation frequency of 4 Hz and a fluency of 6 J/cm². More details on analytical setup can be found in (Bosch *et al.*, 2011). Unknowns were calibrated against zircon 91500 standard reference material and GJ-1 was used as secondary standard (both reference materials were analyzed before and after each 5 unknowns). U-Pb ages and common Pb corrections were calculated using the IsoplotR code by Vermeesch (2018). Twelve analyses of GJ-1 zircon yield an upper intercept of 605 ± 14 Ma with 606 ± 7 Ma and 598 ± 5 Ma for the average ²⁰⁷Pb/²³⁵U and ²⁰⁶Pb/²³⁸U ages, respectively. This is in good agreement with the recommended values, i.e. an upper intercept of 608.5 ± 1.5 Ma calculated from slightly discordant ID-TIMS analyses (Jackson *et al.*, 2004).

Chapitre III– Evolution pression-température et implications des métamorphismes amphibolitique et écolitique du Dévonien supérieur dans le sud du Massif central français

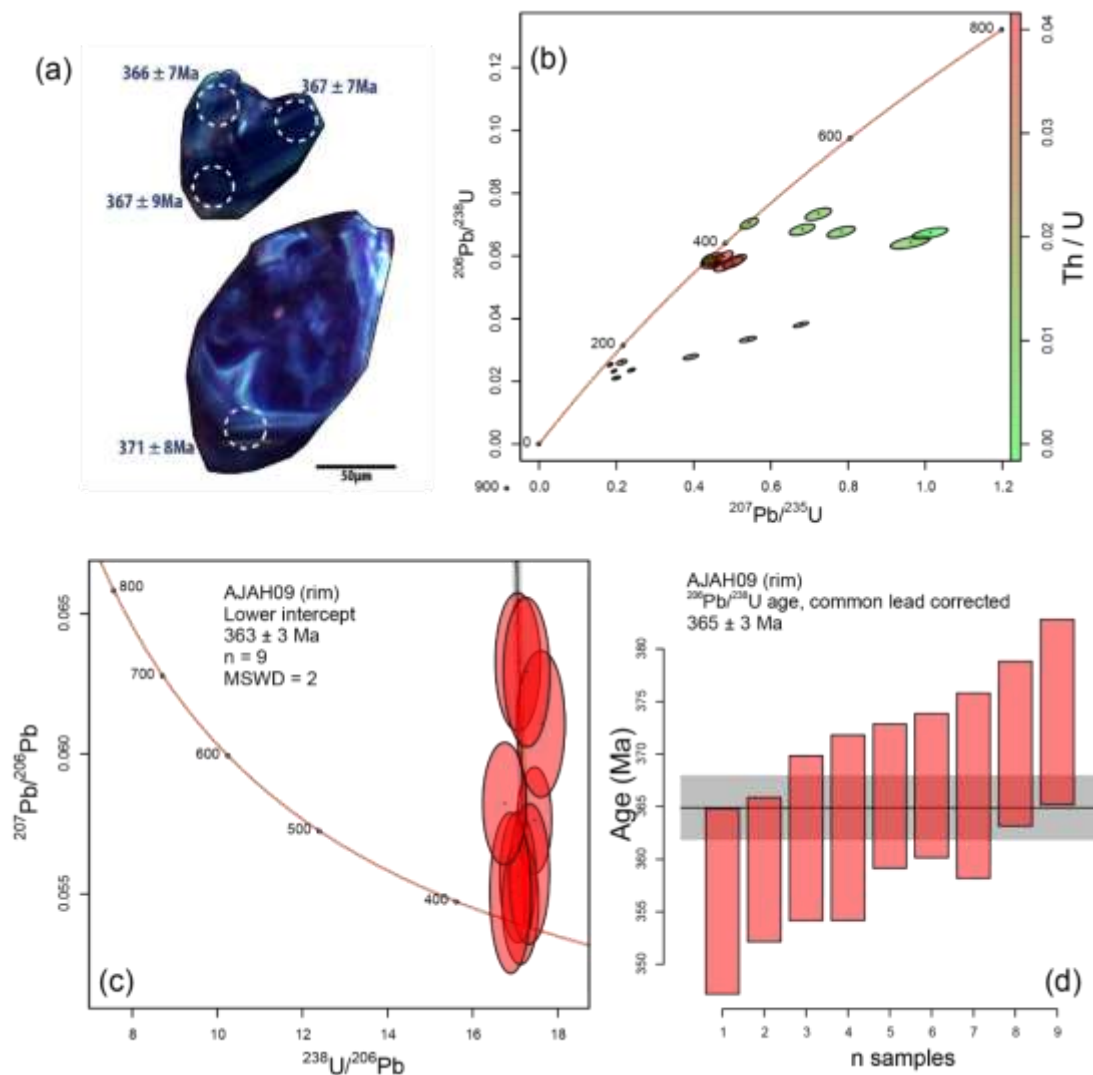


Figure III-8 : Results of U-Pb zircon dating for leucogneiss AJAH09 of the Laguéprie unit. **(a)** CL images showing the texture of zircon with dark resorbed metamict cores and luminescent oscillatory zoned rims. Some representative spots made on rims are indicated with their $^{206}\text{Pb}/^{208}\text{U}$ age. **(b)** Concordia diagram showing all the U-Pb analyses. Color range corresponds to Th/U ratio values. The rim data are the sub-concordant ellipses just below 400 Ma. **(c)** Regression of rim U-Pb data in a Tera-Wasserburg plot. **(d)** Weighted average of $^{206}\text{Pb}/^{208}\text{U}$ common lead corrected ages obtained in zircon rims.

Dark metamict cores are U-rich (often >1000 ppm and up to 4650 ppm) and yield strongly discordant U-Pb ellipses (**Figure III-8b; Tableau III-1**). The ablation spectra were moreover irregular and consequently, none of the analyzed zircon cores were used to calculate an age. About 15 spots were shot in the luminescent zoned rims but only 9 were not contaminated by the U-rich metamict cores or by apatite inclusions in depth (evidenced by irregular ablation spectra and/or a continuous increase in U or Pb count rates). These analyses show regular ablation spectra for the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratios (i.e., comparable to those of reference zircons 91500 and GJ-1) but more irregular ones for those involving ^{207}Pb . U contents range between 420 and 1044 ppm and Th/U ratios (**Tableau III-1**) are on average slightly higher (0.02– 0.04) compared to cores (Th/U: 0.01–0.02 with one analysis at 0.04). The data are discordant (1 to

14% of discordance, 4 ellipses are overlapping Concordia) with $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages ranging between 356 ± 9 Ma and 374 ± 9 Ma and $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ages between 370 ± 12 Ma and 419 ± 14 Ma. Age calculation using a discordia regression line for rim analyzes yields a lower intercept at 363 ± 3 Ma (MSWD = 2) (**Figure III-8c**). The weighted average of $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ common Pb corrected age is slightly older at 365 ± 3 Ma (**Figure III-8d; Tableau III-1**).

8. Discussion

8.1. Two distinct tectono-metamorphic units with contrasted P-T paths

The Najac and Laguédie units are grouped into a single tectono-metamorphic unit by different authors (Burg *et al.*, 1984, 1989a; Lardeaux *et al.*, 2014; Faure *et al.*, 2017; Lotout *et al.*, 2018) but we show hereafter that they display different metamorphic histories and ages.

The Najac unit encompasses the eclogitic basic-ultrabasic massif, the phengite-bearing orthogneiss and the phengite-garnet micaschists (**Figure III-1**). Micaschists record early garnet nucleation around 360–400 °C, 6–7 kbar (**Figure III-7a**) followed by syn-kinematic growth (**Figure III-7a**) and equilibration of garnet rims and phengite around 510–570 °C and 14–17 kbar (~ 340 °C/GPa) in the eclogite facies (**Figure III-7a, b**). Late- to post-kinematic biotite and chlorite developed preferentially around garnet (**Figure III-7b**) and are indicative of retrogression in the greenschist facies at 460–520 °C and 2–7 kbar (**Figure III-7b**). Lotout *et al.* (2018) obtained slightly higher peak conditions for an eclogite from the basic-ultrabasic Najac massif (600 °C, 18 kbar; **Figure III-9**) but similar thermal gradient at peak pressure (330 °C/GPa) (**Figure III-9**). Multi-methods dating performed by Lotout *et al.* (2018) on an eclogite from Najac constrained the age of prograde evolution around $383\text{--}385 \pm 3$ Ma and the pressure peak at 377 ± 3 Ma (**Figure III-9**). The P-T path determined for the Najac unit (**Figure III-9**) is different than those determined for the paragneisses and micaschists of the Lower Gneiss and Upper Gneiss units in Limousin and French Massif central (Bellot and Roig, 2007; Faure *et al.*, 2009; Lardeaux, 2014; Do Couto *et al.*, 2016), both showing pervasive recrystallization in the amphibolite facies (600–700 °C, 5–10 kbar) during Devonian D1 and D2 events (Faure *et al.*, 2009).

The Laguédie unit comprises garnet-bearing amphibolite, garnet-free amphibolite and a leucotonalitic orthogneiss forming isolated lenses and, sporadically, veins and dykes within amphibolites (**Figure III-2**). The isolated, unconnected leucotonalitic lenses, the lobed contact between the garnet amphibolite and the leucotonalite magma as well as the sodic nature of the felsic material support that it formed after partial melting of the amphibolite. Garnet in the amphibolite sample AJAH08 preserves core to rim zoning attesting for isobaric (~ 10 kbar) heating from 690 to 730 °C (**Figure III-6**). The main plagioclase-garnet-amphibole-quartz-ilmenite-melt assemblage equilibrated around 700–730 °C at 10 ± 1 kbar. (~ 720 °C/GPa; ~ 20 °C/km) on a garnet-amphibolite residue. These conditions are just above the vapor-present solidus calculated for the bulk composition of garnet-bearing and garnet-free amphibolites from Laguédie. Retrogression is evidenced by the development of low-Al magnesiohornblende rims around tschermakite in equilibrium with oligoclase and epidote (THbl-Pl around 510–580 °C) in the epidote-amphibolite and/or greenschist facies. The porphyroclastic texture of garnet, amphibole and plagioclase and the crystallization of albite, chlorite and actinolite within cataclastic shear zones were acquired in the amphibolite and

greenschist facies, respectively. Solid state deformation characterized by a top-to-the-north sense of shear (the D2 event of Faure *et al.*, 2009) affected the Laguépie unit during retrogression in P-T conditions corresponding to the amphibolite and greenschist facies after the partial melting event. U-Pb ages of luminescent and zoned zircon rims in a leucotonalitic lens from Laguépie unit (sample AJAH09) yield an age of 363 ± 3 Ma (**Figure III-8 ; Tableau III-1**) which is interpreted as the timing of felsic magma crystallization following partial melting of the amphibolite.

Our petrological and chronological study demonstrates that these two units have contrasted pressure-temperature-time deformation histories (**Figure III-9**) and cannot be assigned to a single tectono-metamorphic unit. The implications of this result are discussed below.

Chapitre III– Evolution pression-température et implications des métamorphismes amphibolitique et élogitique du Dévonien supérieur dans le sud du Massif central français

Tableau III-1 : Results of U-Pb zircon dating on leucogneiss sample AJAH09.

Sample		Pb* (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ratio	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ratio	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ratio	±2σ	Rh o	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U age	±2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U age	±2 σ	Dis c (%)
ab2	Rim	56	27	1044	0.03	0.0576	0.002 1	0.455	0.01 5	0.0573	0.001 1	0.5 7	381	10	359	7	6
ab7	Rim	31	18	572	0.03	0.0556	0.002 5	0.449	0.01 8	0.0586	0.001 2	0.5 1	377	13	367	7	3
ab8	Rim	36	21	674	0.03	0.0546	0.002 4	0.440	0.01 7	0.0584	0.001 2	0.5 3	370	12	366	7	1
ab2 1	Rim	32	17	616	0.03	0.0558	0.002 7	0.443	0.01 9	0.0577	0.001 3	0.5 1	373	14	362	8	3
ab2 6	Rim	25	8	476	0.02	0.0550	0.002 9	0.449	0.02 2	0.0592	0.001 4	0.4 9	377	15	371	8	2
ac_ 5	Rim	32	20	472	0.04	0.0581	0.002 4	0.479	0.01 9	0.0597	0.001 5	0.6 3	397	13	374	9	6
ac_ 6	Rim	39	21	564	0.04	0.0633	0.002 8	0.511	0.02 1	0.0586	0.001 5	0.6 3	419	14	367	9	14
ac_ 7	Rim	27	17	424	0.04	0.0611	0.002 9	0.478	0.02 1	0.0568	0.001 5	0.6 0	397	15	356	9	11
ac_ 9	Rim	48	18	703	0.03	0.0629	0.002 9	0.502	0.02 2	0.0579	0.001 5	0.6 1	413	15	363	9	14
ab1	Core	127	23	3123	0.01	0.129	0.004	0.678	0.01 6	0.0381	0.000 7	0.7 2	526	10	241	4	11 8
ab4	Core	100	160	4302	0.04	0.060	0.002	0.194	0.00 6	0.0233	0.000 4	0.5 8	180	5	148	3	21
ab1 1	Core	102	27	4268	0.01	0.053	0.002	0.184	0.00 6	0.0253	0.000 5	0.5 7	171	5	161	3	6

Chapitre III– Evolution pression-température et implications des métamorphismes amphibolitique et écolitique du Dévonien supérieur dans le sud du Massif central français

ab1 2	Cor e	82	5	645	0.01	0.269	0.010	2.888	0.08 8	0.0777	0.001 9	0.7 9	1379	23	483	11	18 6
ab1 3	Cor e	250	12	1598	0.01	0.493	0.014	7.296	0.17 5	0.1074	0.001 9	0.7 4	2148	21	658	11	22 7
ab1 4	Cor e	299	13	2350	0.01	0.323	0.010	3.278	0.08 1	0.0737	0.001 3	0.7 3	1476	19	458	8	22 2
ab1 5	Cor e	64	6	662	0.01	0.184	0.006	1.804	0.05 2	0.0713	0.001 5	0.7 1	1047	19	444	9	13 6
ab1 6	Cor e	106	16	3126	0.01	0.118	0.005	0.541	0.01 8	0.0334	0.000 7	0.6 4	439	12	212	4	10 7
ab1 9	Cor e	46	9	691	0.01	0.084	0.004	0.782	0.03 0	0.0676	0.001 5	0.5 8	586	17	421	9	39
ab2 0	Cor e	58	6	855	0.01	0.072	0.003	0.723	0.02 8	0.0733	0.001 6	0.5 7	552	16	456	10	21
ab2 2	Cor e	161	14	2613	0.01	0.056	0.002	0.544	0.01 9	0.0703	0.001 4	0.5 7	441	12	438	8	1
ab2 4	Cor e	105	34	4653	0.01	0.074	0.003	0.239	0.00 8	0.0236	0.000 5	0.5 9	218	7	150	3	45
ab2 5	Cor e	22	4	314	0.01	0.108	0.005	0.961	0.04 2	0.0643	0.001 7	0.5 9	684	22	402	10	70
ab2 9	Cor e	114	74	3555	0.02	0.060	0.003	0.214	0.01 1	0.0261	0.000 7	0.5 0	197	9	166	4	19
ab3 0	Cor e	66	4	964	0.00	0.109	0.005	1.012	0.03 8	0.0672	0.001 5	0.5 9	710	19	419	9	69
ab3 2	Cor e	139	15	1656	0.01	0.237	0.009	1.777	0.06 1	0.0544	0.001 1	0.6 1	1037	22	341	7	20 4

Chapitre III– Evolution pression-température et implications des métamorphismes amphibolitique et éclogitique du Dévonien supérieur dans le sud du Massif central français

ab3 3	Cor e	110	10	1875	0.01	0.072	0.003	0.681	0.02 7	0.0684	0.001 5	0.5 5	528	16	427	9	24
ab3 4	Cor e	123	43	4198	0.01	0.103	0.005	0.393	0.01 6	0.0278	0.000 7	0.5 8	336	12	176	4	91
ab3 5	Cor e	71	24	3585	0.01	0.069	0.003	0.200	0.00 9	0.0211	0.000 5	0.5 2	185	7	135	3	37

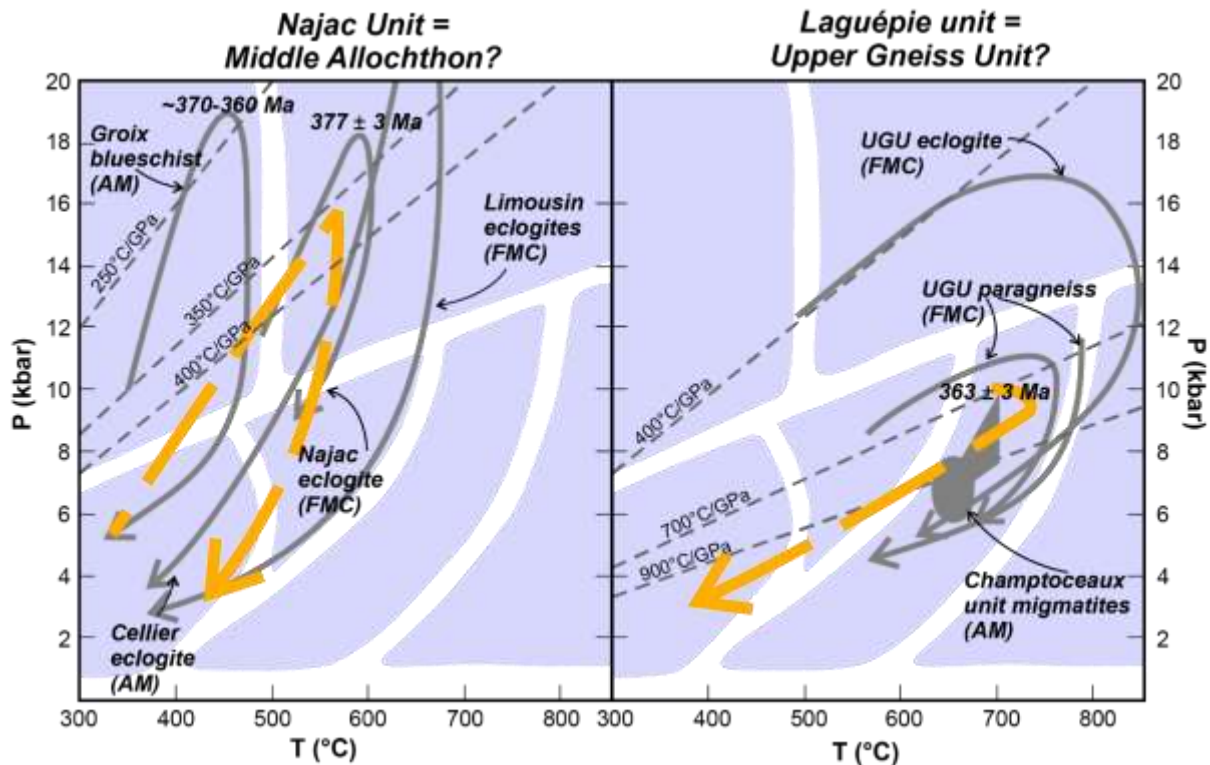


Figure III-9 : Proposed P-T path (orange arrows) for the Najac and the Laguéprie units. Grey P-T paths are from the literature: Groix blueschists from Ballèvre *et al.* (2003), Cellier éclogites from Ballèvre *et al.* (2014); Najac éclogite from Lotout *et al.* (2018); UGU eclogite from Bellot and Roig (2007); UGU paragneiss from Bellot and Roig (2007) and Schulz *et al.* (2009), Champtoceaux migmatites after Pitra *et al.* (2010). Age of the HP metamorphism in the Groix Island from Bosse *et al.* (2005), age of pressure peak in the Najac eclogite from Lotout *et al.* (2018).

8.2. Correlations with tectono-metamorphic units of the Western European variscan belt

The metamorphic units of the FMC are characterized by contrasted P-T evolutions. The metapelites of the paraautochthon have a metamorphic evolution within the greenschist facies locally reaching amphibolite facies near large Carboniferous plutons (Bellot and Roig, 2007). Both the Lower Gneiss (Lower Allochthon by Santallier *et al.*, 1994) and Upper Gneiss Units (Bellot and Roig, 2007; Lardeaux, 2014; called Middle Allochthon by Santallier *et al.*, 1994) display evidences for pervasive recrystallization in the amphibolite facies, around 600–750 °C, 5–10 kbar (see Faure *et al.*, 2009; Do Couto *et al.*, 2016) after a phase of high pressure metamorphism, mostly recorded in the UGU. The uppermost epizonal units (called Upper Allochthon by Santallier *et al.*, 1994) are poorly characterized, they are mostly considered as greenschist facies meta-sedimentary and meta-igneous rocks (Roig *et al.*, 1996; Lardeaux, 2014). The nappe stack in the southern Armorican massif is either described similarly to the FMC by Faure *et al.* (2005, 2008) or subdivided into various allochthons by Ballèvre *et al.* (2009, 2014). In both the FMC and AM, a Middle Allochthon has been defined on the basis of its structural position within the nappe stack and the metamorphic conditions recorded by its

constitutive rocks. Berger *et al.* (2010a) described zoisite and kyanite eclogites (~660 °C, 29 kbar) exhumed at temperatures below 650 °C. They are located close to the contact between LGU and UGU and were included into a Middle Allochthon. Ballèvre *et al.* (2014) proposed to assign the Groix and Bois de Céné blueschists (<570 °C, up to 17 kbar and also devoid of recrystallization in the amphibolite facies, Ballèvre *et al.*, 2003) to a Middle Allochthon but its structural position is uncertain and debated (see Ballèvre *et al.*, 2009 and also Faure *et al.*, 2005). A Middle Allochthon would thus define as a unit comprising cold HP rocks devoid of Late Devonian amphibolite facies recrystallization and located between LGU and UGU.

The Najac unit is often included within the Upper Gneiss Unit on maps published by several authors (Lardeaux *et al.*, 2014; Faure *et al.*, 2017; Lotout *et al.*, 2018). However, the UGU, containing most of retrogressed eclogite lenses in the FMC (formed during the 420–400 Ma D0 event of Faure *et al.*, 2009), also include migmatitic paragneisses having experienced temperatures up to 700–750 °C (Middle Devonian D1 event of Faure *et al.*, 2008, 2009) followed by retrogression in the amphibolite facies (Upper Devonian D2 event; Faure *et al.*, 2009). The P-T path of the Najac unit is unusual in the French Massif central (**Figure III-9**; see Bellot and Roig, 2007; Faure *et al.*, 2009 and Lardeaux, 2014 for reviews on the metamorphic structure and evolution of the French Massif central). Rocks forming the Najac unit have not recorded the D1 and D2 amphibolite facies metamorphic phases preserved in LGU and UGU and instead preserve high-pressure, low temperature (340 °C/GPa at peak pressure) event contemporaneous with a top-to-the-southeast sense of shear. High-pressure rocks included in the Middle Allochthon of the FMC and the AM display metamorphic evolutions similar to the one of the Najac unit, i.e. a HP stage followed by an isothermal exhumation path without recrystallization in the amphibolite facies (Ballèvre *et al.*, 2003; Berger *et al.*, 2010a; Ballèvre *et al.*, 2014). Delor *et al.* (1986) described glaucophane relics in Najac eclogites and already proposed that they belong to the same tectono-metamorphic unit than the Groix and Bois de Céné units in the Armorican massif. High-pressure rocks from these Middle Allochthon occurrences in Brittany (Guiraud *et al.*, 1987; Ballèvre *et al.*, 2003) are characterized by a cold high pressure metamorphism (<500°, up to 18 kbar; 7–8 °C/km) followed by exhumation at low temperature (<500 °C) that compares to Najac micaschists (**Figure III-9a**). The base of the Lower Allochthon (Lower Gneiss Unit of Faure *et al.*, 2005) unit in the Armorican massif also contains eclogitic lenses and HP orthogneiss (in the Cellier unit) having quite similar peak conditions (600 °C, 2 GPa; 10 °C/km; **Figure III-9a**) (Ballèvre *et al.*, 2014) when compared to the Najac unit. However, they cannot be considered as the lateral equivalent of the Najac unit as the latter clearly thrusts over the Lower Gneiss Unit (**Figure III-1**).

Published ages for HP metamorphism in the Middle Allochthon are not strictly equivalent in different locations. Lotout *et al.* (2018) performed multi-method dating (U-Pb zircon and apatite; Sm-Nd and Lu-Hf isochrons) on a retrogressed eclogite from Najac and obtained Upper Devonian ages (383–369 Ma) interpreted as the age of highpressure metamorphism. Sm-Nd, Rb-Sr and Ar-Ar geochronology by Bosse *et al.* (2005) also yielded 370–355 Ma for high pressure metamorphism and exhumation of the Groix blueschists. Berger *et al.* (2010a) proposed that the age of HP metamorphism in Middle Allochthon of Limousin is Lower Devonian but this is based on questionable and sparse ages obtained on thin uranium-poor zircon rims surrounding uranium-rich Ordovician cores. Upper Devonian (~380 Ma) ages were also obtained on these zircon rims but they were tentatively attributed to D1 Late-Devonian

high temperature metamorphism recorded in Limousin (cf. Faure *et al.*, 2008; Melleton *et al.*, 2009) while the dated eclogite is almost not affected by retrogression. New careful analyses done in the zircon rims from the same sample investigated by Berger *et al.* (2010a) yielded younger Upper Devonian ages (work in progress).

Considering the metamorphic evolution, the age and the structural position (thrusting over the Lower Gneiss Unit) of the high-pressure Najac unit, we thus propose that it represents the lateral equivalent of the Groix and Bois de Céné unit in the Armorican massif and the Limousin eclogites of Berger *et al.* (2010a) and assign this unit to the Middle Allochthon. Further exploration of phengitic, biotite-poor garnet micaschists and associated eclogites is needed in the French Massif central to better characterize a potential Middle Allochthon and to correlate it with well-known occurrences of the Armorican massif.

The Laguépie unit records amphibolite facies metamorphism peaking at 710–730 °C, 10 kbar, corresponding to metamorphic conditions obtained in the Upper Gneiss Unit elsewhere in the French Massif central (Burg *et al.*, 1984; Bellot and Roig, 2007; Schulz, 2009; Lardeaux *et al.*, 2014; Do Couto *et al.*, 2016; **Figure III-9b**). The UGU hosts retrogressed eclogites enclosed into migmatitic paragneisses, formed during the D0 and D1 events, respectively (Faure *et al.*, 2009; Melleton *et al.*, 2009; Do Couto *et al.*, 2016). High pressure metamorphism and partial melting were followed by retrogression in the amphibolite facies around 600–700 °C, 5– 10 kbar during the Upper Devonian/Lower Carboniferous D2 event (Faure *et al.*, 2009). Association of mafic and felsic rocks recrystallized in the amphibolite facies is common in the Leptyno-Amphibolite Complex (LAC), usually attributed to the UGU (see Ledru *et al.*, 1989, 1994 and Lardeaux, 2014) and more rarely to the LGU (Bellot and Roig, 2007). Mafic rocks from the LAC often display relict assemblages attesting for eclogite and HP granulite facies metamorphism (Santallier *et al.*, 1988) and their igneous precursors are thought to have been emplaced in an ocean-continent transition zone (Lardeaux, 2014). If the Laguépie unit belongs to the LAC, it must be envisaged that the some of the mafic-felsic associations can also originate after partial melting of a mafic precursor. The age of partial melting and felsic melt crystallization has been constrained at ca. 363 ± 3 Ma in the Laguépie unit. While Faure *et al.* (2009) usually ascribe the partial melting event to the 385–375 Ma Devonian D1 phase, U-Pb dating indicates that amphibolite facies (up to 730 °C) partial melting at Laguépie occurred during Late Devonian. It was followed by top-to-the-north shearing under amphibolite to greenschist facies conditions probably during Lowermost Carboniferous corresponding to the kinematic proposed for the D2 event (Faure *et al.*, 2017).

In the Armorican massif, robust P-T estimates by Pitra *et al.* (2010) yielded peak temperature above 650 °C at pressure conditions ranging from 8 to 11 kbar for migmatitic paragneisses of the eclogite and HP orthogneiss bearing Champtoceaux unit. However the structural position of this units is debated: Faure *et al.* (2005, 2008) include it into the UGU by correlation with FMC occurrences; Ballèvre *et al.* (2009) and Pitra *et al.* (2010) place it at the base of an Upper Allochthon while the upper parts of this allochthon involve a Cadomian basement with low grade metasediments and ophiolites (Faure *et al.*, 2005, 2008; Ballèvre *et al.*, 2009; Ducassou *et al.*, 2011). It is however included within the Lower Allochthon by Ballèvre *et al.* (2014) by correlation within Iberian massifs. The Laguépie and Champtoceaux units both yield peak temperature conditions around 700 °C and 10 kbar (**Figure III-9**). Their metamorphic evolutions are thus more comparable to the Upper Gneiss Unit in FMC, as suggested by Faure

et al. (2005, 2008). Considering the conditions and age of amphibolite facies metamorphism (363 Ma) along with the deformation post-dating the anatexis stage, the Laguédie units correlates with the LAC in the FMC and the Champtoceaux Unit in the AM, that we tentatively ascribe to the Upper Gneiss Unit as defined in the literature (see Lardeaux, 2014; **Figure III-9**).

8.3. Geodynamic significance

The results presented in this study and those published recently by Lotout *et al.* (2018, 2020) are not compatible with the subdivision in tectono-metamorphic phases proposed by Faure *et al.* (2005, 2008, 2009). In these latter papers, the D0 phase correspond to the formation of HP units between 420 and 400 Ma during the closure of an oceanic domain separating Gondwana and Armorica. However, Lotout *et al.* (2018) provided Upper Devonian ages for the Najac eclogites and Lotout *et al.* (2020) obtained Upper Devonian to Early Carboniferous ages for HP metamorphism in Lévézou. These data suggest that HP metamorphism is younger in southern French Massif central compared to other occurrences (Pin and Lancelot, 1982; Ducrot *et al.*, 1983; Paquette *et al.*, 1995). Furthermore, partial melting in UGU as recorded in the Laguédie unit is usually ascribed to the 385–375 Ma D1 event by Faure *et al.* (2009) but it is dated at 363 Ma at Laguédie. It is however affected by the Late Devonian/Lower Carboniferous D2 top-to-the-north shearing (Faure *et al.*, 2017). These discrepancies suggest that either (i) new and old ages for HP metamorphism should be critically evaluated because dating HP metamorphism is a difficult and challenging task or (ii) metamorphic events are about 20 Myr younger in southern French Massif central compared to northern parts or (iii) that final collision between Armorica and Gondwana occurred during Upper Devonian/Early Carboniferous and not Lower Devonian, as suggested by Lardeaux (2014) and Ballèvre *et al.* (2009, 2014). If we consider that Upper Devonian HP/LT metamorphism (Lotout *et al.*, 2018, 2020) is coeval with partial melting in UGU (Melleton *et al.*, 2009; this study) and active margin magmatism as represented by tonalites and diorites intruding the UGU (375–355 Ma; Bernard-Griffiths *et al.*, 1985; Shaw *et al.*, 1993; Bertrand *et al.*, 2001; Pin and Paquette, 2002); these data are compatible with an active subduction system forming a paired metamorphic belt during Late Devonian (Miyashiro, 1967; Brown, 2006). The Najac unit, comprising a basic/ultrabasic intrusion within orthogneisses and micaschists all metamorphosed under eclogite facies conditions, either represents fragments of a continental lower plate or the accretionary prism in the subduction system (proposed for the Groix blueschists, Ballèvre *et al.*, 2014). The UGU, and accordingly, the Laguédie unit, are, in this proposition, part of the upper plate of the subduction system, similarly to what has been proposed by Lardeaux (2014) and Lardeaux *et al.* (2014). Nappe stacking that caused superimposition of the Najac and Laguédie units occurred after 363 Ma, probably during the Early Carboniferous 345–335 Ma D3 phase of Faure *et al.* (2009) because the Najac micaschists were not affected by the Late Devonian 700 °C/10 kbar metamorphism observed at Laguédie.

9. Conclusion

Petrological investigations on metamorphic samples from the Najac and Laguédie units in the southwestern FMC reveal two distinct P-T evolutions. The Najac unit is characterized by syn-kinematic eclogitic metamorphism in micaschists and basic rocks implying subduction of a

continental margin at the end of the Devonian (around 377 Ma) followed by cold exhumation in the greenschist facies. The Laguépie unit records amphibolite facies metamorphism (710 °C, 10 kbar) dated at 363 Ma and later affected by deformation and retrogression under amphibolite to greenschist facies conditions. These two units were formerly grouped into the leptyno-amphibolite complex belonging to the Upper Gneiss Unit. Comparison with tectono-metamorphic units in the French Massif central and the Armorican massifs suggest that the Najac unit can be integrated into the HP/LT Middle Allochthon while the Laguépie unit belongs to the Upper Gneiss Unit. The French Massif central consequently preserves the remnants of an Upper Devonian paired metamorphic belt, where the Middle Allochthon represent subducted material attached to the slab or within an accretionary prism while the Upper Gneiss Unit was located within the upper plate of the subduction system. Lower Carboniferous continental collision further led to the stacking of metamorphic units with contrasted pre-Carboniferous histories. The stack, in its current configuration, is showing an apparent inverted metamorphic gradient, well expressed in the Rouergue domain. The structure of the tectono-metamorphic units near Najac can be considered as a reference for further studies on the structure and evolution of metamorphic units preserved in the French Massif central. Future investigations should focus on obtaining precise P-T-t paths on pre-Carboniferous metamorphic units belonging to the FMC and exploration of phengitebearing biotite-poor garnet micaschists (locally enclosing eclogites) possibly marking a still poorly defined Middle Allochthon. Altogether, these results should be used to propose an integrated tectono-metamorphic framework that can be useful to test the different geodynamic scenarios proposed for the Variscan orogeny in Western Europe.

Acknowledgments

This study was partly funded by a SYSTER-TELLUS grant from the INSU-CNRS. Stays of AB at Toulouse were funded by the FP7 IRSES MEDYNA project and an excellence EIFFEL fellowship. Fabienne de Parseval is thanked for making thin sections; Philippe de Parseval and Sophie Gouy supervised the electron microprobe analyses and Thierry Aigouy helped with SEM observations. We acknowledge comments by Michel Faure and an anonymous reviewer as well as editorial handling by JeanMarc Lardeaux, Olivier Averbuch and Laurent Jolivet.

CHAPITRE IV

Deux occurrences d'éclogites dans l'Ouest du Massif Central Français révèlent une évolution pression-température contrastée : implications sur les processus de subduction et d'exhumation.

1. Résumé

Le Massif Central français, appartenant à la chaîne Varisque d'Europe, renferme deux unités de haute-pression (HP) qui se distinguent par des évolutions P-T contrastées. L'unité des Gneiss Supérieure (UGU) est formée par des paragneiss localement migmatitiques contenant d'abondantes reliques d'éclogites rétro-morphosées dans les conditions du faciès amphibolite à granulite. L'unité Intermédiaire (IU) est dominée par des micaschistes contenant de rares reliques d'éclogites peu rétro-morphosées. Plusieurs affleurements d'éclogites dans l'ouest du Massif Central (Limousin) appartenant aux deux unités structurales ont été sélectionnés dans le but de définir et comprendre la diversité du métamorphisme de HP dans le Massif Central. Les échantillons de l'IU sont des éclogites à disthène, amphibole et omphacite peu rétro-morphosées. Les résultats de calculs thermobarométriques et thermodynamiques sur un échantillon contenant des reliques de phengite donnent des conditions éclogitiques vers $675 \pm 25^\circ\text{C}$ et $\pm 25 \pm 2$ kbar caractérisant un gradient géothermique au pic de pression de $7\text{-}8^\circ\text{C}/\text{km}$. La thermobarométrie grenat-amphibole-plagioclase indique un refroidissement au cours de la décompression avec des températures ne dépassant pas les 650°C pour des pressions inférieures à 10 kbar. Dans les éclogites de l'UGU, l'omphacite est rarement préservée, et n'est présente qu'en inclusion dans le grenat ou dans le disthène. Les calculs thermodynamiques sur trois échantillons présentant des degrés de rétro-morphose variables indiquent des conditions éclogitiques préservant un court chemin prograde entre $640\text{-}735^\circ\text{C}$ et 17-23 kbar, correspondant à des gradients géothermiques de $8\text{-}11^\circ\text{C}/\text{km}$. La thermobarométrie grenat-amphibole-plagioclase met en évidence une décompression quasi isotherme à des températures atteignant $700\text{-}725^\circ\text{C}$ pour des pressions inférieures à 13 kbar. La légère différence de gradient au pic entre les éclogites de l'IU et de l'UGU n'implique pas forcément deux subductions différentes. Cependant, les cheminements rétrogrades contrastés suggèrent que les deux éclogites ont subi différents mécanismes d'exhumation. Le refroidissement au cours de l'exhumation dans les éclogites de l'IU est typique d'une exhumation au sein du prisme d'accrétion le long d'un chenal de subduction étroit conduisant à une remontée rapide et sans réchauffement des éclogites. La décompression à plus haute température (max 725°C) des éclogites de l'UGU suggère une exhumation le long d'un chenal de subduction élargi favorisé par un retrait du slab et une remontée du manteau asthénosphérique suivie par une accrétion à la plaque supérieure.

Mots clés : Massif Central, métamorphisme de haute-pression, cheminement pression-température, subduction, exhumation.

Two eclogites occurrences in the western French Massif Central reveal contrasted pressure-temperature evolution: implications for subduction and exhumation processes.

Anissa Benmammar^{1,2*}, Julien Berger¹ ; Stéphanie Duchene¹ ; Abderrahmane Bendaoud²

¹Géosciences Environnement Toulouse, Université de Toulouse, CNRS, IRD, UPS, Toulouse, France

²Department of Geology, Université des Sciences et Techniques Houari Boumediene, Algiers, Algeria

*Corresponding author: Anissa Benmammar (anissa.benmammar@get.omp.eu)

Key points

- French Massif Central eclogites can be subdivided in two units: IU and UGU
- IU eclogites were buried under 8°C/km vs 11°C/km for UGU eclogites
- Cooling decompression for IU eclogites vs isothermal decompression for UGU samples
- IU eclogites exhumed within a narrow subduction channel, UGU eclogites exhumed during slab rollback.

Chap IV- Deux occurrences d'éclogites dans l'Ouest du Massif Central Français révèlent une évolution pression-température contrastée : implications sur les processus de subduction et d'exhumation

Abstract

The French Massif Central (FMC), belonging to the European Variscan Belt, displays two eclogite occurrences in different structural position. The Upper Gneiss Unit (UGU) consists of migmatitic paragneisses including numerous lenses of eclogites strongly retrogressed in amphibolite to granulite facies conditions. The Intermediate Unit (IU) is dominated by micaschists enclosing weakly retrogressed eclogites. Several eclogite occurrences from the two units have been investigated in order to understand the origin of the diversity of HP metamorphism in the FMC. The IU samples are kyanite-amphibole eclogites with preserved omphacite. Phase diagram calculations and thermobarometry yield eclogitic conditions around $675 \pm 25^\circ\text{C}$ et 25 ± 2 kbar characterizing a thermal gradient of $7^\circ\text{C}/\text{km}$ at peak pressure. Garnet-amphibole-plagioclase thermobarometry suggests cooling during decompression as the temperature does not exceed 650°C at pressures below 10 kbar. The UGU eclogites are deeply retrogressed; omphacite is rare and preserved only as inclusions into garnet or kyanite. Phase diagram calculations on three samples with different degree of retrogression indicate eclogitic conditions preserving a short prograde path between $640\text{-}735^\circ\text{C}$ and 17-23 kbar corresponding to a geothermal gradient of $8\text{-}12^\circ\text{C}/\text{km}$. Garnet-amphibole-plagioclase thermobarometry indicates near initial isothermal decompression at 725°C .at pressure bellow 13 kbar. The different decompression paths suggest contrasted exhumation processes between IU and UGU eclogites. Cooling during decompression of IU eclogites is typical of an exhumation within the accretionary prism above a narrow subduction channel that controls the rapid rise of HP rocks without significant heating. The warmer evolution of the UGU eclogites during decompression is consistent with exhumation driven by widening of the subduction channel during slab roll-back and heating by ascending asthenosphere before accretion to the upper plate.

Key words: French Massif Central, High-pressure metamorphism, pressure-temperature paths, subduction, exhumation

Introduction

The P-T evolution of eclogitic rocks represents an open window on the thermal structure and evolution of subduction systems. HP metamorphic rocks (blueschists and eclogites) are unambiguously interpreted as formed during burial in subduction zones where the associated metamorphic gradient is known as HP/LT (Miyashiro, 1961) and varies from *ca.* 6°C/km to 14°C/km (e.g. Ernst, 1979; Jolivet *et al.*, 2003). This translates into temperatures in the range of 400-800°C for pressures between 15-30 kbar (considering lithostatic pressure with an average crustal density of 2750 kg.m⁻³) The diversity in P-T paths of HP rocks reflects the evolution of the geothermal structure of the subduction zone during burial as well as different exhumation processes from subduction to collision (Gerya *et al.*, 2002, 2008; Peacock, 2003; Jolivet *et al.*, 2005; Guillot *et al.*, 2009) and *in fine* the evolution of the convergence system (Jolivet *et al.*, 2003; Peacock, 2003). A primary control on the prograde P-T path is the initial temperature of the incoming lithosphere before it subducts (e.g. cold vs hot subduction) which depends on its age (Peacock, 1996; Stein and Stein, 1996). Indeed, a younger and warmer lithosphere will undergo a slower subducting rate and warms up at shallower depths during burial than a thick, old and cold oceanic or continental lithosphere margin (Peacock, 1996) The distribution of radioactive heat production, the intensity of shear heating or the induced heat flow from the mantle within the subduction channel also influences temperature during burial (Burg and Gerya, 2005) According to numerical simulations and geodynamic models, the eclogites characterized by a cold decompression paths are typical of exhumation within the subduction channel below the accretionary wedge (Gerya *et al.*, 2002; Jolivet *et al.*, 2003; Yamato *et al.*, 2007; Guillot *et al.*, 2009) or extrusion of continental slices (Ernst *et al.*, 1997; Burov *et al.*, 2014). Warm exhumation paths are explained by slow rates of ascent (Mercier *et al.*, 1991), exhumation mechanisms implying slab rollback, ascent of the asthenospheric mantle and/or accretion to the upper plate (Brun and Faccenna, 2008; Guillot *et al.*, 2009; Jolivet and Brun, 2010) possibly accompanied by syn-orogenic final ascent within high-temperature, granulite facies units (Henk *et al.*, 2000).

The Late Paleozoic Variscan belt is characterized by a plurality in HP metamorphism (O'Brien, 2000). Two-fold subdivision for eclogite facies rocks situated in different structural units is proposed by Ballèvre *et al.* (2009) at the scale of the Western European Variscan belt. They describe HP/LT versus HP/HT eclogites reflecting different temperatures of crystallization (HP-LT eclogite <700°C, locally associated with blueschists; versus HP/HT eclogites >700°C, locally associated with granulites). The FMC contains numerous eclogite occurrences belonging to different tectono-metamorphic units and therefore represents an ideal target to constrain the different geodynamic processes controlling the diversity of HP metamorphism in the Variscan belt. First, lenses of deeply retrogressed eclogites hosted in migmatitic paragneiss are found in the Upper Gneiss Unit (UGU) (Ledru *et al.*, 1989). Second, fresh eclogites preserved as lenses in micaschists locally affected by eclogite facies metamorphism (Benmammar *et al.*, 2020) and associated with orthogneisses are found in the Intermediate Unit (IU) or Middle Allochthon (Berger *et al.*, 2010a; Benmammar *et al.*, 2020). Several studies perform P-T investigations on the Massif Central eclogites (**Figure IV-1**). Different P-T paths has been obtained recently (Lardeaux *et al.*, 2001; Bellot and Roig, 2007; Berger *et al.*, 2010a; Lotout *et al.*, 2018, 2020; de Hoÿm de Marien *et al.*, 2020). but they are systematically associated with the UGU except

Chap IV- Deux occurrences d'éclogites dans l'Ouest du Massif Central Français révèlent une évolution pression-température contrastée : implications sur les processus de subduction et d'exhumation

in Berger et al. (2010a). Moreover, much attention has been given to eclogitic conditions while the retrograde path and therefore the exhumation processes that probably lead to this diversity of P-T paths are poorly understood and thus debated. In this paper, we will compare the metamorphic evolution of several occurrences of eclogites from two different structural units in a restricted geographic area (Central Limousin, Western French Massif Central) and discuss i) the nature and thermal regime of subduction and ii) the mechanisms driving exhumation. Moreover, these results will help constraining if the two HP units represent different subducting slabs or different portions of a single slab and will be used to make correlations across the Variscan belt in France.

Chap IV- Deux occurrences d'éclogites dans l'Ouest du Massif Central Français révèlent une évolution pression-température contrastée : implications sur les processus de subduction et d'exhumation

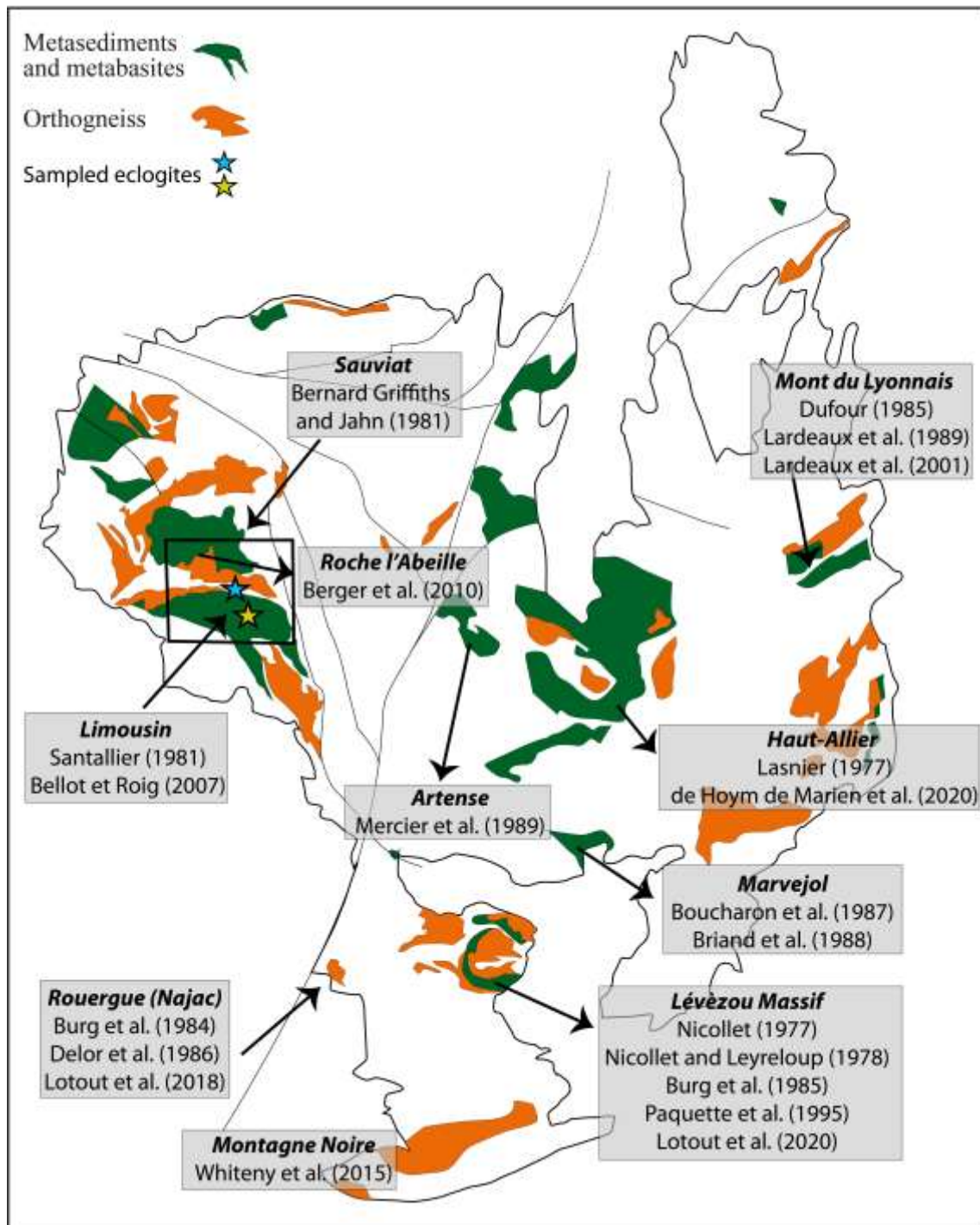


Figure IV-1: Schematic map of the FMC gathering multiple P-T investigations. The studied area is represented by a black square containing selected eclogites in different units (stars)

Chap IV- Deux occurrences d'éclogites dans l'Ouest du Massif Central Français révèlent une évolution pression-température contrastée : implications sur les processus de subduction et d'exhumation

Geological context

The Limousin area in the western part of the Massif Central (**Figure IV-1**) correspond to the juxtaposition of several tectono-metamorphic units (**Figure IV-2**) with contrasted lithologies and metamorphic histories (Dubuisson *et al.*, 1988, 1989; Bellot and Roig, 2007).

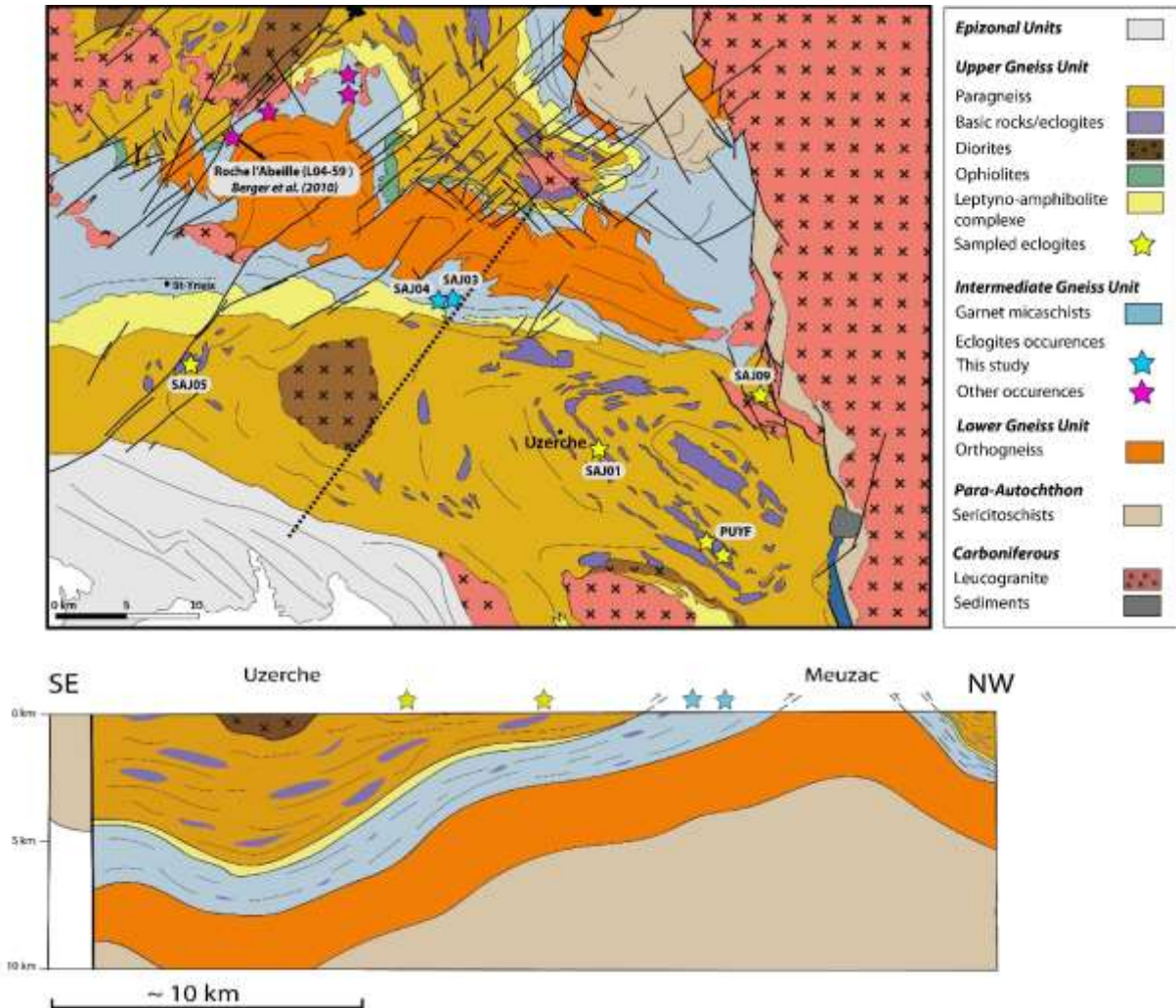


Figure IV-2: Simplified geological map and cross-section of the main tectonic units in the Limousin. The cross-section confection was inspired from Berger *et al.* (2010a) and Lardeaux *et al.* (2014).

The parautochthonous unit (PAU) is made of greenschist facies metapelites locally reaching amphibolite facies near large carboniferous plutons (Bellot and Roig, 2007). It is overthrust by the Lower Gneiss Unit (LGU) (Ledru and Calvez, 1988; Ledru *et al.*, 1989; Faure *et al.*, 2009, 2014; Lardeaux, 2014) composed by amphibolite-facies metapelites and orthogneisses (with cambro-ordovician igneous protoliths; Melleton *et al.*, 2010) with very rare evidences of HP metamorphism (Gebauer *et al.*, 1981). The Upper Gneiss Unit (UGU) (Ledru *et al.*, 1989; Faure *et al.*, 2009, 2014; Lardeaux, 2014) is predominantly composed of migmatitic as well as plagioclasic paragneisses and orthogneisses and includes several lenses of retrogressed eclogites and large calc-alkaline, Late Devonian diorite plutons. The leptyno-amphibolite

Chap IV- Deux occurrences d'éclogites dans l'Ouest du Massif Central Français révèlent une évolution pression-température contrastée : implications sur les processus de subduction et d'exhumation

complex marks the transition between LGU and UGU in western French Massif Central (Santallier *et al.*, 1988; Ledru *et al.*, 1989; Lardeaux, 2014). It corresponds to a bimodal association of mafic/ultramafic rocks and felsic rocks usually displaying relics of high grade metamorphism (eclogite and/or granulite facies) and attributed to the base of the UGU. (Lardeaux, 2014). Dubuisson *et al.* (1988, 1989) and Berger *et al.* (2010a, 2010b) propose to define an intermediate unit (Middle allochthon or Intermediate Unit) sandwiched between UGU and LGU and characterized by the presence of ophiolite and LT eclogites. However, this definition is weak as it groups together rocks with contrasted metamorphic evolutions (Berger *et al.*, 2010a, 2010b). Such an intermediate unit can be correlated to the HP Lower Allochthon or to the oceanic Middle Allochthon as defined by (Ballèvre *et al.*, 2014) in the Armorican massif (see also Benmammar *et al.*, 2020).

Eclogites belonging to the Intermediate Unit (IU) were sampled near the town of Benayes in central Limousin, western French Massif Central (see **Figure IV-2**, samples SAJ03 and 04). They are at the same structural position than eclogites investigated by (Berger *et al.*, 2010a). They form isolated lenses enclosed in muscovite-rich, biotite poor and locally garnet-bearing micaschists that were not dated nor explored for their metamorphic evolution. The contact between the two lithologies is nowhere exposed due to poor outcropping conditions. UGU eclogites were sampled at different localities (see **Figure IV-2**, samples SAJ01, SAJ05, PUYF, SAJ09), they are systematically found within biotite-rich and muscovite-poor migmatitic paragneiss (diatexites). U-Th-Pb chemical dating of a monazite in a UGU migmatitic paragneiss close to the Puy De Ferrières (PUYF) eclogite outcrop yielded a date of 362 ± 4 Ma, interpreted as the age of amphibolite facies anatexis (Melleton *et al.*, 2009)

Methods

Bulk rock major elements concentrations were analysed by X-ray fluorescence (XRF) spectrometry at the CAF service of the Stellenbosch University (South Africa). About 2 kg were crushed before pulverization (whole rock compositions in (**Tableau supp IV-2**, supplementary material). Electron microprobe analyses of major elements in minerals were performed with a Cameca SXFive microprobe (Centre de microcaractérisation Raimond Castaing, Toulouse, France). Accelerating voltage was set up to 15 kV, beam current to 10 nA and counting times to 10 s for peak top and 10 s for background.

Detailed petrographical observations were made on about 20 thin sections but only 10 were selected for P-T estimations. The mineral assemblages for different metamorphic stages are indicated in (Supplementary material). The classifications of Deer *et al.* (1963), Morimoto (1988), Leake *et al.* (1997) were used for the mineralogical composition of clinopyroxene, amphibole and plagioclase, respectively, and mineral abbreviations are after Whitney and Evans (2010). Despite of the importance of using hybrid methods in the determination of the P-T paths (Powell and Holland, 2008), most recent studies of FMC metamorphism are based only on pseudosection calculation, whereas thermobarometry was used in the older papers. Because of the difficulty of thermodynamic models to reproduce mineral compositions at high pressure (because only scarce experimental data are available at these conditions) for metabasic systems and because of the effect of local equilibria during the development of

Chap IV- Deux occurrences d'éclogites dans l'Ouest du Massif Central Français révèlent une évolution pression-température contrastée : implications sur les processus de subduction et d'exhumation

retrograde assemblages, we systematically combined pseudosection calculations with thermobarometry. Pseudosections were calculated using *Perple_X* (Connolly, 2005, 2009) and were used to constrain assemblages, modal proportion and mineral compositions in equilibrium at the bulk sample scale. The thermodynamic database of Holland and Powell (1998) (updated in 2002) was used with solution models of White *et al.* (2007) for garnet, Green *et al.* (2007) for clinopyroxene, Diener *et al.* (2007) for amphibole, Coggon and Holland (2002) and Auzanneau *et al.* (2010) for white mica, Newton *et al.* (1980) for plagioclase, Holland and Powell (1998) for chlorite, Tajčmanová *et al.* (2009) for biotite, White *et al.* (2000) for ilmenite. Melt was not involved in the calculation of the pseudosections as we did not observe direct evidences for partial melting or melt migration in our samples. Water saturation was considered as suggested by T-XH₂O and P-XH₂O pseudosection (**Figure supp IV-1** **Figure supp IV-2**, supplementary material) calculated at different conditions. This is probably valid for the eclogitic stage but for the retrograde stage, hydration is local (i.e. in veins) in IU eclogites while it is more distributed in UGU eclogites. Several geothermobarometers are relevant to metabasic systems at the P-T conditions of interest. Accordingly, garnet-clinopyroxene-kyanite-quartz thermobarometry was applied using the calibration of Nakamura (2009). Thermobarometric calculations for the retrograde assemblages involving garnet, amphibole, plagioclase and quartz were based on the barometer of Kohn and Spear (1989) and hornblende plagioclase thermometer of Holland and Blundy (1994).

Petrography and mineral chemistry

1.1. Intermediate Unit eclogites

All the samples belonging to this unit share similar petrographic characteristics. They are eclogites consisting of garnet, omphacite, kyanite, rutile and amphibole similar to those described by Berger *et al.* (2010a) in northern occurrences from central Limousin (**Figure IV-1** ; **Figure IV-2**). The degree of retrogression is low (generally <10 vol.%) except in some localized cm-sized veins invaded by porphyroblastic amphibole. It is also expressed as coronitic textures around garnet, omphacite, kyanite and phengite and by large porphyroblastic amphiboles growing over eclogite-facies minerals (mostly omphacite). About 4 samples were investigated in detail (and used for thermobarometry) but as they show similar characteristics and comparable P-T results, only one is described in details in this paper (SAJ03A).

Sample SAJ03A (**Figure IV-3**) is a fresh kyanite-bearing eclogite with porphyroblastic amphibole and consists mainly of a granoblastic HP assemblage of pyrope-rich garnet (25-30 vol.%), omphacite (35-40 vol.%), amphibole (10-15 vol.%), kyanite, quartz and rutile with accessory phengite.

Chap IV- Deux occurrences d'éclogites dans l'Ouest du Massif Central Français révèlent une évolution pression-température contrastée : implications sur les processus de subduction et d'exhumation

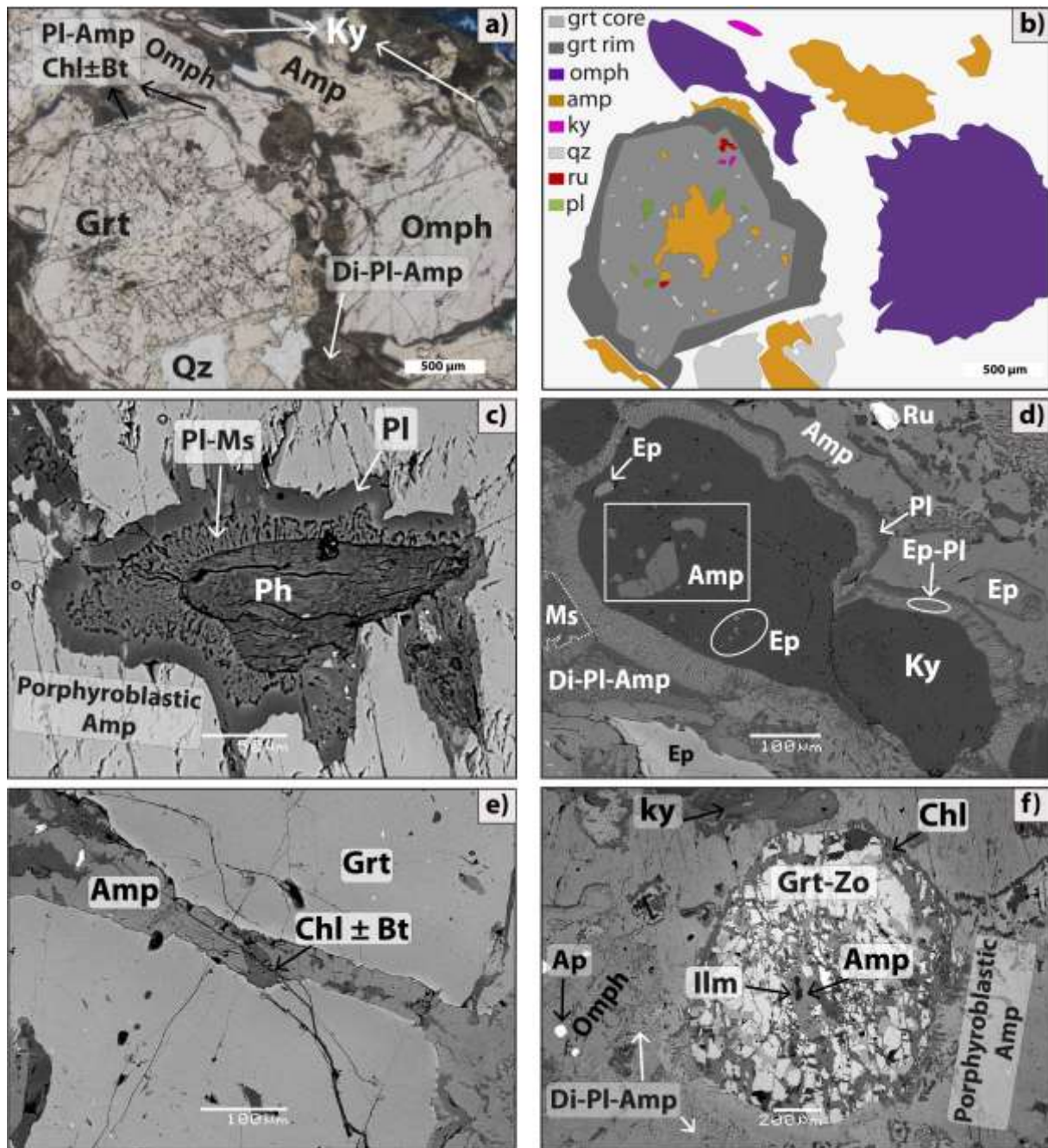


Figure IV-3: Microphotographs of SAJ03A sample. a) and b) Fresh zone with well-preserved eclogitic assemblage. Garnet is rimmed by a fine-grained Amp-Pl-Chl ± Bt symplectite. c) Partially preserved phengite. d) Large kyanite rimmed by Ep-Pl symplectite. Note the abundance of amphibole inclusions and some epidotes. e) Chl ± Bt-Amp corona at garnet rim. f) Deeply retrogressed zone (local small vein), showing garnet partially replaced by zoisite and large development of porphyroblastic amphiboles after omphacite.

Garnet core contains abundant inclusion (**Figure IV-3 a, b**), comprising amphibole, white mica, plagioclase, quartz, rutile and rare zoisite and zircon, whereas the rim is devoid of inclusions. Garnet core composition is relatively homogeneous (**Figure IV-4**) with X_{Fe} (0.47-0.50) X_{Prp} (0.39-0.41), X_{Alm} (0.34-0.38), X_{Grs} (0.20-0.23) and $X_{Spss} \leq 0.0113$. Garnet rim is richer in Mg

Chap IV- Deux occurrences d'éclogites dans l'Ouest du Massif Central Français révèlent une évolution pression-température contrastée : implications sur les processus de subduction et d'exhumation

(XPrp 0.44-0.46) with lower XAlm (0.32-0.34), XGr_s (0.18-0.21) and a very slight decrease in XSp_s. The X-ray maps show irregular boundaries at the core-rim transition suggesting a phase of resorption before rim growth. Phengite (Si 3.33-3.39 p.f.u) occurs as an accessory mineral in the matrix or rarely as inclusion in amphibole (**Figure IV-3c**) and is progressively replaced by a large corona of plagioclase and muscovite symplectites. Omphacite in the matrix (**Figure IV-5a**) displays a negative correlation between jadeite (24-28 mol%) and Mg# (87-90) and contains less than 0.2% TiO₂.

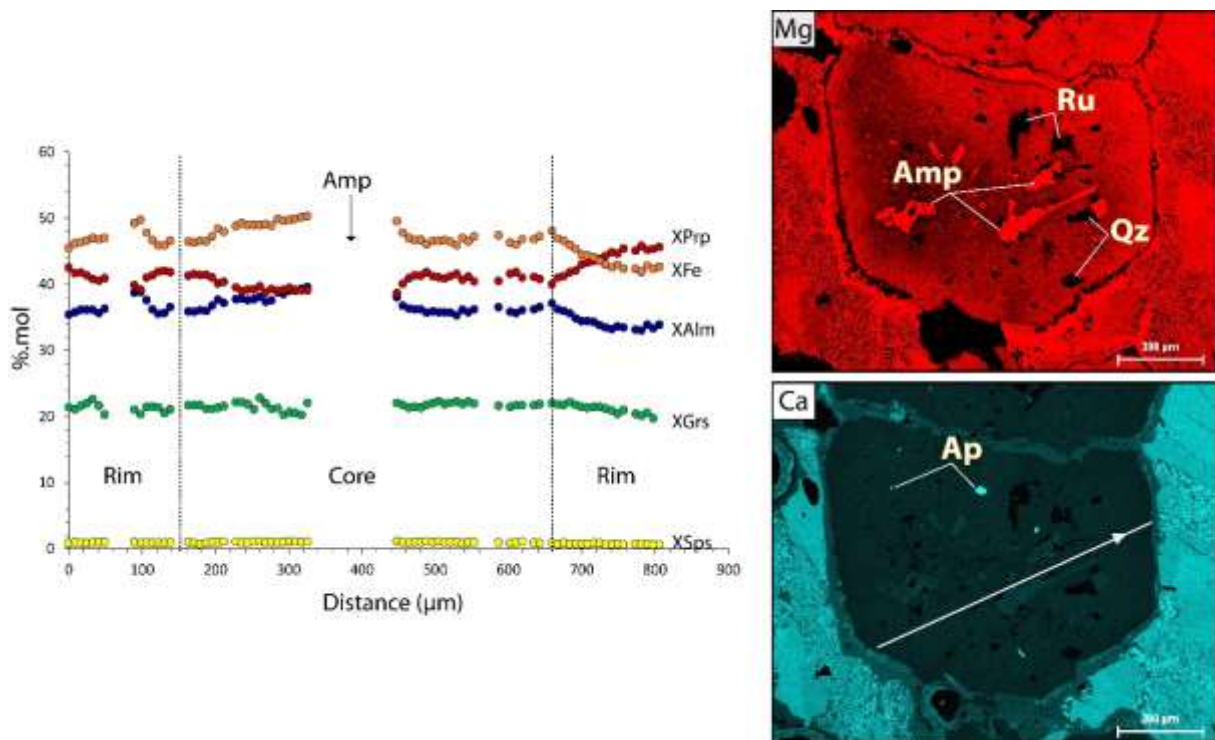


Figure IV-4: Chemical zoning of SAJ03A garnet

Kyanite contains several epidote and amphibole inclusions (**Figure IV-3** Erreur ! Source du renvoi introuvable. **d**) and display a large corona of plagioclase-epidote ± spinel symplectites. Amphiboles occur in different textural positions but always show calcic compositions (**Figure IV-5b**) spreading between pargasite and tremolite. We distinguished four types of amphiboles. 1) pargasite forming small inclusions in garnet cores (Na_(B) 0.11-0.26, Si 6.3-6.4 p.f.u, Mg# 80-84) (**Figure IV-3a, b**), 2) anhedral edenites occurring as a matrix constituent with slightly higher Si and Ti content (Na_(B) 0.10-0.22, Si 6.5-6.7 p.f.u, Mg# 80-81) (**Figure IV-3a, b**), 3) porphyroblastic edenite (several mm) (Na_(B) 0.19-0.23 p.f.u, Si 6.4-6.7 p.f.u, Mg# 80-84) replacing progressively the eclogitic omphacite-garnet association (**Figure IV-3f**) and 4) fine-grained symplectitic amphibole around garnet, omphacite and kyanite has more variable composition. They range from pargasite to tremolite (Na(B) <0.2 p.f.u, Si 5.8-7.7 p.f.u, Mg# 71-87 p.f.u) and are associated with (i) symplectitic plagioclase ± chlorite ± biotite around garnet. (ii) diopside-plagioclase symplectites around omphacite and (iii) spinel-plagioclase-epidote coronas around kyanite (**Figure IV-3a, c, e**). In the amphibole-rich veins, omphacite is

Chap IV- Deux occurrences d'éclogites dans l'Ouest du Massif Central Français révèlent une évolution pression-température contrastée : implications sur les processus de subduction et d'exhumation

consumed by porphyroblastic amphibole while garnet is destabilized into zoisite-amphibole assemblages (Figure 3f). Accessory apatite and titanite are common in matrix whatever the degree of retrogression. The composition of symplectitic plagioclase (**Figure IV-5c**) seems to be strongly correlated with the textural position and the local equilibrium with the primary mineral. Symplectitic plagioclase associated with diopside results from omphacite destabilization and has preferentially an albitic composition while symplectitic plagioclase around garnet corona presents mainly Ca-rich and intermediate compositions.

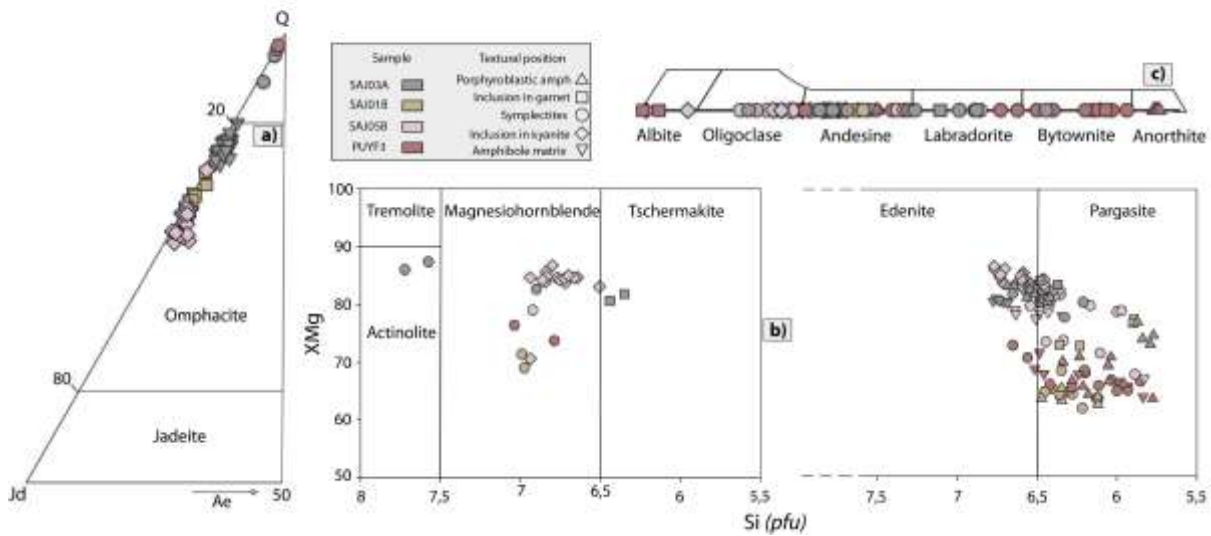


Figure IV-5: Compositional diagrams according to different textural position a) Clinopyroxenes according to (Morimoto, 1988). b) Amphibole according to Leake *et al.* (1997). e) Plagioclase composition plotted on the albite-anorthite-orthoclase diagram.

According to petrographical observation, textural relations and mineral compositions, we can thus define four successive assemblages: (1) plagioclase-amphibole-rutile-quartz \pm white mica as inclusions into garnet cores and epidote-amphibole inclusions into kyanite, (2) eclogitic garnet-omphacite-rutile-kyanite-quartz-phengite association, (3) porphyroblastic amphiboles growing over eclogitic minerals (and mostly consuming omphacite) (4) coronitic plagioclase-amphibole (+/- chlorite and biotite), plagioclase-diopside (+/- amphibole and epidote) association forming after garnet and omphacite, respectively. It is worth to note that amphibole from assemblages 1, 3 and 4 show calcic compositions and none of these have high $Na_{(B)}$ and Si contents, distinctive of eclogitic amphiboles.

1.2. Retrogressed eclogites from UGU

All samples of the UGU eclogites are strongly retrogressed and contain almandine-rich garnet, amphibole, quartz, epidote and rutile with varying proportions of chlorite, ilmenite, mica and titanite. Omphacite is very rare and only preserved as inclusions into garnet and kyanite.

Chap IV- Deux occurrences d'éclogites dans l'Ouest du Massif Central Français révèlent une évolution pression-température contrastée : implications sur les processus de subduction et d'exhumation

Amphibole (+/- plagioclase) porphyroblasts develop around garnet and consume the former omphacite-rich matrix.

1.2.1. Kyanite and omphacite bearing retrogressed eclogite SAJ05B

Sample SAJ05B shows lobed garnet and kyanite included in large light brown amphibole porphyroblasts. Coronitic textures develop around garnet and kyanite while fine-grained intergrowths of amphibole and sodic plagioclase probably delineate former omphacite crystals. Kyanite (5-10%) occurs as porphyroblastic crystals (**Figure IV-6.a**) with inclusions of small rounded omphacite (Mg#: 88-90, Jd: 37-44 mol%) (Fig.9b) as well as amphibole (<5%) epidote (<5%) and rare quartz, rutile and plagioclase (**Figure IV-6b**). The amphiboles included in kyanite are pargasites and edenites (Na_(B): 0.10-0.33, Si: 6.4-6.7 p.f.u, Mg# 81-86) (**Figure IV-6b**).

Garnet crystals are inclusion poor, except for some rutile needles and rare quartz (**Figure IV-6a**). They display homogenous composition in the core but important increase in X_{Prp} (0.22 to 0.36) toward the rim counterbalanced by a decrease in X_{Alm} (0.53 down to 0.42) and thus X_{Fe} (0.74 down to 0.53) (**Figure IV-7**). The X_{Grs} show a slight variation (0.20 in the core, 0.26 in the mantle and down to 0.19 in the rim) and the X_{Spss} displays a bell shape zonation decreasing from core to rim (0.04 down to 0.006).

Porphyroblastic amphibole is abundant and has pargasite to edenite compositions (Na_(B) 0.10-0.15, Si 6.3-6.6 p.f.u, Mg# 67-79) (**Figure IV-5.b**). They are often separated from garnet by a very fine-grained corona of symplectites (**Figure IV-6.c**) comprising amphibole (Na_(B) 0.06-0.16, Si 5.9-6.4 p.f.u, Mg# 73-80) and plagioclase showing variable compositions from oligoclase to andesine (**Figure IV-5.b,c**). Corundum is occasionally found in symplectites formed between garnet and kyanite (**Figure IV-5**).

Chap IV- Deux occurrences d'éclogites dans l'Ouest du Massif Central Français révèlent une évolution pression-température contrastée : implications sur les processus de subduction et d'exhumation

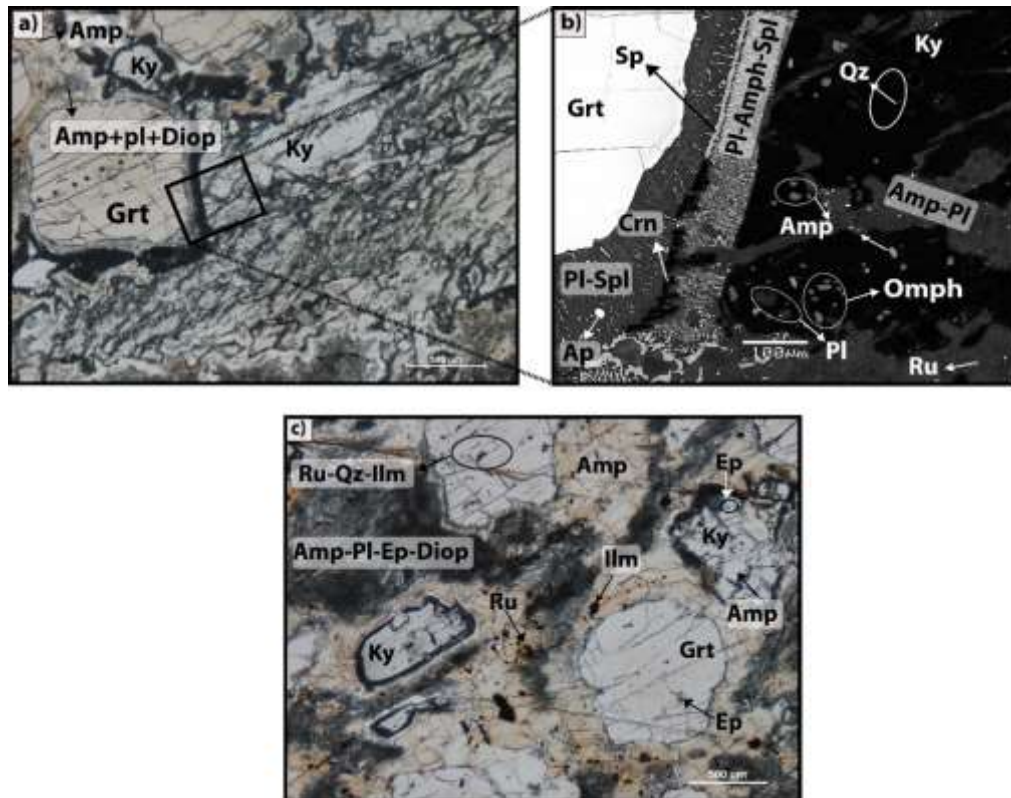


Figure IV-6: Microphotograph of SAJ05B sample. a) Porphyroblastic kyanite crystal developed near garnet. b) Local development of spinel and corundum around garnet corona and several inclusions of amphibole, omphacite with rare quartz rutile and plagioclase. c) Porphyroblastic amphibole wrapping mineral matrix. Development of spinel and corundum around garnet corona and several inclusions of amphibole, omphacite with rare quartz rutile and plagioclase. c) Porphyroblastic amphibole wrapping mineral matrix.

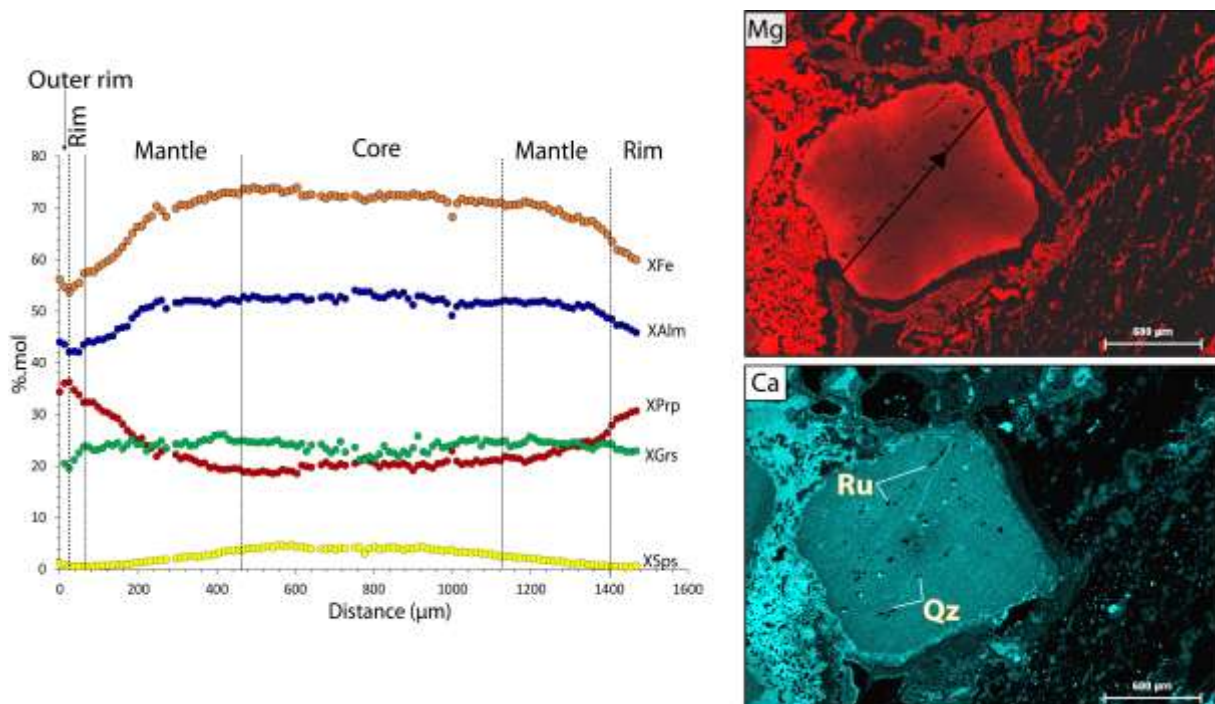


Figure IV-7: Chemical zoning profile of SAJ05B garnet

1.2.2. Omphacite-bearing retrogressed eclogite SAJ01B

Sample SAJ01B shows rounded and lobed garnet, fine-grained amphibole plagioclase-diopside and amphibole-plagioclase intergrowths with large amphibole porphyroblasts wrapping all minerals (**Figure IV-8**). Garnet (50-60 vol.%) contains minute inclusions of omphacitic clinopyroxene (**Figure IV-8c,d**), amphibole, zoisite, quartz, rutile and zircon. Accessory apatite, zircon, rutile and ilmenite are abundant in the matrix outside garnets.

Garnet has homogeneous composition from core to rim (**Figure IV-9**) with nearly constant X_{Prp} (0.29-0.32), X_{Alm} (0.42-0.46), X_{Grs} (0.21-0.24) and X_{Spss} (< 0.012). No rimward increase in X_{Prp} is observed which contrasts with other samples of the UGU and IU. Omphacite inclusions display a negative correlation between Jd (35-40 mol%) and Mg# (79-82) (**Figure IV-5.a**). Garnet comprises also rare inclusions of pargasite ($Na_{(B)}$: 0.07-0.12; Si: 5.9-6.2 p.f.u, Mg#: 73-77). Porphyroblastic amphibole crystals are well developed in the whole sample and display pargasite compositions ($Na_{(B)}$ 0.04-0.06, Si 6.3-6.4 p.f.u, Mg# 63-65) (**Figure IV-5.b**). Symplectitic amphibole occurs in two textural positions with comparable chemical composition ranging from pargasite to magnesiohornblende. (i) amphiboles symplectites in the matrix ($Na_{(B)}$ 0.01-0.10, Si 6.2-6.9 p.f.u, Mg# 62-71) intergrowth with sodic plagioclase and chlorite forming probably after omphacite and (**Figure IV-5.b**) (ii) amphiboles symplectites in association with calcic plagioclase \pm chlorite \pm titanite (**Figure IV-5.c**) forming coronas around garnet ($Na_{(B)}$ 0.06-0.08, Si 6.1-6.3 p.f.u, Mg# 63-65) (**Figure IV-8.b**). Small and rare biotite crystals partially transformed into chlorite and some epidote are found in matrix (**Figure IV-8.a**). Ilmenite replaces partially or completely rutile and is in turn rimmed by titanite (**Figure IV-8.f**).

Chap IV- Deux occurrences d'éclogites dans l'Ouest du Massif Central Français révèlent une évolution pression-température contrastée : implications sur les processus de subduction et d'exhumation

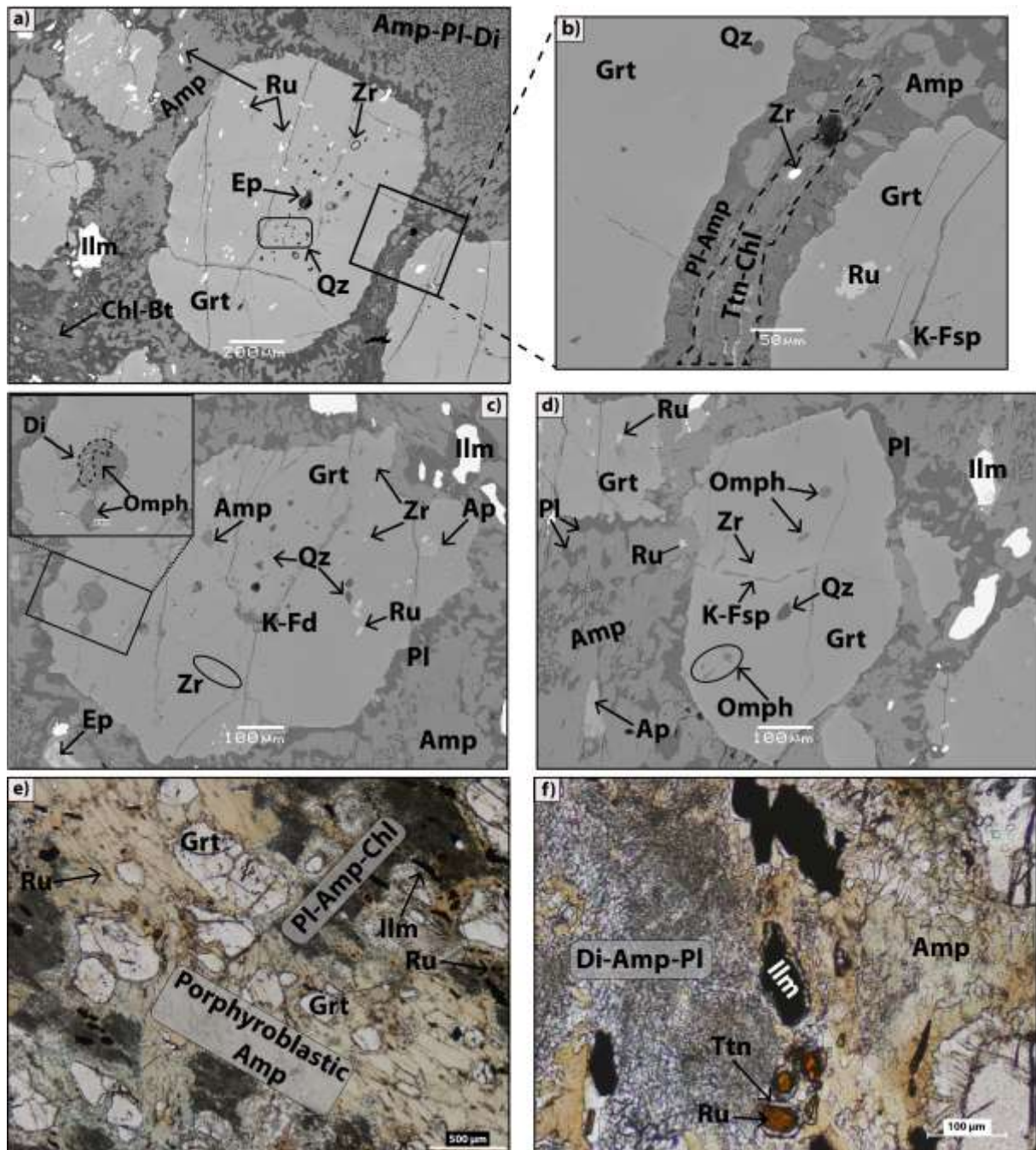


Figure IV-8: Microphotographs of SAJ01B sample. a) Fractured garnet-rich inclusions surrounded by amphibole-plagioclase symplectites and porphyroblastic amphibole. b) Garnet rim enlargement. Note the local presence of titanite. c) Fractured garnet with abundant inclusions. d) Omphacite, quartz and zircon inclusions in garnet. e) Porphyroblastic amphibole wrapping garnet. f) Rutile-ilmenite-titanite transition.

Chap IV- Deux occurrences d'éclogites dans l'Ouest du Massif Central Français révèlent une évolution pression-température contrastée : implications sur les processus de subduction et d'exhumation

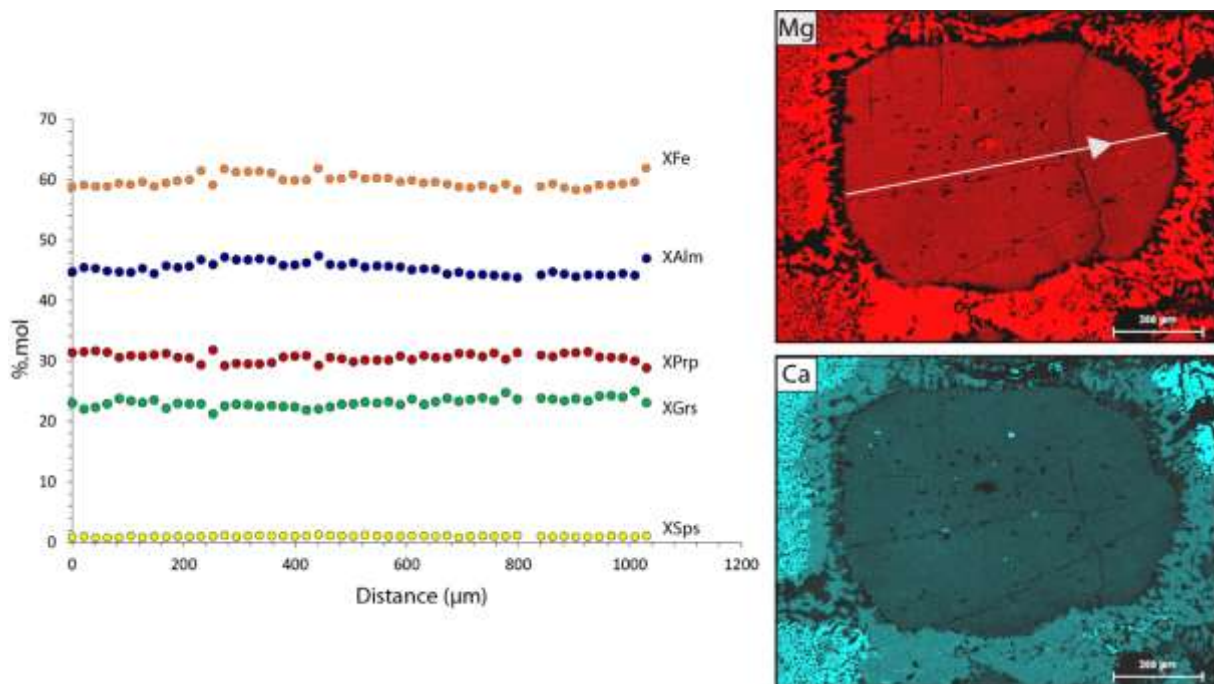


Figure IV-9: Chemical zoning profile of SAJ01B garnet

1.2.3. Retrogressed eclogite PUYF3

The selected sample PUYF3 (Fig. 7) is dominated by rounded and lobed garnet (40-50%) (**Figure IV-10a,b**) commonly fractured, large amphibole porphyroblasts (~30%) surrounding garnet, plagioclase crystals (**Figure IV-10a, c**) (>5%) and fine-grained amphibole-plagioclase (+/- diopside) symplectites (**Figure IV-10a, c, d**) after omphacite. Accessory phases comprise rutile, ilmenite and titanite. No omphacite grain was observed neither as relic in matrix nor as inclusions into garnets.

The latter shows a very smooth zoned core with a roughly constant XGrs (0.25-0.28) and XAlm (0.52-0.56), slightly decreasing in XFe (0.82 down to 0.79), XSpss (0.06 down to 0.05) and increasing XPrp (0.11 to 0.14) (**Figure IV-11**). Abundant inclusions of epidote as well as minor quartz, chlorite and amphibole ($\text{Na}_{(B)}$ 0.2, Si 6.1-6.3 p.f.u, Mg# 64-66) are found in garnet core (**Figure IV-10a, c, Figure IV-11**). A stronger zoning toward the mantle involves an important increase in XPrp (up to 0.35) balanced by decrease in XAlm (down to 0.40), XFe (down to 0.54) and XSpss (down to 0.009) while XGrs zoning is weak with slight decrease (down to 0.24). The garnet mantle shows fewer inclusions of epidote with some quartz and rutile. A final decrease in XGrs (down to 0.22) marks the garnet rim. It is surrounded by large corona involving rough symplectites of pargasite ($\text{Na}_{(B)}$ 0.07-0.10, Si 5.8-6.3 p.f.u, Mg# 64-71) with plagioclase (**Figure IV-10b**). It is wrapped by large porphyroblastic pargasite ($\text{Na}_{(B)}$ 0.06-0.10, Si 5.9-6.5 p.f.u, Mg# 63-70), and zoned plagioclase crystals from the core to the rim toward more albitic composition (**Figure IV-10a**). Clinopyroxene is present only as symplectitic diopside (**Figure IV-10a**) surrounding the quartz (**Figure IV-10d**) or in association in the matrix with intermediate plagioclase and pargasite ($\text{Na}_{(B)}$ 0.08-0.11, Si 5.9-6.4 p.f.u, Mg# 64-73) after omphacite. Rutile is replaced partially by ilmenite which is locally rimmed a by titanite. Small flakes of chlorite

Chap IV- Deux occurrences d'éclogites dans l'Ouest du Massif Central Français révèlent une évolution pression-température contrastée : implications sur les processus de subduction et d'exhumation

associated with biotite and rare spinel and corundum grains can occur close to garnet corona (Figure IV-10b).

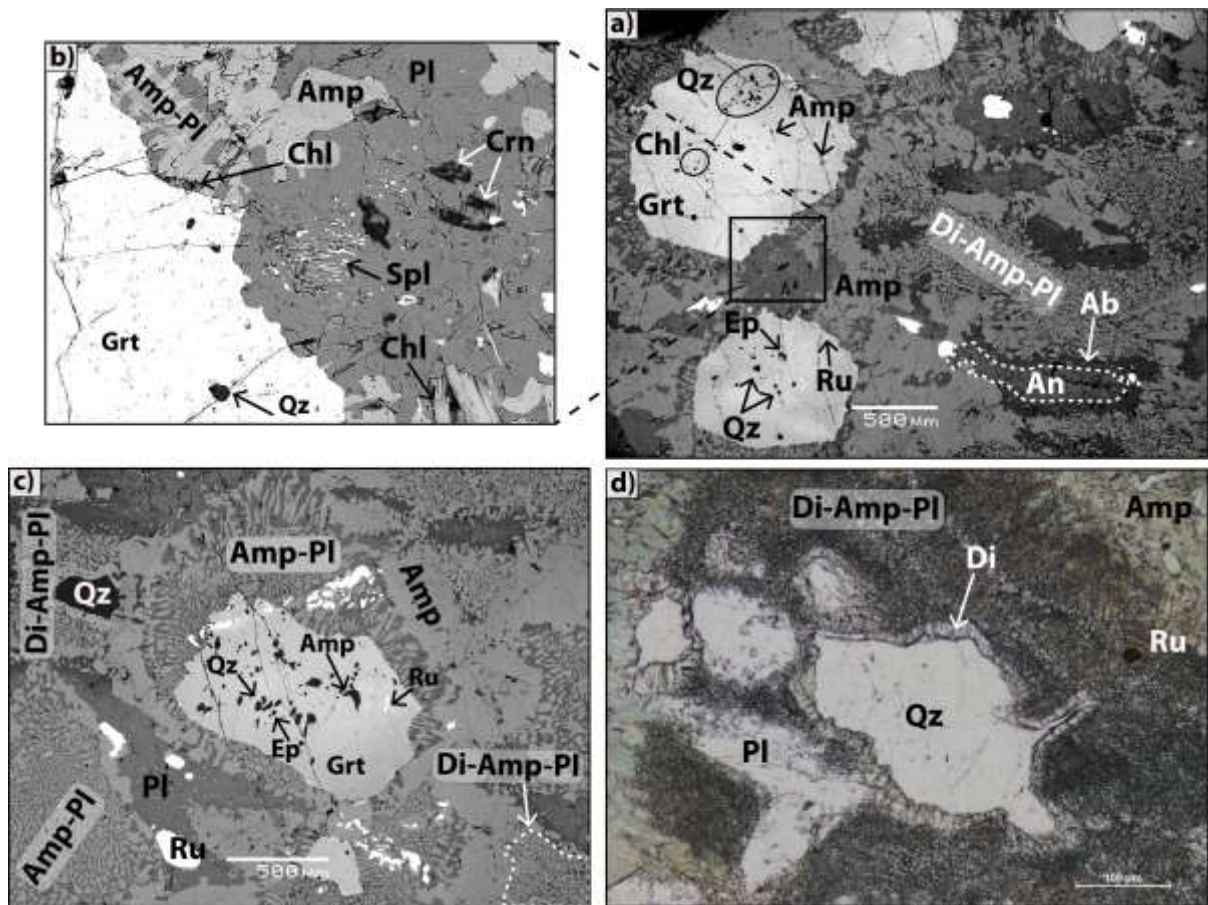


Figure IV-10: Microphotograph of PUYF3 sample. a) Fractured garnet, porphyroblastic amphibole and plagioclase crystal growth. b) Amphibole-plagioclase intergrowth around garnet with chlorite and local spinel, corundum. c) Large amphibole-plagioclase- symplectites around garnet rimmed by porphyroblastic amphibole and plagioclase crystals. d) Quartz crystal rimmed by diopside and diopside-amphibole-plagioclase symplectites

Chap IV- Deux occurrences d'éclogites dans l'Ouest du Massif Central Français révèlent une évolution pression-température contrastée : implications sur les processus de subduction et d'exhumation

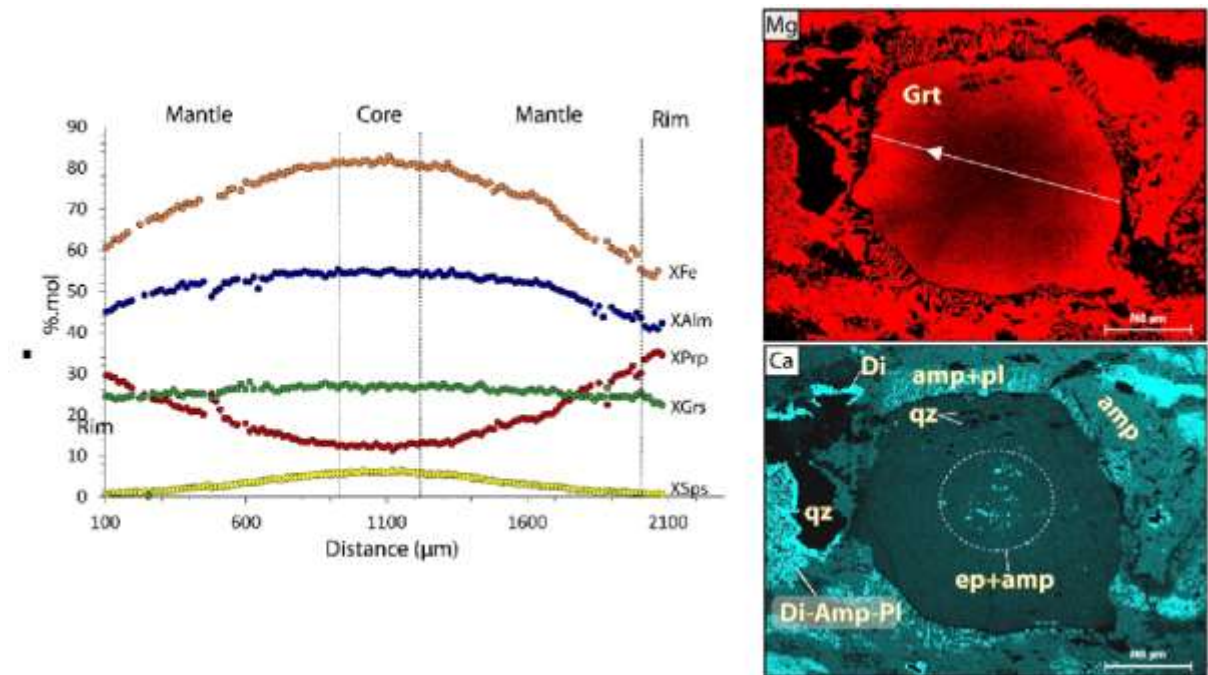


Figure IV-11: Chemical zoning profile of PUYF3

According to petrographical observations on UGU eclogites, we can define four successive metamorphic associations: (1) amphibole-plagioclase-quartz-rutile ± chlorite and epidote inclusions in garnet (2) omphacite-rutile (+/- amphibole, epidote and quartz) inclusions into garnet cores or kyanite defining the eclogitic assemblage. (3) porphyroblastic amphibole growing over eclogitic minerals (4) coronitic plagioclase-amphibole assemblages around garnet, plagioclase-diopside-amphibole intergrowths after omphacite.

Pressure-temperature estimates

7.1. Intermediate Unit

An isochemical section has been built for sample SAJ03A in the Na₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-K₂O-CaO-TiO₂-MnO-FeO-H₂O. chemical system. water saturation was considered for the calculation knowing that the saturation in IU eclogites is reached at low water content (< 0.25%) at peak pressure conditions (**Figure supp IV-1**).

Chap IV- Deux occurrences d'éclogites dans l'Ouest du Massif Central Français révèlent une évolution pression-température contrastée : implications sur les processus de subduction et d'exhumation

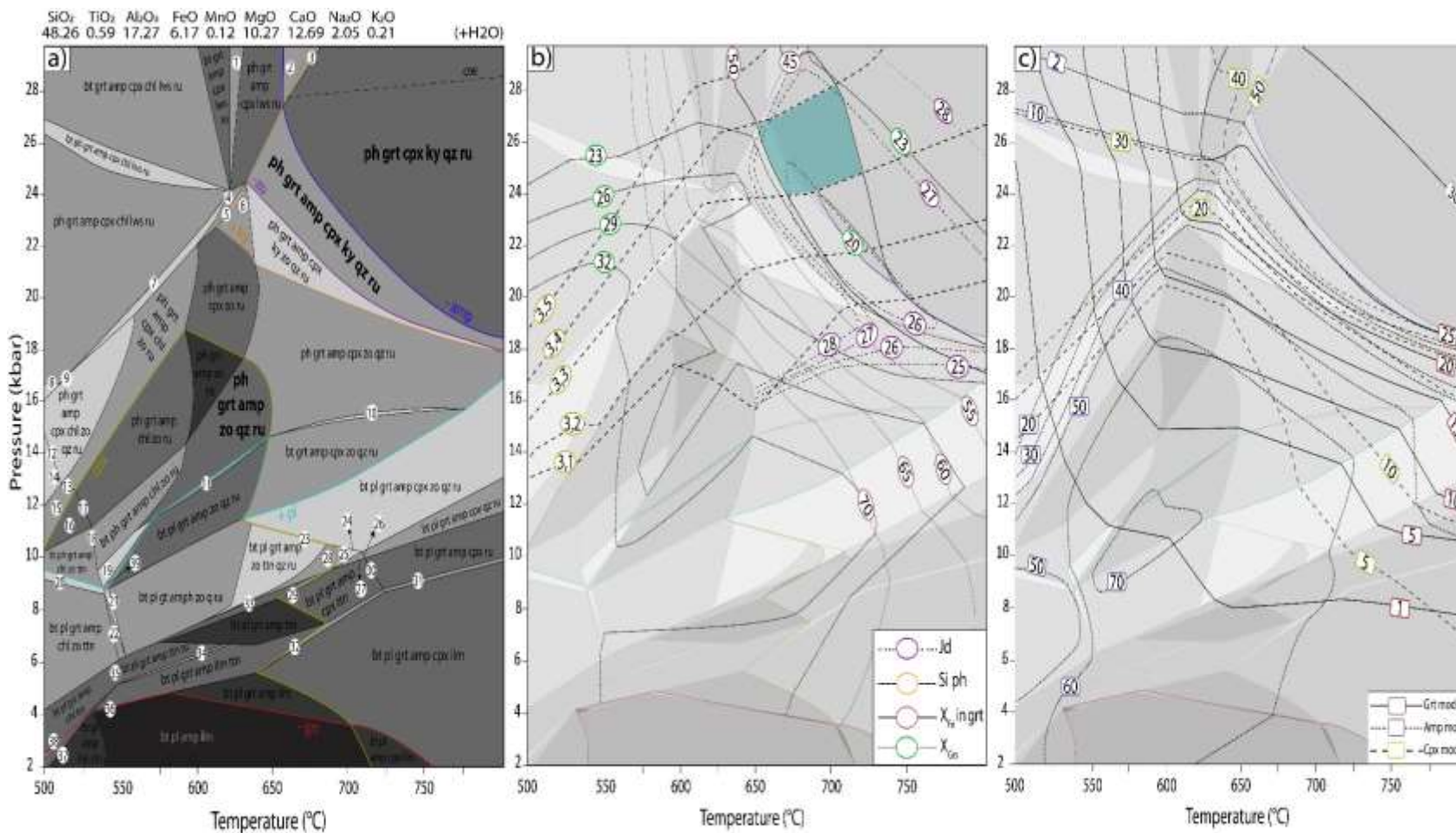


Figure IV-12: P-T pseudosection for SAJ03A eclogite at saturated conditions. a) The earliest and peak assemblages is highlighted in bold. b) Contoured isopleths for garnet (X_{Fe} , X_{GrS}), clinopyroxene (Jd mol%, Mg#) and phengite (Si pfu) with colored zone representing the common field. c) Modal proportions for garnet, clinopyroxene and amphibole. The detail of labelled field is given in Tableau supp IV-3, supplementary material. Note that the saturation is reached in the targeted HP assemblage at very low H₂O content (<0.25%) (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**; supplementary material)

Chap IV- Deux occurrences d'éclogites dans l'Ouest du Massif Central Français révèlent une évolution pression-température contrastée : implications sur les processus de subduction et d'exhumation

The earliest assemblage preserved in garnet and kyanite cores (phengite, amphibole, epidote, quartz and rutile) and marked by the absence of omphacite attests for temperatures and pressures below 650°C and 18 kbar respectively (**Figure IV-12a**) where omphacite is absent and garnet is < 10 vol.%. The isopleths representing garnet core compositions are parallel grossly between 650°C-29 kbar and 850°C-18 kbar and do not define precise P-T conditions (**Figure IV-12b**). However, the core to rim garnet zoning characterized by nearly constant Grs values and an increase in Mg (**Figure IV-4**) delineates a slight increase in P and or T, but again, do not constrain precise P-T values. When considering the main eclogitic assemblage and the composition of omphacite (Jd: 24-28mol%; Mg#: 87-90), garnet (X_{Grs} : 0.20-0.23, X_{Fe} : 0.45-0.50) and phengite (Si: 3.3-3.4 .p.f.u.), representative isopleths for these minerals are crossing at 650 to 720°C and 24 to 27 kbar in a field with omphacite, garnet, phengite, kyanite rutile and quartz but without amphibole (except in the low P-T part of the crossing area) (**Figure IV-12b**). At these conditions, predicted garnet proportions are between 25 and 30 vol.% while omphacite and amphibole reach 50 vol.% and 4 vol.% respectively (**Figure IV-12c**)

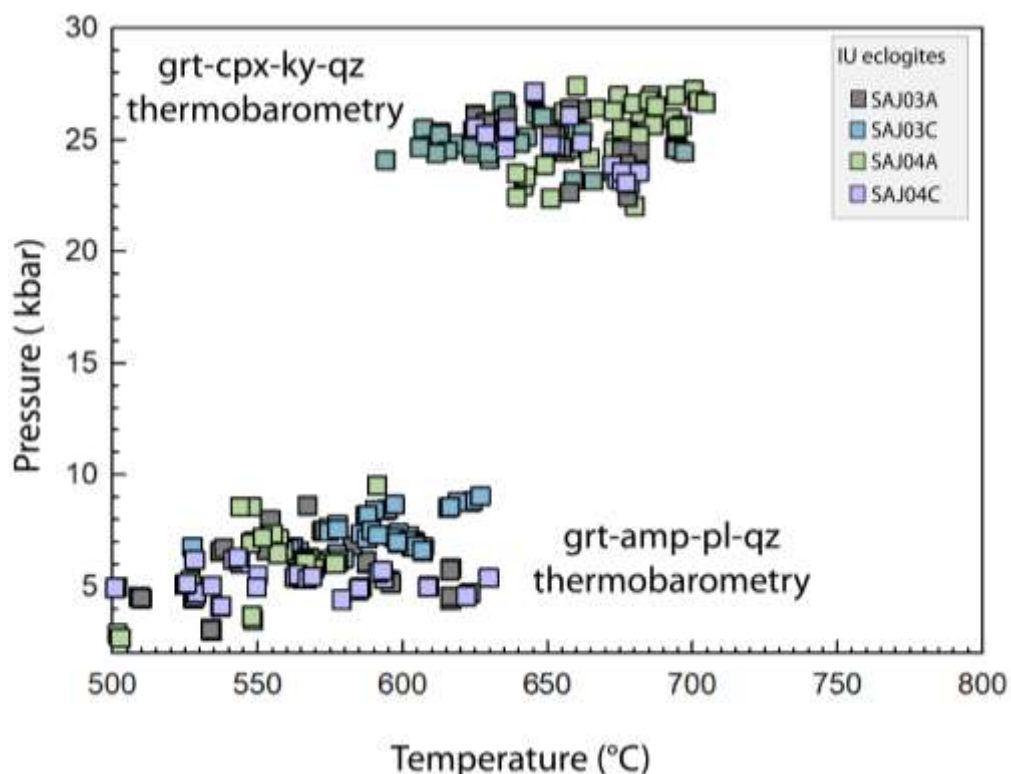


Figure IV-13: Garnet-clinopyroxene-kyanite-quartz thermobarometry and garnet-amphibole-plagioclase-quartz thermobarometry. Note that for low pressure thermobarometry only the garnet that display a fine corona with decreasing in X_{Prp} have been selected in the different samples.

The P-T conditions obtained above for the main eclogitic assemblages results are comparable to those obtained with garnet-clinopyroxene-kyanite-quartz thermobarometry yielding 600-690°C at 22-27 kbar for the four samples of IU eclogites (SAJ03A and B; SAJ04A and C).

The metamorphic stage characterized by growth of porphyroblastic amphiboles at the expense of omphacite in cm-sized veins is linked to a decrease of pressure below 22 kbar (at 700°C), conditions where amphibole proportions steadily increase while omphacite

Chap IV- Deux occurrences d'éclogites dans l'Ouest du Massif Central Français révèlent une évolution pression-température contrastée : implications sur les processus de subduction et d'exhumation

proportions decrease abruptly and garnet volume decrease gently (**Figure IV-12c**). In details, during the decompression path (i.e from 23 to 18 kbar at 675°C), clinopyroxene modal proportion show an important resorption (from 50 to 10 vol.%) in compare to garnet (from 25 to 15 vol.%) compatible with rapid growth of amphiboles (from 10 to > 50 vol.%) (**Figure IV-12c**). It suggests that porphyroblastic amphiboles replace principally the omphacite during the decompression and supports initial interpretation using petrographical observations. As this abundant development of amphibole after omphacite is observed in centimetric veins, it suggests that water saturation during decompression was reached locally, probably in response to channelized hydrous fluid flow which could explain the good preservation of primary assemblage outside these veins, in the rest of the sample.

Plagioclase-amphibole and plagioclase-diopside symplectites forming after garnet and omphacite develop at low pressure (< 10 kbar) where plagioclase is stable in the pseudosection (**Figure IV-12a**) with low-Na clinopyroxene and abundant amphibole (60-70 mol%) (**Figure IV-12c**). However, the composition of plagioclase and amphibole cannot be used to determine more precise P-T conditions with the phase diagram as they are very variable with textural position, probably as a consequence of metastability and/or local equilibrium effects. The P-T conditions for the local development of amphibole-plagioclase association around garnet can however be estimated through thermobarometry. Application of hornblende-plagioclase thermometry in association with garnet-amphibole-plagioclase-quartz barometry yield P-T conditions ranging from 500 to 630°C at pressures between 4 and 10 kbar (**Figure IV-13**). It is worth to note that, according to the calculated phase diagram, no amphiboles analyzed in IU samples preserved compositions predicted in the eclogite facies conditions (i.e. $N_B > 0.5$ and $Si > 7$ a.p.f.u).

7.2. Upper Gneiss Unit eclogites

Pseudosection calculations were performed in the Na_2O -MgO- Al_2O_3 - SiO_2 -CaO-TiO₂-MnO-FeO-H₂O chemical system for all the samples. Water saturation was considered for the calculation knowing that the saturation in UGU eclogites is reached at higher water content ($\geq 0.5\%$) in compare with IU eclogites (**Figure supp IV-2**).

7.2.1. Omphacite- and kyanite-bearing retrogressed eclogite (SAJ05B)

Omphacite - kyanite eclogite SAJ05B represents one of the rare eclogites of the UGU that preserves evidences of an eclogitic metamorphism as omphacite, amphibole and zoisite inclusions in kyanite (**Figure IV-6b**). Primary assemblage involving amphibole-quartz-rutile-zoisite inclusions preserved in garnet indicate conditions between 550°C, 8 kbar and 660°C-16 kbar (**Figure IV-14a**) where kyanite and omphacite is absent and garnet is < 15 vol. % (**Figure IV-14b**).

Chap IV- Deux occurrences d'éclogites dans l'Ouest du Massif Central Français révèlent une évolution pression-température contrastée : implications sur les processus de subduction et d'exhumation

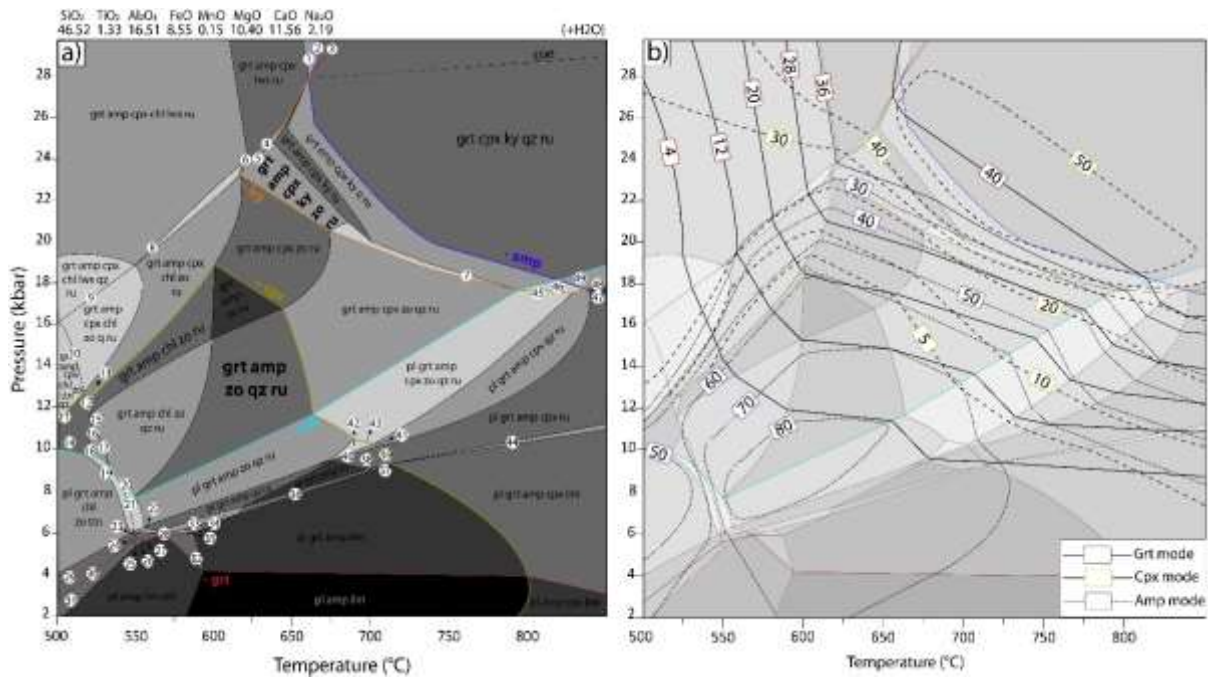


Figure IV-14: P-T pseudosection for SAJ05B sample calculated at saturated conditions. a) The earliest and HP assemblages are highlighted in bold b) Contoured modal proportions for garnet, clinopyroxene and amphibole. The detail of labelled field is given in (Tableau supp IV-3) (supplementary material). Note that the saturation at pressure peak for UGU eclogites is reached at higher water content ($\geq 0.5\%$) in compare with IU eclogites (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**) (supplementary material)

Chap IV- Deux occurrences d'éclogites dans l'Ouest du Massif Central Français révèlent une évolution pression-température contrastée : implications sur les processus de subduction et d'exhumation

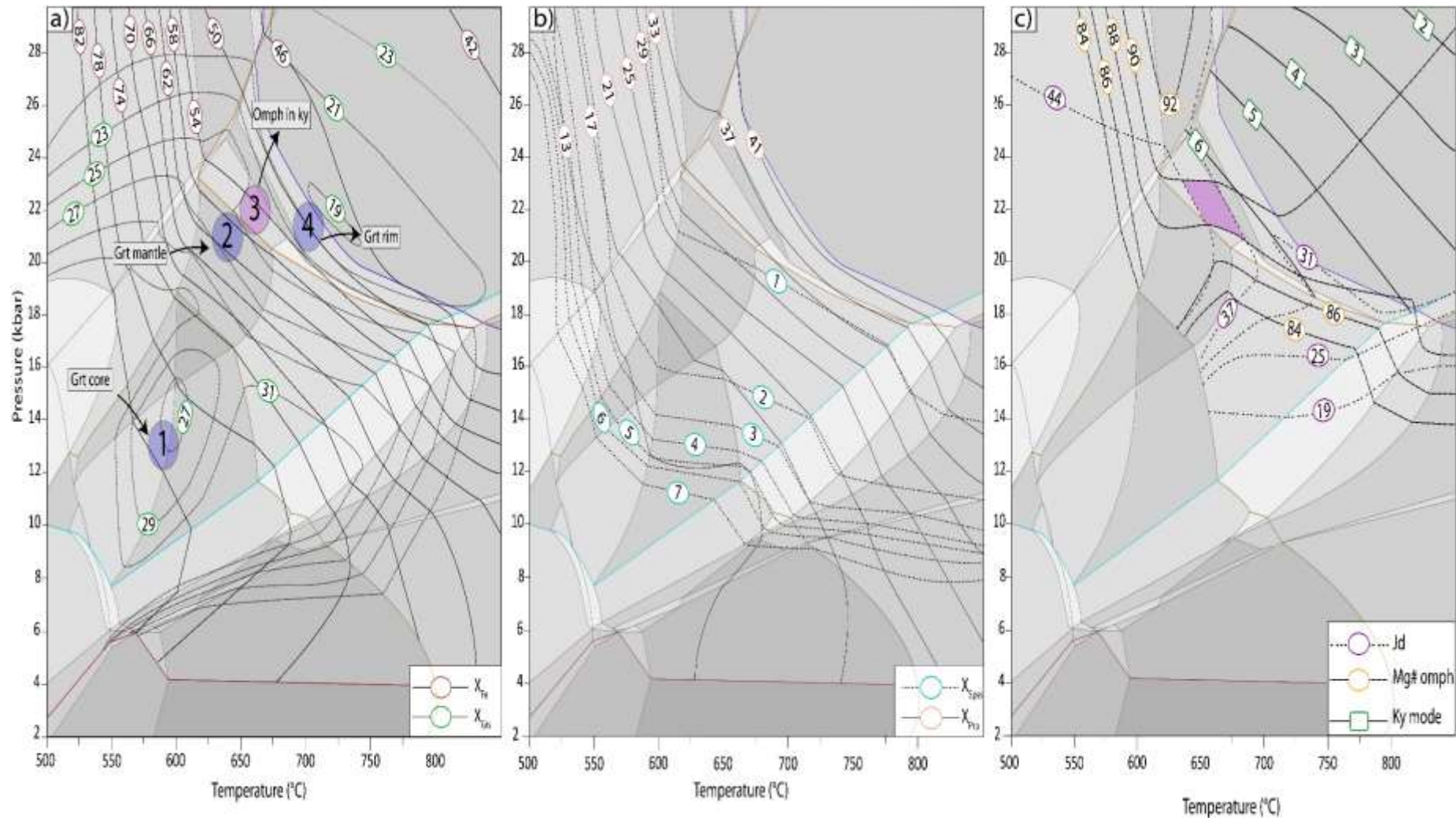


Figure IV-15: Contoured isopleths for SAJ05B sample. a). Contoured isopleths for garnet (X_{Fe} , X_{Grs}) with ellipse representing different stages of the P-T path using garnet zoning and omphacite compositions. b). Contoured isopleths for garnet (X_{Prp} , X_{Sps}).c) Contoured isopleths for omphacite (Jd mol%, X_{Mg}) with kyanite modal proportion.

Chap IV- Deux occurrences d'éclogites dans l'Ouest du Massif Central Français révèlent une évolution pression-température contrastée : implications sur les processus de subduction et d'exhumation

The core to mantle garnet zoning characterized by nearly constant X_{Grs} (0.20-0.25) value, decreasing X_{Fe} (0.74 to 0.57), and X_{Spss} (0.05 to 0.03) with increasing X_{Prp} (0.17 to 0.32) (**Figure IV-15a, b**) reflect increasing P-T conditions from garnet-amphibole-zoisite-quartz-rutile \pm chlorite stability field (590°C, 13 kbar, ellipse 1) to garnet-amphibole-clinopyroxene-zoisite-rutile stability field (650°C, 21 kbar, ellipse 2). This prograde path imply an increase in garnet and omphacite modal proportions (up to ~32 vol.% and 15% vol.%, respectively) with amphibole decrease down to ~35 vol.% (**Figure IV-14b**).

The eclogitic assemblage is marked by the presence of kyanite which appear beyond 600°C and 17 kbar and reached a maximum of 6 vol.% (**Figure IV-15c**). Omphacite compositions (Jd 37-44 mol%, Mg# 88-90) intersect in the garnet-amphibole-clinopyroxene-kyanite-zoisite-rutile stability field suggesting peak conditions at 640-680°C and 21-23 kbar (ellipse 3) (**Figure IV-15c**). In this field modal proportions of garnet and omphacite are up to 36 vol.% and 30 vol.%, respectively with amphibole down to 30% at water saturated conditions (**Figure IV-14b**).

The decrease of grossular content at garnet rim (down to 0.19, **Figure IV-7**) is associated with garnet growth (up to ~38 vol.%, **Figure IV-4b**) after the pressure peak (ellipse 4 **Figure IV-15a**) within the garnet-clinopyroxene-kyanite-quartz-rutile stability field and in the absence of zoisite. This post-peak garnet growth is induced by a slight heating to ~715°C and slight decompression down to ~21 kbar. Measured X_{Prp} (0.36) and X_{Fe} (0.53) in garnet rim are predicted within this P-T range but do not allow a precise P-T estimation. The compositional zoning in garnet outer rim in particular the spessartine increase associated with a small increase in X_{Fe} and a small decrease in X_{Prp} could reflect rim equilibration at low pressure (**Figure IV-7**). Therefore, this thin garnet outer rim corresponds to a local equilibrium at lower pressure rather than homogeneous equilibration with whole rock composition.

7.2.2. Omphacite-bearing garnet eclogite (SAJ01B)

The earliest assemblage of omphacite-amphibole-quartz-rutile-zoisite inclusions into garnet correspond to a wide P-T field between 575-775°C and 11-24 kbar (**Figure IV-16a**) associated with variable modal proportions of garnet (between 5-45 vol.%) and amphibole (5-45 vol.%) (**Figure IV-16b**). In this field the X_{Fe} (0.57-0.62) isopleths corresponding to the homogeneous garnet composition (**Figure IV-9**) are parallel in a huge range of pressure-temperature (16-23 kbar and 675-775°C) (**Figure IV-16c**). They intersect with X_{Grs} (0.21-0.24) out of the inferred HP assemblage stability field (in plagioclase or lawsonite stability fields) and thus do not provide precise P-T information. Omphacite isopleths (Jd 35-40 mol%, Mg# 79-82) allow to constrain equilibrium conditions between 650-735°C and 16-18 kbar (**Figure IV-16c**) interpreted to reflect P-T condition for the HP stage. Their intersection with X_{Fe} (0.57-0.62) isopleths of garnet draw a narrower field between 720-755°C and ~17kbar.

Chap IV- Deux occurrences d'éclogites dans l'Ouest du Massif Central Français révèlent une évolution pression-température contrastée : implications sur les processus de subduction et d'exhumation

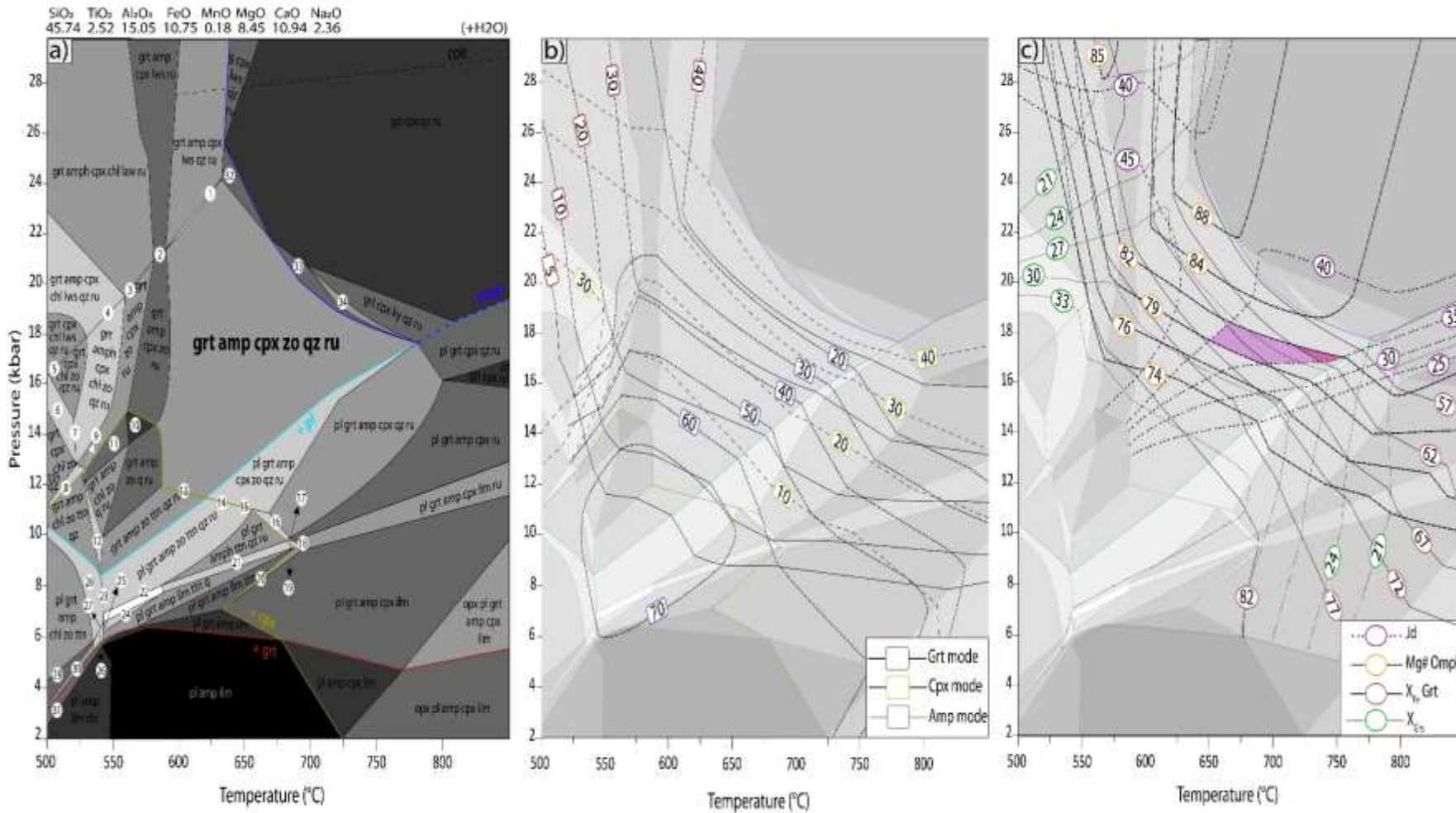


Figure IV-16: P-T pseudosection for SAJ01B eclogite at saturated conditions. a) The pressure peak assemblage is highlighted. b) Contoured modal proportions for garnet, clinopyroxene and amphibole. c) Contoured isopleths for garnet (X_{Fe} , X_{Grs}) and omphacite (Jd , $Mg\#$). The detail of labelled fields is given in (Tableau supp IV-3) (supplementary material). See (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**) (supplementary material) for water content at HP stage.

Chap IV- Deux occurrences d'éclogites dans l'Ouest du Massif Central Français révèlent une évolution pression-température contrastée : implications sur les processus de subduction et d'exhumation

7.2.3. Retrogressed eclogite (PUYF3)

The earliest assemblage preserved in garnet core (epidote-amphibole-quartz-rutile ± chlorite) is located at 500-590°C, 8-18 kbar outside omphacite stability field (**Figure IV-17**) where garnet proportion is < 20 vol.% (**Figure IV-18a**). Garnet isopleths representing core compositions (X_{Grs} 0.26-0.27, X_{Fe} 0.80-0.82, X_{Spss} 0.06-0.05, X_{Prp} 0.11-0.14) converge near this stability field (**Figure IV-18b**), (~575°C, 14 kbar, ellipse 1). but do not allow to constrain a precise P-T estimation

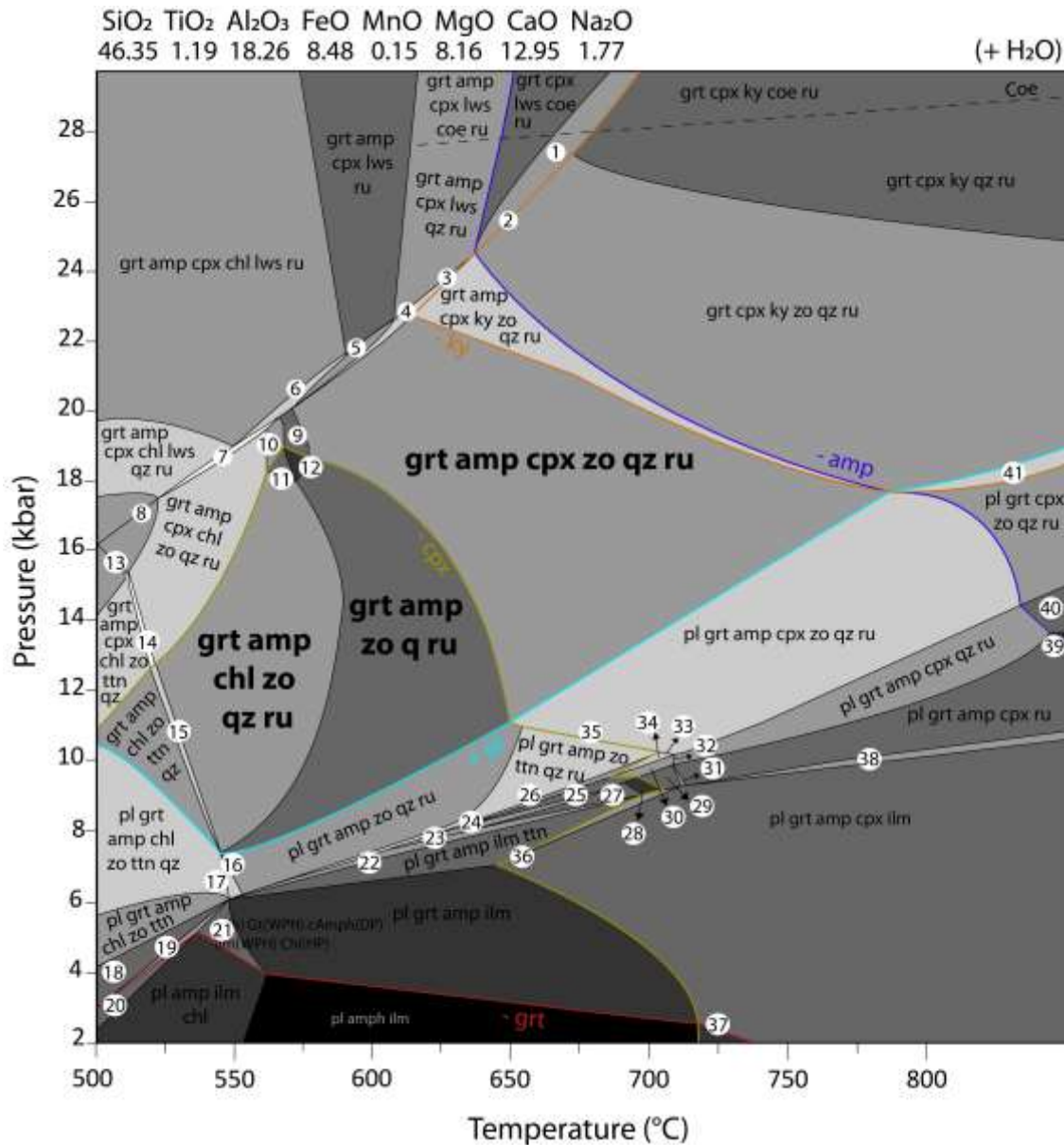


Figure IV-17: P-T pseudosection for PUYF3 sample calculated at saturated conditions. The different assemblages of the prograde path are highlighted. The detail of labelled fields is given in (Tableau supp IV-3).

Chap IV- Deux occurrences d'éclogites dans l'Ouest du Massif Central Français révèlent une évolution pression-température contrastée : implications sur les processus de subduction et d'exhumation

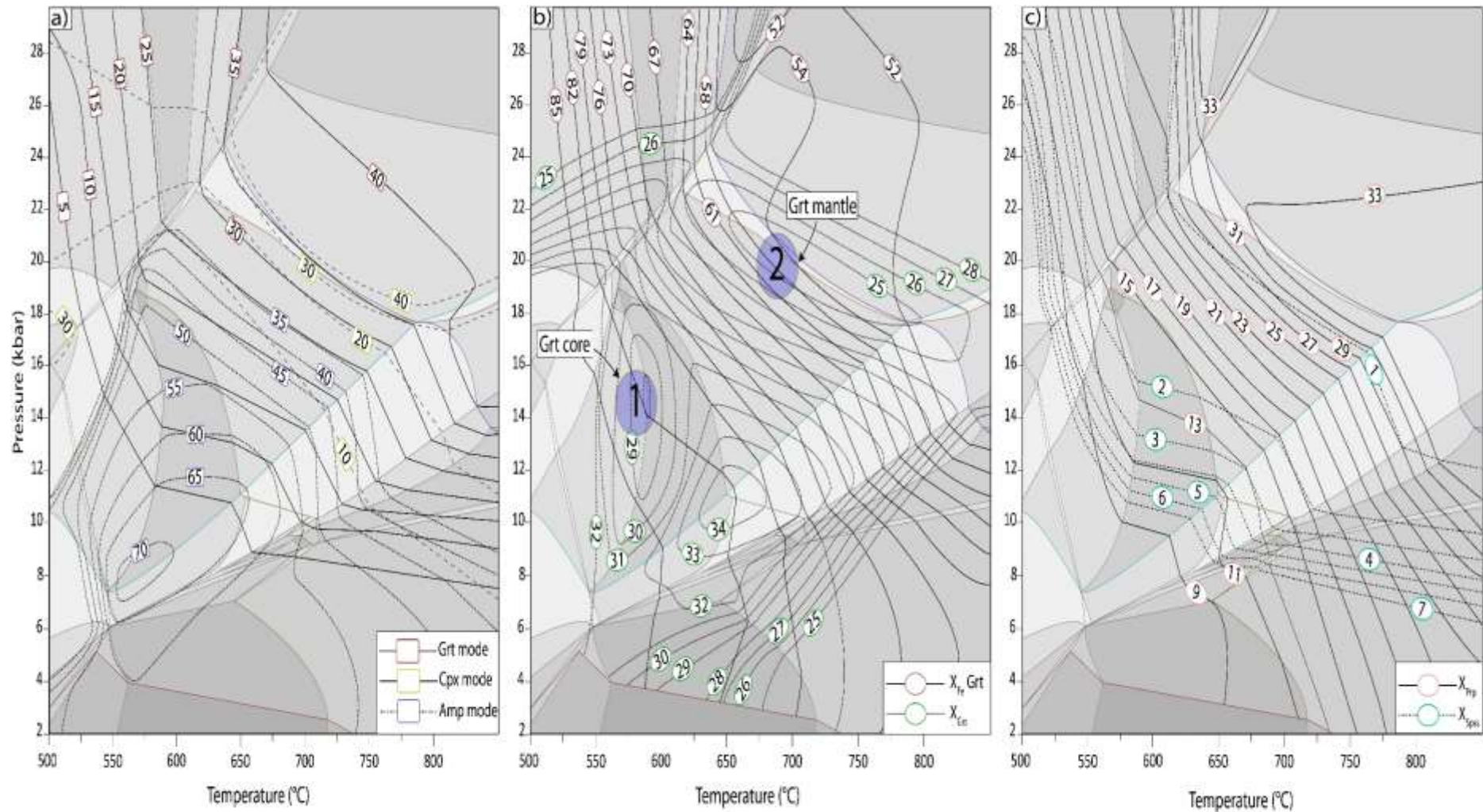


Figure IV-18: P-T pseudosection for PUYF3 sample. a) Contoured modal proportions for garnet, clinopyroxene and amphibole. b) Contoured isopleths for garnet (X_{Fe} , X_{GrS}) with ellipses representing different stages of the P-T path using garnet composition. c) Contoured isopleths for garnet (X_{Prp} , X_{Spss}).

Chap IV- Deux occurrences d'éclogites dans l'Ouest du Massif Central Français révèlent une évolution pression-température contrastée : implications sur les processus de subduction et d'exhumation

The eclogitic assemblage made of garnet-amphibole-omphacite-epidote-quartz-rutile is stable at 650-780°C, 10-23 kbar (**Figure IV-17**). The core to mantle garnet zoning characterized by decreasing X_{Fe} (0.82 to 0.54), X_{Grs} (0.28 to 0.24) and X_{Spss} (0.06 to 0.009) together with increasing X_{Prp} (0.14 to 0.35) reflect increasing P-T conditions from the earliest assemblage to the HP assemblage (ellipse 1 to ellipse 2, **Figure IV-18b,c**). According to mantle compositions, we suggest that the eclogitic peak (ellipse 2, **Figure IV-18b**) was probably reached around 670-700°C and 18-20 kbar. This prograde growth zoning is supported by increasing garnet and decreasing amphibole modal proportions (up to 35 vol.% and down to 25 vol.%, respectively). Garnet rim zoning is marked by a slight decrease in grossular and pyrope content (down to 0.22 and to 0.34, respectively) counterbalanced by a slight increase in X_{Fe} (up to 0.55) (**Figure IV-11**) which suggest a decompressing stage under the stability field of plagioclase-garnet-amphibole-clinopyroxene-ilmenite. However, as garnet zoning from core to mantle displays a prograde zoning pattern, the thin garnet rim may represent a local equilibrium that post-date the metamorphic stage associated to the main retrogressive paragenesis and cannot be used to constrain pressure and temperature.

The post-peak early decompression shared by all eclogites of the UGU is evidenced by pervasive growth of porphyroblastic amphibole. As observed for SAJ03A this post-peak stage is linked to a decrease of pressure below 18 kbar (at ~700°C) where amphibole proportion show important increase accompanied by an important decrease in omphacite proportion and a gentle decrease in garnet proportion. Plagioclase-amphibole and plagioclase-diopside symplectites forming after garnet and omphacite with rutile-ilmenite \pm titanite transition suggest a decompression below 10 kbar where plagioclase is stable with low-Na clinopyroxene and abundant amphibole. These minerals (plagioclase, rutile, titanite...) are not necessarily contemporaneous and not in global equilibrium with the host rock. More precise P-T condition for the decompression stage can be estimated applying amphibole-plagioclase thermometry combined with garnet-amphibole-plagioclase-quartz barometry (**Figure IV-19**). This yield conditions ranging from 540-750°C and 5-12 kbar, revealing warmer decompression conditions compared to IU eclogites. It is worth to note that, according to the calculated phase diagram, no amphiboles analyzed in IGU samples preserved compositions predicted in eclogite facies conditions, i.e. $Na_{(B)} > 0.5$ and $Si > 7$ a.p.f.u.

Chap IV- Deux occurrences d'éclogites dans l'Ouest du Massif Central Français révèlent une évolution pression-température contrastée : implications sur les processus de subduction et d'exhumation

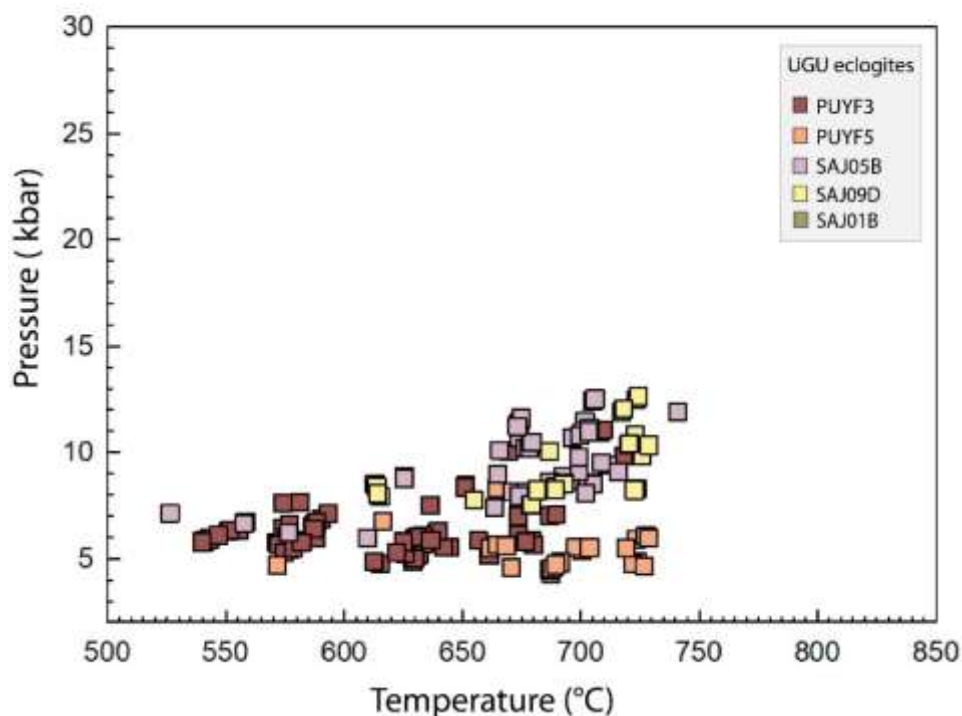


Figure IV-19: Garnet-amphibole-plagioclase thermobarometry for UGU eclogites. Note that for low pressure thermobarometry only the garnet that display a fine corona with decreasing in Xprp have been selected in the different samples

8. Discussion

8.1. Contrasted P-T path for IGU and IU eclogites

IU and UGU eclogites have contrasted P-T paths from the prograde portion to the exhumation part. (**Figure IV-20**). Phase diagram calculation and thermobarometry applied to a representative phengite-kyanite eclogite (SAJ03A) constrain conditions at pressure peak around 24-28 kbar at 650-720°C. Garnet-clinopyroxene-kyanite-quartz thermobarometry applied to four UI eclogite samples yield conditions between 600-690°C and 22-27 kbar. The P-T estimates at the peak pressure of the Intermediate Unit eclogites therefore correspond to average conditions of 650-700°C and 24-26 kbar corresponding to an average geothermal gradient of 7-8°C/km.

The degree of retrogression is generally weak (<10%) but locally high (up to 50%) in veins marked by abundant porphyroblastic amphibole and low omphacite proportions. Therefore, eclogites of the IU have experienced decompression under channeled fluid circulation driving localized retrogression (Rubie, 1990a; Guiraud *et al.*, 2001).

Temperatures obtained with garnet-amphibole-plagioclase-quartz thermobarometry did not exceeded 630°C during exhumation at pressures lower than 10 kbar and suggests cooling

Chap IV- Deux occurrences d'éclogites dans l'Ouest du Massif Central Français révèlent une évolution pression-température contrastée : implications sur les processus de subduction et d'exhumation

during decompression (**Figure IV-13**). Berger *et al.* (2010a) obtained similar P-T conditions on well-preserved zoisite-eclogites and very similar kyanite-amphibole eclogites (**Figure IV-21**), for which they estimated a pressure peak at 650°C and 27 ± 2 kbar ($\sim 7^\circ\text{C}/\text{km}$) followed by nearly isothermal decompression at temperature lower than 650°C. These eclogites lie in the same structural position below the UGU at the northern limb of the so-called Meuzac anticline. They were attributed to an intermediate unit called Middle Allochthon by correlation with the tectono-metamorphic structure proposed by Ballèvre *et al.* (2009) in the Armorican massif. Lotout *et al.* (2018) and (Benmammar *et al.*, 2020) describe an eclogitic HP unit in the Southern French Massif Central (comprising phengite-micaschists, phengite-orthogneisses and a eclogitized basic-ultrabasic intrusion) with different peak conditions (600°C-18 kbar and 570-17 kbar, respectively) corresponding to a gradient of $9^\circ\text{C}/\text{km}$, but also characterized by a cold or isothermal exhumation. However, Lotout *et al.* (2018) attribute these HP rocks to the leptyno-amphibolite complex and thus the UGU while Benmammar *et al.* (2020) propose to include them into an intermediate allochthon because of the absence of amphibolite facies imprint ($\sim 700^\circ\text{C}$) typical of UGU rocks all across the French Massif central.

Eclogites in UGU are largely and homogeneously retrogressed in the amphibolite facies. Maximum pressure (17-23 kbar) are systematically lower than for IU eclogites (>24 kbar) for comparable temperatures between 640 to 735°C and corresponding to an average gradient of $8-12^\circ\text{C}/\text{km}$. A short portion of the prograde path has been traced using garnet zoning in SAJ05B (from 570°C-15 kbar to 650°C-22 kbar) and in PUYF3 (from 570°C-15 kbar to 680°C-20 kbar) (**Figure IV-20**). Pervasive retrogression, probably under water-saturated conditions, is evidenced by the large growth of porphyroblastic amphiboles after omphacite, and amphibole-bearing symplectites forming after omphacite (this mineral is only preserved as inclusions into kyanite and garnet). Higher temperatures during exhumation and a larger availability of hydrous fluids consequently explain the poor preservation of HP assemblages in UGU versus IU eclogites (Rubie, 1990a).

Chap IV- Deux occurrences d'éclogites dans l'Ouest du Massif Central Français révèlent une évolution pression-température contrastée : implications sur les processus de subduction et d'exhumation

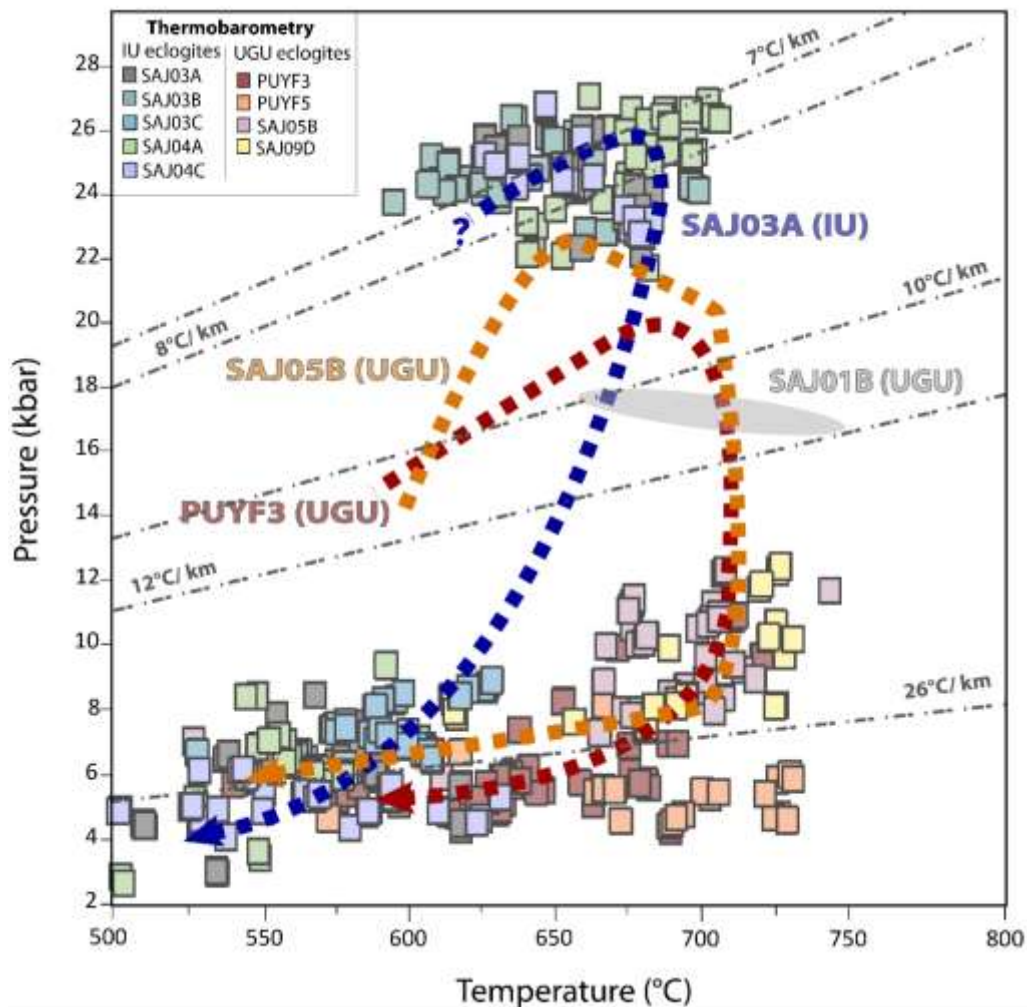


Figure IV-20: P-T paths for IU eclogites and UGU eclogites constrained from thermodynamic and thermobarometric results.

Despite numerous occurrences of eclogites in the UGU all across French Massif Central, there are only few studies providing quantitative P-T estimations based on thermobarometry and phase diagrams calculations. Bellot and Roig (2007) propose a P-T path for the UGU eclogites (**Figure IV-21**) in the Limousin with P-peak at 750°C, 17 kbar, characterizing higher geothermal gradient about 12°C/ km followed by significant heating during decompression with temperature up to 850°C. These estimates were only made with published petrogenetic grids and thermobarometry and the temperatures seem overestimated compared to our results. In the eastern FMC, coesite eclogite of the Mont Lyonnais (UGU) yielded HP condition at 750°C for pressure exceeding 28 kbar (~7°C/km) followed by isothermal decompression (Lardeaux *et al.*, 2001) (**Figure IV-21**). More recently, in the central FMC de Hoÿm de Marien *et al.* (2020) published a P-T path of the Haut-Allier eclogites (UGU) characterized by isobaric heating culminating at 875°C at high pressure (22-23 kbar), characterizing a geothermal gradient around 11°C/ km (**Figure IV-21**).

The exhumation is marked by a slight decrease of temperature down to 825°C at 7 kbar. In Southern FMC, Lotout *et al.* (2020) at the Lévézou Massif describe the P-T evolution of UGU

Chap IV- Deux occurrences d'éclogites dans l'Ouest du Massif Central Français révèlent une évolution pression-température contrastée : implications sur les processus de subduction et d'exhumation

eclogites as variable temperatures (680-800°C) for pressures between 18 and 23 kbar (8-12°C/km). Our data combined to a brief review of P-T path obtained for UGU eclogites highlight systematic common points (except for the coesite eclogite described by Lardeaux *et al.* (2001): pressure peak between 18-23 kbar at variable temperatures ranging from 650 to 850°C translating into variable gradients (8-13°C/km) with a limited to a large isobaric temperature increase at high pressure. IU eclogites and HP micaschists (Lotout *et al.*, 2018; Benmammar *et al.*, 2020, this study) instead yield lower geothermal gradient at the pressure peak, around 7-10°C/km. The exhumation path is also different with UGU eclogites undergoing decompression at nearly constant temperature while IU HP rocks are characterized by significant cooling during exhumation.

Nevertheless, even if the geothermal gradients at pressure peak vary slightly depending between IU and UGU eclogites, they both belong to "low temperature" eclogites (Coleman *et al.*, 1965; Banno, 1970; Carswell, 1990). We assume that the plurality in HP metamorphism as defined by Ballèvre *et al.* (2009) and Paquette *et al.* (2017) depends principally in the decompression paths and can be refined as follows. (1) HP-LT eclogites associated with blueschists, HP micaschists and orthogneiss showing low gradient at pressure peak (typically 7-8°C/km) and characterized by cold exhumation (< 650°C) evidenced by near isothermal or with cooling decompression in the amphibolite to greenschist facies. These eclogites can be correlated with the Groix/Bois de Céné and Cellier units in the Lower or Middle allochthon of the Armorican massif (Paquette, 1987; Ballèvre *et al.*, 2009, 2014) and IU HP rocks located below the UGU in French Massif Central (Berger *et al.*, 2010a; Benmammar *et al.*, 2020; this study) (2) HP-LT eclogites hosted in anatectic paragneiss or the high-grade leptyn-amphibolite complex showing higher thermal gradient at the pressure peak (8-12°C/km) and characterized by a warmer exhumation (≥ 700°C) evidenced by near isothermal or with a slight heating decompression in the amphibolite to granulite facies. These eclogites can be correlated with eclogite from the migmatitic Champtoceaux unit in the Armorican massif (see Pitra *et al.*, 2010; Ballèvre *et al.*, 2014). Although there is a small difference in the geothermal gradient at the pressure peak between IU and UGU eclogites, it is ambiguous to subdivide them into HP/HT eclogites versus a HP/LT eclogites (Ballèvre *et al.*, 2009; Paquette *et al.*, 2017).

Chap IV- Deux occurrences d'éclogites dans l'Ouest du Massif Central Français révèlent une évolution pression-température contrastée : implications sur les processus de subduction et d'exhumation

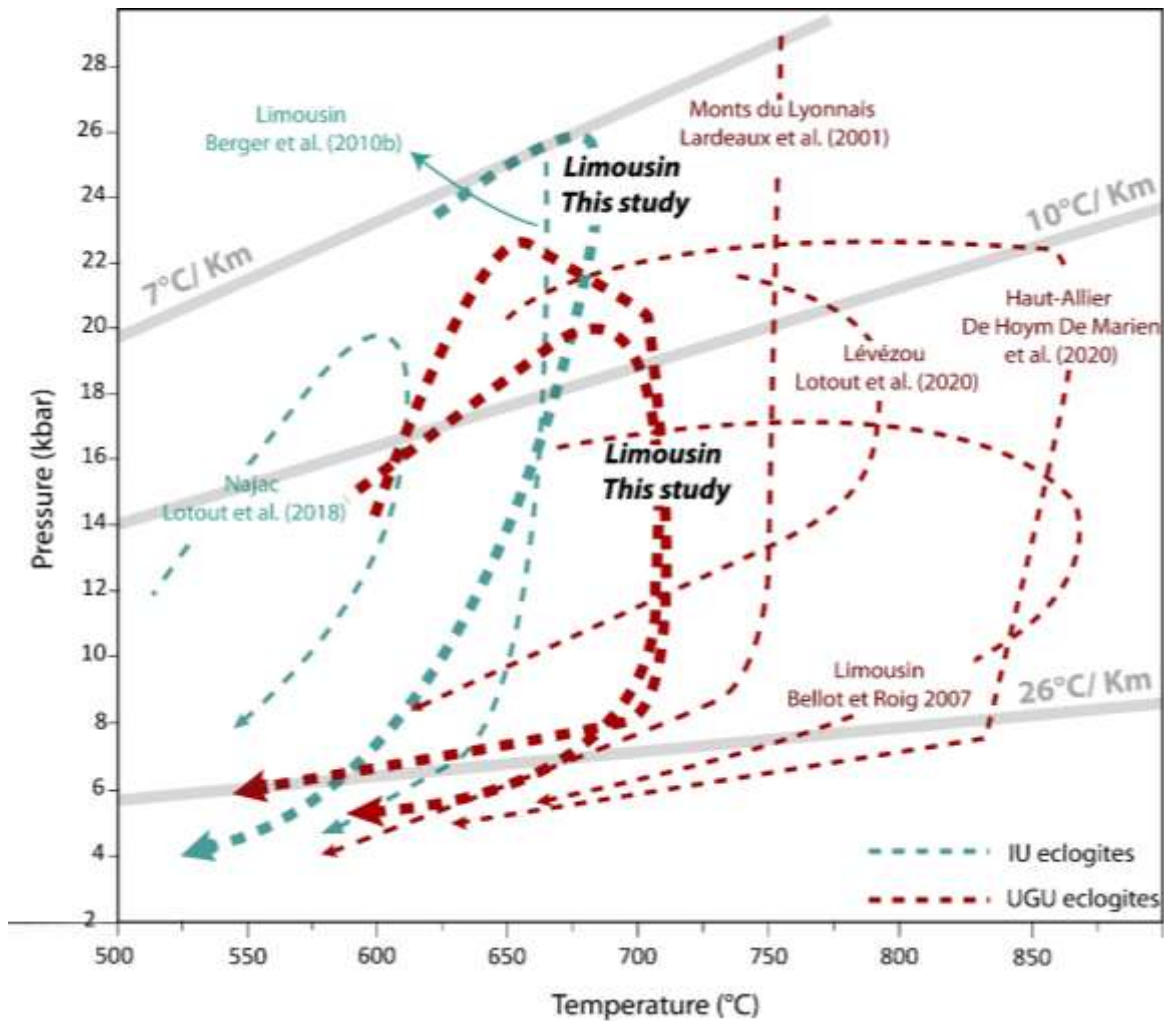


Figure IV-21: P-T paths compilation of the recent investigations on the FMC eclogites. P-T path of this study are highlighted.

8.2. Geodynamic implication

As proposed for the geodynamic evolution of the modern orogens (Jolivet *et al.*, 1998; Duchêne *et al.*, 2006; Brun and Faccenna, 2008; Yamato *et al.*, 2008; Jolivet and Brun, 2010) the diversity in HP metamorphism can be related to different subduction and exhumation processes during a single subduction zone. The eclogites of the IU and the UGU reached different thermal gradient at the pressure peak but correspond to a same HP-LT thermal regime of subduction (6-14°C/km, e.g. Ernst, 1979; Jolivet *et al.*, 2003; Yamato, 2006). In other words, they could be related to a single stage of convergence implying one subduction zone as proposed for the upper Devonian geodynamical evolution of the Armorican Massif (Ballèvre *et al.*, 2014). This suggestion is supported by the fact that these eclogites outcrop very closely and the recent geochronological investigations in the southern terrane of the FMC (Lotout *et al.*, 2018, 2020). support a common Upper Devonian age for HP metamorphism in the two eclogites (377 ± 3 Ma in IU of Najac and 358 ± 2 Ma in UGU of Lévézou Massif). Assuming lithostatic pressure, the difference in the pressure peak conditions between the two eclogites indicate that they have been buried at different depths (around 80 km for IU eclogite and 65 km for UGU eclogites) in the subduction channel depending on their position in the downgoing

Chap IV- Deux occurrences d'éclogites dans l'Ouest du Massif Central Français révèlent une évolution pression-température contrastée : implications sur les processus de subduction et d'exhumation

slab and their lithology (chemical composition including water content). The maximal depth achieved by a given sample depend on several factors (Jolivet *et al.*, 2003), such as the velocity of convergence, the composition of subducted material, the initial thermal state of subducted slab and thus the buoyancy forces applied to the sample (Peacock, 1996, 2003). It is difficult to assess with precision which factors have more impacted the P-peak recorded in our eclogites. By contrast, the higher temperature reached during the exhumation of UGU eclogites in compare to the IU eclogites point toward major differences in the geodynamic context of the exhumation. The cold exhumation (< 650°C) that we observe in fresh eclogites of the IU is also observed in other area, for example in the Alps (Duchêne *et al.*, 1997; Jolivet *et al.*, 2003; Ford *et al.*, 2006; Yamato *et al.*, 2008) or in some HP of the Cyclades (Crete) (Jolivet *et al.*, 2003; Jolivet and Brun, 2010). According to Gerya *et al.* (2002) this cold exhumation is typical of an exhumation along a narrow subduction channel, which lead to the rapid rise of HP rocks within the accretionary wedge. Therefore, we suggest that the eclogites of the Massif Central together with the garnet micaschists, locally eclogitic (Benmammar *et al.*, 2020) in which they are hosted were exhumed within a narrow channel and then accreted into the wedge.

The warmer exhumation observed in retrogressed eclogites of the UGU ($\geq 700^\circ\text{C}$), were also described in other area such as the Cyclades (Naxos) (Duchêne *et al.*, 2006; Jolivet *et al.*, 2008; Jolivet and Brun, 2010). We can explain his exhumation P-T path by decompression controlled by slab rollback (Brun and Faccenna, 2008; Jolivet and Brun, 2010) It implies early exhumation at the base of the accretionary wedge/upper plate along widened subduction channel (Gerya *et al.*, 2002) followed by slab rollback, asthenospheric ascent and extension in the prism. Eclogites are then incorporated into the upper plate of the system and affected by extension linked to the slab retreat. This fact that UGU eclogites were incorporated into the upper plate of the subduction system is supported by the record of partial melting in UGU during Late Devonian (363-362Ma) (Melleton *et al.*, 2009; Benmammar *et al.*, 2020), contemporaneously with active margin magmatism mainly in UGU (355-379 Ma, Bernard-Griffiths *et al.*, 1985; Pin and Paquette, 2002). A pervasive water circulation for the UGU eclogites vs a channelized hydrous fluids flow for the IU is proposed to support the difference in retrogression degree of these eclogites.

9. Conclusion

This study compares the P-T evolution of two eclogitic occurrences situated in two different tectono-metamorphic units of the Variscan French Massif Central. Eclogites of the Intermediate Unit are enclosed in micaschists and were retrogressed only in localized centimetric veins while Upper Gneiss Unit eclogites are found in migmatitic paragneiss and are deeply retrogressed. IU eclogites were buried under a thermal gradient of 7 to 8°C/km compared to 8 to 12°C/km for UGU eclogites. But the main difference in their P-T evolution lie in the post-peak history. The decompression paths reveal two different exhumation processes and context. Eclogites of the IU experienced a decompression with cooling under 650°C in the absence of pervasive hydration, explaining the good preservation of HP assemblage in these rocks. Cold exhumation is typical of a rapid decompression along narrow subduction channel

Chap IV- Deux occurrences d'éclogites dans l'Ouest du Massif Central Français révèlent une évolution pression-température contrastée : implications sur les processus de subduction et d'exhumation

and incorporation in the accretionary wedge. By contrast, retrogressed eclogites of the UGU underwent an isothermal decompression at *ca.* 700°C, with pervasive water circulation controlling large degree of retrogression. This warmer exhumation without cooling can be explained by an accretion to the prism or underplating of eclogites at the upper plate along widened subduction channel followed by slab roll-back ultimately leading to an asthenospheric upwelling, extension and heating of the upper plate. This hypothesis also explains Late Devonian amphibolite facies anatexis and calc-alkaline active margin magmatism in UGU, events characterizing upper plates in active subduction zones.

Acknowledgments

Satys of AB at Toulouse were funded FP7 IRSES MEDYNA European project, Excellence Eiffel and Profas B+ fellowships. Analysis were supported by a Tellus Syster grant from the INSU CNRS. We sincerely thank Guy and Maryse Chantepie, for sharing their passion in geology and showing us the sublime eclogites of Benayes. We thank Fabienne de Parseval for thin section preparation, Thierry Aigouy for help with SEM observations, Philippe de Parseval and Sophie Gouy for electron microprobe measurements.

Supplementary material

Tableau supp IV- 1: Mineral association and localization of studied samples

Whole rock composition of studied samples (wt%)									
	IU eclogites				UGU eclogites				
sample	SAJ03A	SAJ03B	SAJ04A	SAJ04C	PUYF5	PUYF3	SAJ09D	SAJ01B	SAJ05B
SiO2 (wt%)	48.26	47.97	48.26	47.99	46.90	46.35	49.75	45.70	46.52
TiO2	0.59	0.56	0.58	0.44	0.84	1.19	2.08	2.52	1.33
Al2O3	17.27	16.58	17.19	16.78	21.07	18.26	13.22	15.05	16.51
Fe2O3	6.86	8.27	6.25	7.48	7.16	9.42	13.65	11.95	9.50
MnO	0.12	0.13	0.10	0.12	0.13	0.15	0.21	0.18	0.15
MgO	10.27	11.78	11.02	11.79	6.37	8.16	7.03	8.45	10.40
CaO	12.69	11.17	11.46	11.87	13.78	12.95	9.74	10.94	11.56
Na2O	2.05	1.96	1.94	1.78	2.15	1.77	2.80	2.36	2.19
K2O	0.21	0.48	0.67	0.39	0.16	0.17	0.23	0.70	0.25
P2O5	0.04	0.03	0.03	0.02	0.07	0.04	0.17	0.29	0.12
L.O.I.	0.59	0.69	1.45	0.68	0.57	0.55	0.54	1.33	0.59
Sum	99.08	99.70	99.13	99.45	99.24	99.05	99.45	99.52	99.21

Tableau supp IV-2: Whole-rock composition of studied samples (wt%)

Chap IV- Deux occurrences d'éclogites dans l'Ouest du Massif Central Français révèlent une évolution pression-température contrastée : implications sur les processus de subduction et d'exhumation

	UTM X	UTM Y	Gt	Omph	Phg	Amph matrix	Porphyroblastic amph	Ky	Zo	Ru	Di	Pl	Ilm	Ttn
Fresh eclogites (IU)														
SAJ03A	039 00 92	50 30 773	++	+++	+	+	+	++	+	+	+	+	+	+
SAJ03B	039 00 92	50 30 773	++	+++	+	+	+	++	+	+	+	+	+	+
SAJ03C	039 00 92	50 30 773	++	++		+	+	+	+	+	+	+	+	+
SAJ04A	037 90 93	50 40 846	+++	++		+	++	+	+	+	+	+	+	+
SAJ04C	038 90 93	50 40 846	++	++		+	+	+	+	+	+	+	+	+
Retrogressed eclogites (UGU)														
SAJ05B	036 13 59	50 36 751	+++	+			++	++	++	+	+	++	+	+
SAJ01B	03 90 516	50 30 642	+++	+			+++		++	+	+	++	+	+
SAJ09D	040 16 90	50 34 178	+++				++		+	+	+	++	+	+
PUYF3	039 94 08	50 22 798	+++				+++		++	+	+	++	+	+
PUYF5	039 94 08	50 22 798	+++				+++		++	+	+	++	+	+

Tableau supp IV-3: Detailed mineral assemblages for labelled fields in the pseudosection

Detail des assemblages dans les champs de stabilité labélisés				
Echantillon	SAJ03A	SAJ05B	SAJ01B	PUYF3
1	bt ph grt amp cpx lws ru	grt amp cpx lws coe ru	grt amp cpx zo lws qz ru	grt cpx ky lws qz ru
2	ph grt amp cpx lws coe ru	grt cpx lws coe ru	grt amp cpx zo lws ru	grt cpx ky qz ru
3	ph grt cpx ky lws coe ru	grt cpx ky lws qz ru	grt amp cpx chl lws qz ru	grt amp cpx ky zo lws qz ru
4	ph grt amp cpx zo lws ru	grt amp cpx ky lws ru	grt amp cpx chl zo lws qz ru	grt amp cpx zo lws qz ru
5	ph grt amp cpx ky zo lws ru	grt amp cpx ky zo lws ru	grt cpx chl zo law qz ru	grt amp cpx zo lws ru
6	ph grt amp cpx ky zo ru	grt amp cpx zo law ru	grt cpx chl zo ttn qz ru	grt amp cpx chl zo lws ru
7	ph grt amp cpx chl zo lws ru	grt amp cpx ky zo qz ru	grt amp cpx chl zo ttn qz ru	grt amp cpx chl zo lws qz ru
8	ph grt amp cpx chl lws qz ru	grt amp cpx chl zo law ru	grt amp cpx chl zo ttn qz	grt cpx chl zo lws q ru
9	ph grt amp cpx chl zo lws qz ru	grt amp cpx chl lws zo qz ru	grt amp chl zo ttn ru	grt amp cpx zo ru
10	bt ph grt amp cpx zo qz ru	grt amp cpx chl zo ttn q ru	grt amp zo ru	grt amp cpx chl zo ru
11	bt ph grt amp zo qz ru	grt amp cpx chl zo ttn qz	grt amp chl zo ru	grt amp chl zo ru
12	ph grt amp cpx chl zo ttn qz ru	grt amp chl zo ttn ru	grt amp chl zo ttn qz ru	grt amp zo ru
13	ph grt amp cpx chl zo ttn ru	grt amp cpx chl zo ttn ru	grt amp cpx zo ttn qz ru	grt cpx chl zo ttn qz
14	ph grt amp cpx chl zo ttn qz	grt amp chl zo ttn	pl grt amp cpx zo ttn qz ru	grt amp cpx chl zo ttn qz ru
15	ph grt amp cpx chl zo ttn	grt amp chl zo ru	pl grt amp cpx cpx zo ttn qz ru	grt amp chl zo ttn qz ru
16	ph grt amp chl zo ttn	grt amp chl zo ttn ru	pl grt amp cpx ttn qz ru	pl grt amp chl zo q ru
17	ph grt amp chl zo ttn ru	grt amp chl zo ttn qz ru	pl grt amp cpx ilm ttn qz ru	pl grt amp chl zo ttn qz ru
18	bt ph grt amp chl zo ttn ru	grt amp chl zo ttn qz	pl grt amp cpx ilm ttn ru	pl grt amp chl ttn
19	bt ph grt amp chl zo qz ru	pl grt amp chl zo ttn qz	pl grt amp cpx ilm ttn qz ru	pl grt amp ilm chl ttn
20	bt ph pl grt amp chl zo ttn	pl grt amp chl zo qz ru	pl grt amp cpx ilm ttn	pl amp ilm chl ttn
21	bt pl grt amp chl zo qz ru	pl grt amp chl zo ttn qz ru	pl grt amp ilm ttn qz ru	pl grt amp ilm chl
22	bt pl grt amp chl zo ru	pl grt amp chl qz ru	pl grt amp ilm chl zo ttn qz	pl grt amp ilm ttn qz
23	bt pl grt amp cpx zo ttn qz ru	pl grt amp chl ru	pl grt amp chl zo ttn qz ru	pl grt amp ilm ttn qz ru
24	bt pl grt amp cpx zo ttn qz ru	pl grt amp ilm chl ru	pl grt amp ilm zo ttn qz	pl grt amp ttn qz ru
25	bt pl grt amp cpx zo ttn qz	pl amp ilm chl ttn ru	pl grt amp ilm chl zo ttn qz	pl grt amp ttn qz
26	bt pl grt amp cpx ttn qz ru	pl grt amp ilm chl ru	pl grt amp ilm chl ttn qz	pl grt amp zo ttn qz
27	bt pl grt amp cpx ttn qz	pl amp ilm chl ru	pl grt amp ilm chl zo ttn qz	pl grt amp ttn ru
28	bt pl grt amp zo ttn qz	pl grt amp ilm chl qz ru	pl grt amp chl zo ttn qz	pl grt amp ttn
29	bt pl grt amp cpx zo ttn	pl grt amp chl ttn	pl grt amp chl ttn	pl grt amp cpx ttn
30	bt pl grt amp cpx ttn ru	pl grt amp ilm chl spl	pl grt amp ilm chl ttn	pl grt amp cpx ttn qz
31	bt pl grt amp cpx ilm ru	pl amp ilm chl ttn	pl amp ilm chl ttn	pl grt amp cpx ttn ru
32	bt pl grt amp cpx ilm ttn	pl grt amp ilm chl	grt amp cpx q z ru	pl grt amp cpx ttn qz ru
33	bt pl grt amp zo ttn	pl grt amp ilm qz ru	grt cpx zo qz ru	pl grt amp cpx ttn zo qz ru
34	bt pl grt amp ilm ttn ru	pl grt amp ilm qz	grt cpx ky zo qz ru	pl grt amp cpx zo ttn qz
35	bt pl grt amp chl ttn ru	pl grt amp ilm chl qz		pl grt amp cpx zo ttn qz ru
36	bt pl amp ilm ttn	pl grt amp ilm ru		pl grt amp cpx ilm ttn
37	bt pl amp ilm chl ttn	pl grt amp ilm ttn ru		pl amp cpx ilm
38	bt pl grt amp ilm chl ttn	pl grt amp ttn ru		pl grt amp cpx ru ilm
39	bt grt amp chl zo qz ru	pl grt amp cpx ttn ru		pl grt cpx ru
40		pl grt amp ttn qz ru		pl grt cpx qz ru
41		pl grt amp cpx ttn qz ru		pl grt cpx ky zo qz ru
42		pl grt amp zo ttn qz ru		
43		pl grt amp cpx zo ttn qz ru		
44		pl grt amp cpx ilm ru		
45		pl grt amp cpx ky zo qz ru		
46		pl grt amp cpx ky qz ru		
47		pl grt cpx ru		
48		pl grt cpx qz ru		
49		pl grt cpx ky qz ru		

Chap IV- Deux occurrences d'éclogites dans l'Ouest du Massif Central Français révèlent une évolution pression-température contrastée : implications sur les processus de subduction et d'exhumation

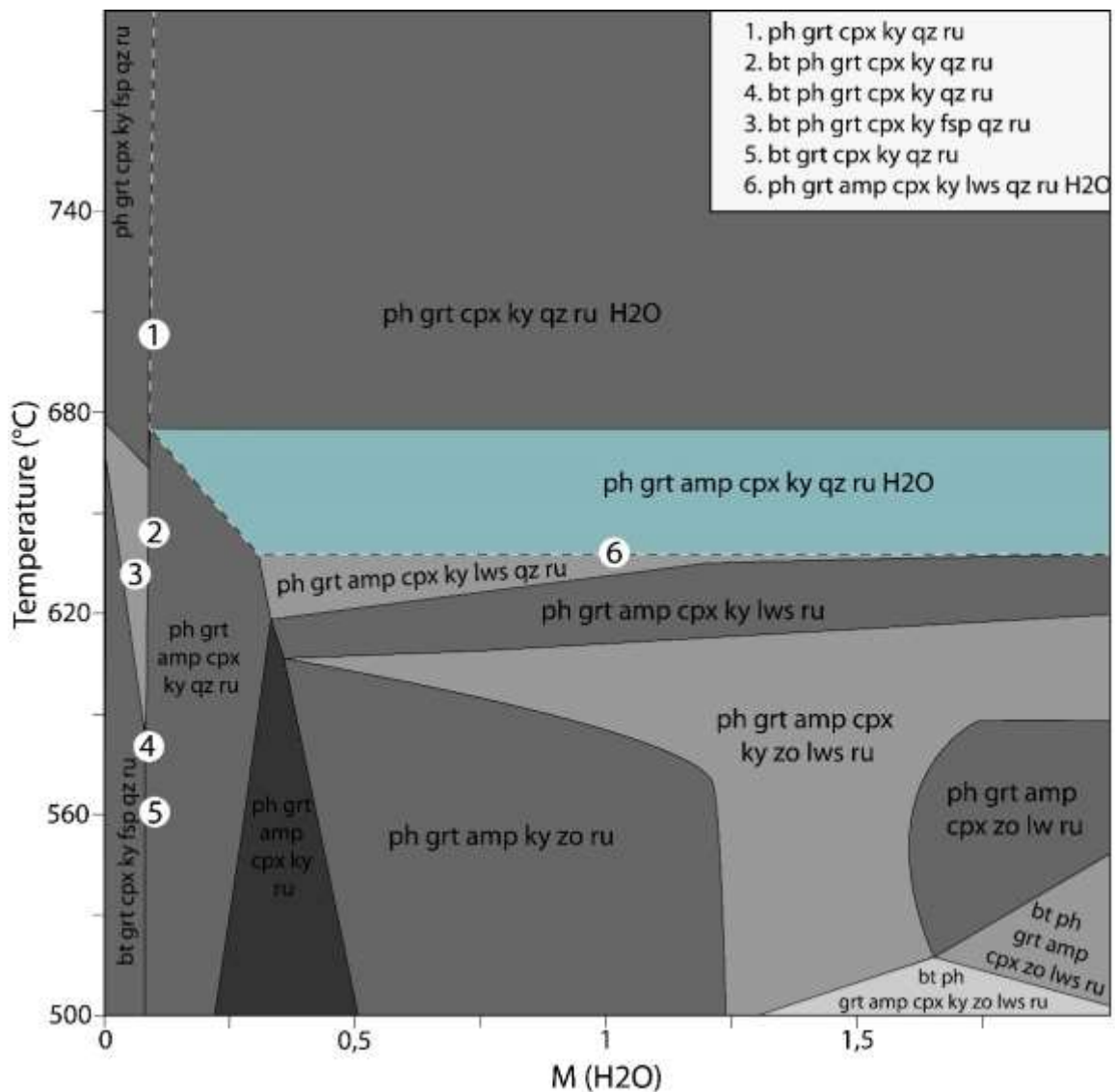


Figure supp IV-1 : P-XH₂O section for SAJ03A sample at fixed pressure of 25 kbar. P-T for the HP assemblage (highlighted in blue) were calculated between 650-720°C and 24-27 kbar (Figure IV-12). Note that at 25 kbar and $\geq 650^\circ\text{C}$ the saturation is reached at low water content ($<0.25\%$).

Chap IV- Deux occurrences d'éclogites dans l'Ouest du Massif Central Français révèlent une évolution pression-température contrastée : implications sur les processus de subduction et d'exhumation

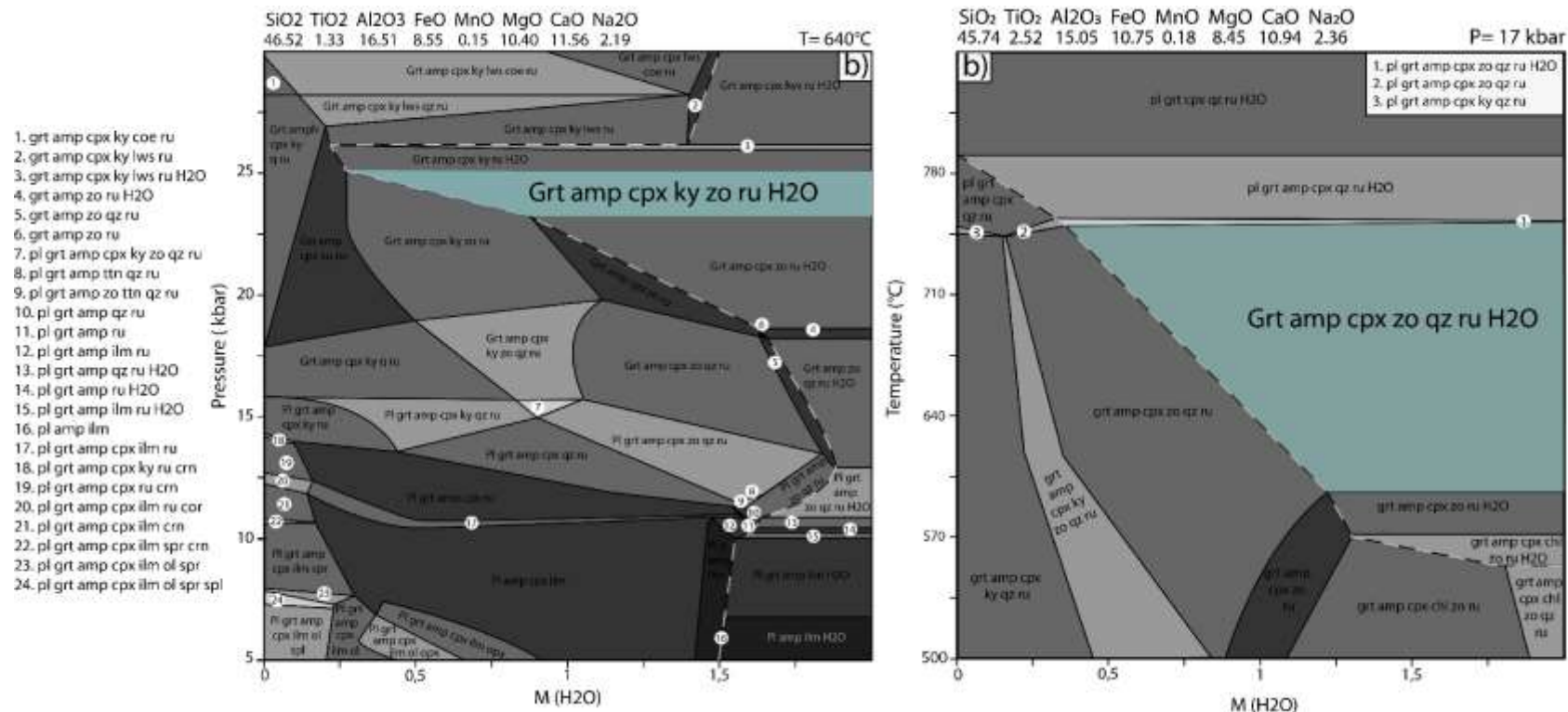


Figure sup IV-2 : T-XH₂O and P-XH₂O sections. a) T-XH₂O section for SAJ05B sample at fixed temperature of 640°C. P-XH₂O sections for SAJ01B sample at fixed pressure of 17 kbar.

- P-T conditions for SAJ05B sample were estimated between 640-680°C and 21-23 kbar (**Figure IV-15a**). At ~ 23 kbar the HP assemblage (highlighted in blue) show that H₂O saturation is reached at higher water content (≥ 0.5%) in compare with SAJ03A sample.
- P-T conditions for SAJ01B sample were estimated between 650-755°C and 16-18 kbar (**Figure IV-16c**) At these conditions the HP assemblage (hilighted in blue) the H₂O saturation is reached at high water content (≥0.5%), higher than SAJ03A and SAJ05B samples

CHAPITRE V

Âge du métamorphisme de haute- pression

1. Etat des connaissances et objectifs

Alors que dans le Massif Armoricaïn voisin, un âge Dévonien supérieur du métamorphisme de HP (entre 355 et 364 Ma, Bosse *et al.*, 2000, 2005, 2010; Paquette *et al.*, 2017) lié à la fermeture de l'océan Médio-Européen fait l'objet d'un large consensus, celui du métamorphisme de HP dans le Massif Central, lié *a priori* à la fermeture du même océan, est généralement considéré comme plus vieux, entre le Silurien supérieur et le Dévonien inférieur (entre 432 et 394 Ma, Pin and Lancelot, 1982; Ducrot *et al.*, 1983; Paquette *et al.*, 1995; Berger *et al.*, 2010a) (voir synthèse des âges dans la section **2.5 du chapitre 2**). Cependant la majorité de ces âges, acquis principalement au nord du Massif Central (Pin and Lancelot, 1982; Ducrot *et al.*, 1983; Paquette *et al.*, 1995), ont été obtenus par dissolution isotopique de population de zircon, ce qui n'exclut pas un mélange entre différents événements métamorphiques et/ou magmatiques et rend difficile leur interprétation. En utilisant la méthode Sm-Nd, Paquette *et al.* (1995) proposent que l'âge isochrone à 408 ± 7 Ma est le plus fiable et discutent de la robustesse des âges précédemment obtenus par dissolution de grains. Berger *et al.* (2010a) obtiennent par U-Pb sur zircon (LA-ICP-MS) deux résultats : 382 ± 7 Ma et 412 ± 10 Ma dans les éclogites de l'IU (Limousin). Par manque de contrainte pour déterminer l'âge correspondant au métamorphisme de HP, ils ont proposé, par comparaison avec les âges disponibles dans la littérature, que l'âge de 412 ± 10 Ma correspond au métamorphisme de HP et l'âge de 382 ± 7 Ma à l'exhumation. Des données obtenues au sud du Massif Central dans la Montagne Noire (Faure *et al.*, 2014; Whitney *et al.*, 2015) sont les premières données à avoir remis en question l'âge siluro-dévonien pour la HP dans le Massif Central. Whitney *et al.* (2015) obtiennent par U-Pb sur zircon (LA-ICP-MS) deux âges, l'un à 315 ± 2 Ma et l'autre à 360 ± 5 Ma. En se basant sur les compositions chimiques des zircons, ils attribuent l'âge de 360 Ma soit au protolithe soit à un stade métamorphique précoce dans l'histoire prograde. L'âge de 315 Ma est interprété comme celui du métamorphisme de HP. Faure *et al.* (2014) proposent par la méthode Sm-Nd sur grenat un âge de 358 ± 9 Ma interprété comme celui du métamorphisme de HP et considèrent que l'âge de 315 Ma obtenu par (Whitney *et al.*, 2015) reflète un épisode de rééquilibrage hydrothermal ou un épisode de HT au carbonifère inférieur, hypothèse reprise par (Lotout *et al.*, 2018)

Les études plus récentes de Lotout *et al.* (2018, 2020) et Paquette *et al.* (2017) remettent de nouveau en question l'épisode siluro-dévonien pour le métamorphisme de HP dans le Massif Central. Les datations multiméthodes (U-Pb sur zircon, rutile, apatite ; Sm-Nd et Lu-Hf sur minéraux) de Lotout *et al.* (2018, 2020) donnent un âge plus jeune pour les éclogites du sud du Massif Central datées au Dévonien supérieur, compatible avec celui admis dans le Massif Armoricaïn et le reste de la chaîne Varisque. En effet, par isochrone Sm-Nd et Lu-Hf sur minéraux, ces auteurs proposent respectivement un âge de 377 ± 3 Ma dans des éclogites fraîches de l'IGU (massif de Najac) et de 358 ± 2 Ma dans les éclogites rétro-morphosées de l'UGU (massif du Lézou) compatible avec celui proposé par Faure *et al.* (2014)

Ces nouveaux âges dévoniens supérieurs peuvent être interprétés de différentes façons :

- Une zonation du métamorphisme de HP dans le Massif Central impliquant deux zones de subduction différentes (Lotout *et al.*, (2018) avec un premier épisode de subduction

vers 430-410 Ma au nord du Massif Central et un second épisode entre 377 et 358 Ma au sud du Massif.

- Deux épisodes d'enfouissement des roches de HP au sein d'une même zone de subduction, avec d'abord l'enfouissement des roches de l'IGU (éclogites de Najac, 377 ± 3 Ma) puis des roches de l'UGU (éclogite du Lévézou, 358 ± 2 Ma).
- L'âge du métamorphisme de HP au nord du Massif Central (~ 410 Ma) est un effet de mélange entre différentes populations de zircons ou un artefact (Paquette et al., 2017).
- L'âge de 382 Ma obtenu par Berger *et al.*, (2010a) serait l'âge de la HP dans l'ouest du Massif Central

Afin d'apporter de nouvelles données pour contraindre dans le temps le métamorphisme de HP et discuter de ces différentes hypothèses, des échantillons ont été sélectionnés dans les deux unités IU et UGU.

2. Sélection des échantillons

2.1. Géochronologie U-Pb sur zircon (LA-ICP-MS)

En raison des très faibles teneurs en zirconium des échantillons de l'IU (entre 18 et 26 ppm) aucun zircon n'a pu être prélevé malgré une quantité importante de roche broyée.

Comme alternative, l'échantillon précédemment étudié par Berger *et al.* (2010a) (Roche l'Abeille, L04-59) plus riche en zirconium (190 ppm) a été sélectionné. C'est une éclogite bien préservée (rétromorphose $< 10\%$) contenant principalement des grenats (70%) de composition homogène non zonés, des omphacites (20%), quelques zoïsites (5%), de l'amphibole ($< 5\%$), du rutile ($< 5\%$) et des zircons accessoires localisés préférentiellement dans des veines (cm) (grenats-omphacite-rutile \pm amphiboles). Les conditions éclogitiques ont été estimées au pic de pression à 650°C et 2.9 kbar ($\sim 6^\circ\text{C}/\text{km}$) et ont été suivies d'une décompression quasi isotherme à basse température ($\leq 650^\circ\text{C}$) dans le faciès des amphibolites, définissant ainsi une évolution post-éclogitique comparable à celle des échantillons de l'IU étudiés dans le chapitre précédent.

Dans l'UGU, deux échantillons PUYF3 et SAJ01B ont été sélectionnés. Les faibles teneurs en zirconium de l'échantillon PUYF3 (65ppm) ont tout de même permis de séparer des zircons mais en raison des faibles concentrations en U (< 1 ppm), les analyses U-Pb n'étaient pas exploitables. L'échantillon SAJ01B s'est avéré plus concluant, les teneurs en zirconium de la roche totale avoisinant celle de L04-59 avec 175 ppm. Les conditions éclogitiques ont été estimées vers $650-750^\circ\text{C}$ et 16-18 kbar ($\sim 11^\circ\text{C}/\text{km}$) suivies d'une exhumation à température quasi-constante, entre 700 et 740°C (thermométrie amphiboles-plagioclase-quartz).

2.2. U-Pb sur rutile (LA-ICP-MS)

Plusieurs échantillons de l'IU et l'UGU ont été sélectionnés pour des datations U-Pb sur rutile (L04-59, SAJ0A3, SAJ04, PUYF et SAJ01B). Cependant, à cause des faibles concentrations en U

des rutilés (<0.5ppm), les analyses U-Pb n'ont pas fourni de résultats satisfaisants et exploitables à l'exception de l'échantillon SAJ01B qui montre des concentrations relativement plus élevées (entre 1 et 6 ppm). Les grains sont de taille variable et sont dépourvus d'inclusions.

2.3. Lu-Hf sur minéraux (MC-ICP-MS et ID-TIMS)

En fonction de l'homogénéité des compositions de grenat ainsi que de l'absence de fractures et d'inclusions, deux échantillons du Puy de Bavaud (SAJ04A et SAJ04C) ont été sélectionnés pour des datations Lu-Hf (MC-ICP-MS). Les échantillons de l'UGU ont été exclus en raison de l'absence de grandes omphacites dans la matrice, de la fracturation omniprésente et de la richesse en inclusions des grenats ainsi que la présence fréquente de bordures post-éclogitiques.

Comme les reste des éclogites de l'IU, les échantillons SAJ04A et SAJ04C (Figure supp V- 1, matériel supplémentaire) sont des éclogites fraîches à disthène contenant des veines largement rétro-morphosées. La thermobarométrie grenat-clinopyroxène-disthène-quartz a révélé des conditions entre 640-700°C et 22-27 kbar (~6-9°C/ km). La thermobarométrie grenat-amphibole-plagioclase-quartz des zones les plus rétro-morphosées indique que les températures ne dépassent pas les 600°C au cours de la décompression (≤ 10 kbar).

3. Procédure analytique

3.1. U-Pb

Les séparations des zircons et rutilés ont été réalisées au laboratoire Géosciences Environnement Toulouse. Après broyage et tamisage, seules les fractions de diamètre < 450 μm (L04-59) et < 250 μm (SAJ01B) ont été sélectionnées pour la séparation par liqueurs denses et séparateur magnétique (Frantz). Les grains ont été ensuite triés à la main sous une loupe binoculaire en évitant les inclusions apparentes et les fractures. Environ 50 grains représentatifs de zircon et de rutilé ont été sélectionnés à la main dans l'échantillon SAJ01B ainsi que 100 grains de zircon et 30 grains de rutilé dans l'échantillon L04-59. Les grains sélectionnés ont été montés dans de la résine époxy, mis à l'affleurement puis polis. Les grains de zircon individuels ont été imagés par cathodoluminescence (CL) à l'Université de Mons (Belgique) en utilisant une Cambridge Image Technology système 8200 Mk5.

L'analyse des éléments traces des zircons et rutilés a été réalisée par LA-ICP-MS à Géosciences Montpellier (université de Montpellier, AETE regional facility of the OCU OREME). Les données acquises sont représentées dans le **Tableau supp V-1** et le **Tableau supp V-2**. Une taille de spots de 25 μm avec une répétition de 6 Hz et une densité d'énergie de 12 J/cm² ont été sélectionnés. La durée totale de l'analyse était de 120 s, les 80 premières secondes correspondant à la mesure du bruit de fond avant ablation de l'échantillon. La justesse des analyses a été vérifiée avec le standard externe G91500 (Wiedenbeck *et al.*, 2004) et les concentrations des éléments en trace ont été calibrées avec le standard interne NIST612 (Pearce *et al.*, 1997).

Les analyses U-Pb sur zircon (**Tableau supp V-3 et Tableau supp V-4**) ont été réalisées par LA-ICP-MS avec une taille de spot à 25 μm avec une répétition de 4 Hz et une densité d'énergie de 5,6 J/cm². Plus de détails sur la procédure analytiques sont décrit dans (Bosch *et al.*, 2011). Pour les rutiles (**Tableau supp V-5**), la taille de spot a été augmentée à 50 μm en gardant les mêmes conditions analytiques. Le standard G91500 (Wiedenbeck *et al.*, 1995) et le R10b (Luvizotto *et al.*, 2009) ont été utilisés comme standards primaires pour les calibrations et le fractionnement des éléments internes pour le zircon et le rutile respectivement. Le standard de zircon GJ1 et le standard de rutile Rt061 ont été utilisés comme standards secondaires toutes les 5 analyses pour vérifier la qualité des données. Un âge concordia de 608.01 ± 2 Ma compatible avec les valeurs de référence (608.53 ± 0.37 Ma, Jackson *et al.*, 2004) a été calculé pour SAJ01B et un âge de 610 ± 2 Ma pour L04-59 légèrement plus vieux que les valeurs de référence sachant que ce standard est connu pour être légèrement discordant (Bruguier *et al.*, 2017). Pour les rutiles l'âge concordia du standard Rt061 est de 1083 ± 2 Ma.

L'évaluation et le traitement des données traces et U-Pb a été réalisé à l'aide du logiciel Glitter (Van Achterbergh *et al.*, 2001). La contamination des bordures de zircons par les cœurs (exemple : augmentation brutale en U) et *vice versa* ainsi que la contamination des zircons et rutiles par d'éventuelles inclusions a été surveillée directement pendant l'ablation à partir de plusieurs éléments notamment les LREE et l'U, Th, P, Ca et Si afin d'exclure les apatites, monazites, allanite, quartz et les rutiles dans les zircons.

3.2. Analyses Lu-Hf

Après broyage et tamisage de l'échantillon, une fraction de grains entre 150 et 400 μm a été séparée via liqueurs denses et séparateur magnétique (Frantz). Deux fractions de roche totale (34 et 40 mg), 40 mg d'amphibole, 26 mg d'omphacite et 168 mg de grenats ont été sélectionnés sous une loupe binoculaire en évitant les potentielles inclusions apparentes pour l'échantillon SAJ04A. Une fraction de roche totale (53 mg), 44 mg d'amphibole, 48 mg d'omphacite et 196 mg de grenats ont été sélectionnés sous une loupe binoculaire en évitant les potentielles inclusions apparentes pour l'échantillon SAJ04C. Les différentes fractions ont ensuite été nettoyées de l'altération superficielle dans 1cc d'HCL 3N et chauffées à 120°C pendant 1h puis dans 1cc d'HNO₃ à 120°C pendant 3h pour retirer la contamination des phosphates. Entre chaque étape, les fractions ont été lavées puis plongées dans un bac à ultrason pendant 5 min. La dissolution et la séparation chromatographique ont été menées suivant la procédure décrite dans (Martin *et al.*, 2010) à l'exception d'une étape supplémentaire après la dissolution à l'HF (ajout d'1cc d'HClO₄+ quelques gouttes d'HF 2N à 120°C puis évaporation) afin d'éliminer la totalité des fluorures.

Les concentrations en Lu-Hf après dilution isotopique et les compositions isotopiques en Hf ont été analysées par MC-ICP-MS *Thermoscientific Neptune plus* au laboratoire Géosciences Environnement. Les échantillons ont été introduits en solution d'HNO₃ 2% avec une concentration de 10 à 20 ppb (échantillon + spike) pour l'Hf comme pour le Lu via le désolvateur APEX XXX. L'intensité du signal était de 350 V/ppm environ pendant la session. Les signaux ont été corrigés du blanc (HNO₃ 2%) mesurés entre chaque échantillon. Pour les

analyses de l'Hf, le standard AMES avec une concentration de 25 ppb a été analysé tous les deux échantillons, avec en complément une séquence de 4 mesures en début de session et de 5 mesures en début de session. Une correction des gains des cages a été effectuée *off line* à partir des analyses du standard AMES selon la méthode explicitée dans (Blichert-Toft *et al.*, 1997). La correction du fractionnement de masse a été effectuée après application de la correction du gain des cages en appliquant une loi exponentielle et une valeur de référence pour le rapport $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ de 0.7325. La moyenne des analyses du rapport $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ sur les échantillons AMES sur la session donne une valeur de 0.282160 ± 2 (2SE) égale à la valeur de référence. L'analyse du standard BEN pendant la session donne un rapport isotopique de 0.282848 ± 2 (2SE) légèrement inférieur à la valeur de référence de 0.282929 ± 8 . La reproductibilité externe sur le rapport $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ mesurée sur les analyses de standards est de 0.000015 (1σ). L'analyse du rapport $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu}$ pour le calcul des concentrations par dilution isotopique utilise la correction du fractionnement de masse à partir du rapport $^{172}\text{Yb}/^{171}\text{Yb}$ selon la méthode explicitée dans (Martin *et al.*, 2010) avec une valeur de référence de 1.5264. Les erreurs sur les concentrations isotopiques estimées à partir de l'analyse répétée de standards et des erreurs sur les pesées est considérée à 0.4% (1σ). Les erreurs reportées dans le tableau 1 sont les erreurs analytiques (1SE). Les âges ont été calculés avec le logiciel Isoplot-R (Vermeesch, 2018) en utilisant les reproductibilités externes pour le rapport $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ et le rapport $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ telles que mentionnées ci-dessus.

4. Résultats U-Pb sur zircon

4.1. Unité intermédiaire (éclogite à zoisite L04-59)

Les zircons de L04-59 (Berger *et al.*, 2010a) se présentent sous différentes formes allant de grains arrondis de 50 μm à des grains sub-automorphes allongés pouvant atteindre les 450 μm (**Figure V-1**) On les retrouve le plus souvent en inclusion dans les minéraux éclogitiques (grenat, omphacite) ou plus rarement dans les veines de HP riches en zoisite associés aux rutilés.

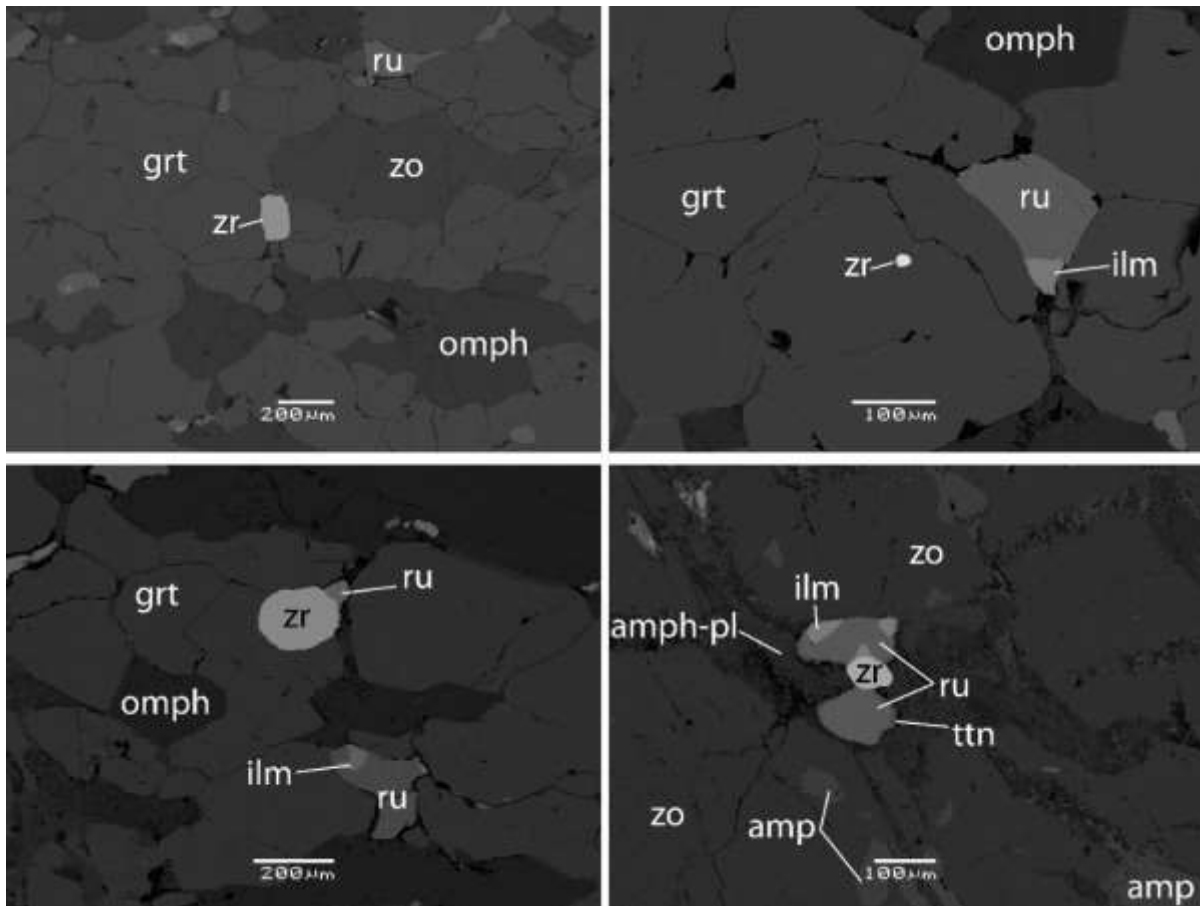


Figure V-1 : Images MEB de l'échantillon L04-59 montrant la taille et les différentes positions texturales des zircons.

4.1.1. Texture des zircons

Les images effectuées par cathodoluminescence (**Figure V-2**) mettent en évidence des zircons zonés. Les cœurs sont larges montrant des contours arrondis et lobés (attestant d'une phase de résorption des cœurs) et sont faiblement luminescents en comparaison de la bordure.

On observe des zonations oscillatoires. Seules quelques inclusions d'apatite et rutiles ont été observées. Les bordures sont fines ($< 40\mu\text{m}$), très luminescentes et généralement assez homogènes, on peut cependant observer de faibles variations d'intensité dans certains grains définissant une zonation de secteur grossière.

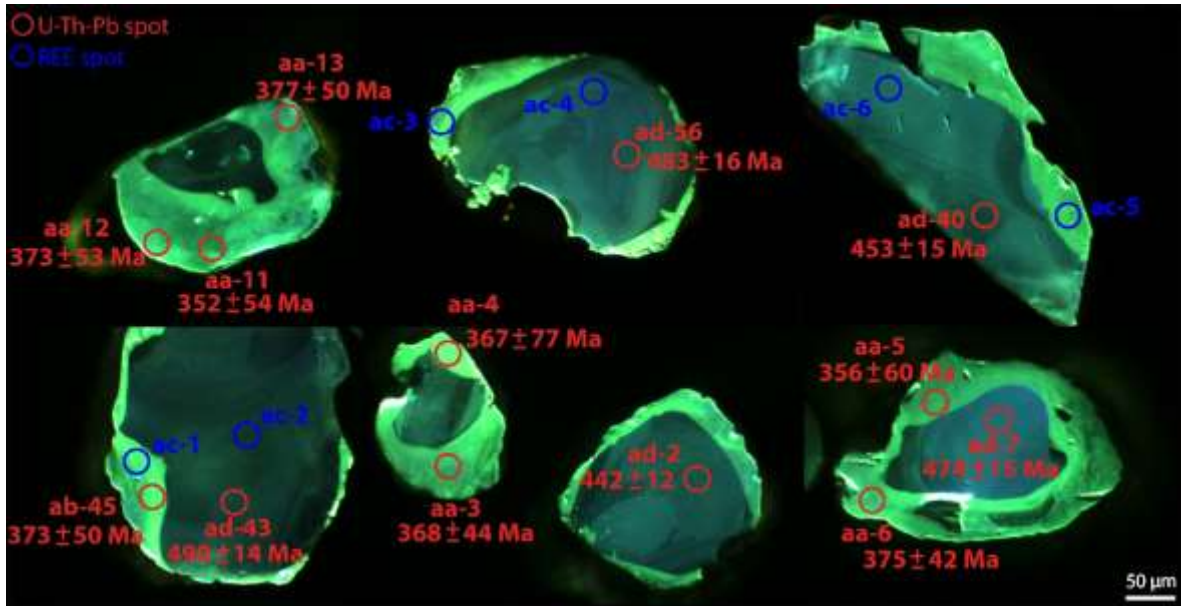


Figure V-2 : Images cathodoluminescence de certains zircons analysés dans l'échantillon L04-59 avec. La taille des spot REE et U-Th-Pb est de 25µm. Les âges sont les âges ^{238}U - ^{206}Pb . (erreurs en 2σ).

4.1.2. Composition des éléments en trace

Les cœurs de zircon présentent des spectres de terres rares (REE) enrichis en terres rares lourdes (HREE) ($\text{CeN}/\text{YbN} = 0.05\text{-}0.48$, $\text{GdN}/\text{YbN} = 4.51\text{-}7.16$) avec une forte anomalie négative en Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.15\text{-}0.99$) (**Figure V-3**) pour des teneurs en Ce situées entre 2 à 10 fois les valeurs chondritiques et des teneurs en Yb comprises entre 1000 et 4000 fois les chondrites. Les concentrations en U et Th des cœurs varient de 44 à 607 ppm et de 19 à 162 ppm, respectivement (**Figure V-4a**) et donnent des rapports Th/U élevés (de 0.34 à 0.66) (**Figure V-4b**).

Les concentrations en Ti dans les cœurs se situent entre 7 et 27 ppm et la thermométrie Ti dans le zircon révèle des températures entre 631 et 848°C (Watson and Harrison, 2005; Watson *et al.*, 2006; Ferry and Watson, 2007)

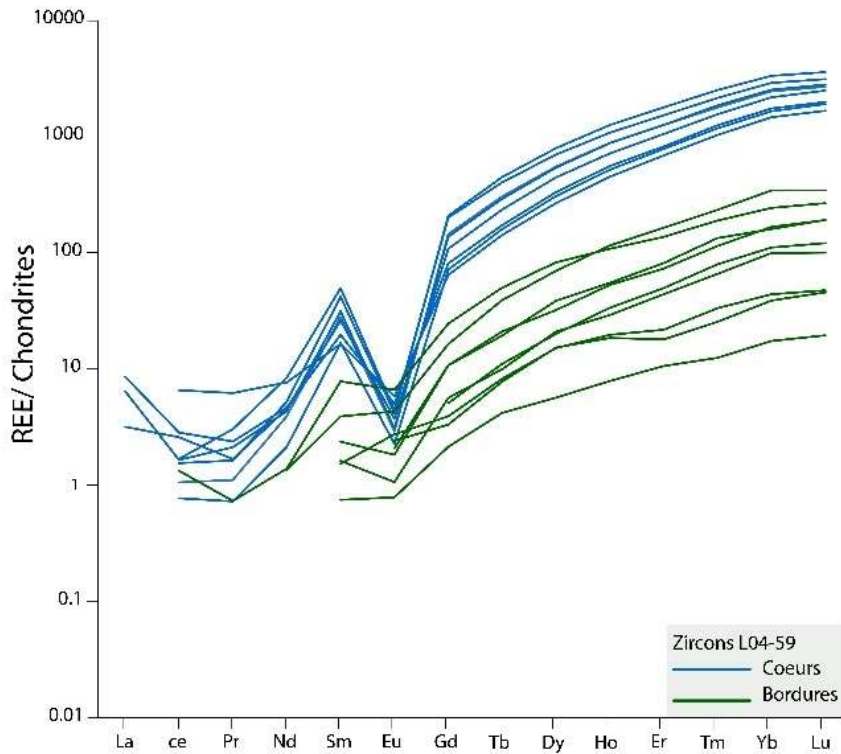


Figure V-3 : Spectres de REE normalisés aux chondrites des coeurs et bordures des zircons de L04-59. Normalisation d'après (Sun and McDonough, 1989). Le détail des analyses est reporté dans le Tableau V-1

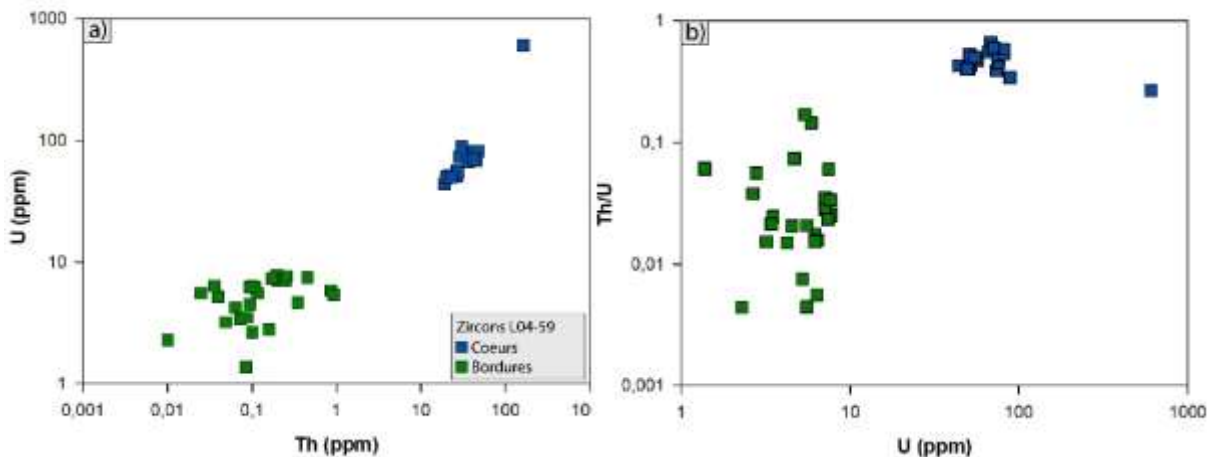


Figure V-4 : Composition chimique des coeurs et des bordures des zircons de L04-59. a) concentration en Thorium Vs Uranium. b) Rapport Th/U Vs concentrations en U. Le détail des analyses est reporté dans le Tableau V-1

La plupart des analyses effectuées en bordure des zircons ont également échantillonné le cœur à cause de la faible épaisseur de la zonation. Cependant, en règle générale on observe un enrichissement en HREE moins important que dans les coeurs (**Figure V-3**) ($CeN/YbN = 0.17 - 0.58$, $GdN/YbN = 4.76 - 12.62$) avec une faible anomalie en Eu ($Eu/Eu^* = 0 - 0.85$) pour des teneurs en Ce situées entre 0.08 et 1.3 ppm et des teneurs en Yb comprises entre 100 et 1000

fois les chondrites. Les concentrations en U et Th varient de 1.4 à 1.7 ppm et de 0.01 à 0.92 ppm respectivement (**Figure V-4a**) caractérisant des rapports Th/U plus faibles que les cœurs (de 0.004 à 0.17) (**Figure V-4b**). Les concentrations en Ti dans les bordures des zircons sont très faibles et ne dépassent pas les 5 ppm avec la majorité des valeurs en dessous de la limite de détection. Seules 4 températures ont pu être calculées via la thermométrie Ti dans le zircon et révèlent des températures inférieures à celle enregistrées dans les cœurs (entre 621 et 661°C) (Watson and Harrison, 2005; Watson *et al.*, 2006; Ferry and Watson, 2007). Ces températures sont compatibles avec les résultats de thermobarométrie grenat-omphacite-disthène des éclogites de Roche Labeille estimées au pic de pression vers 650°C (Berger *et al.*, 2010a) et entre 600-700°C pour les éclogites de Benayes et Puy de Bavaud.

4.1.3. Ages U-Pb sur zircon

Un total de 89 analyses a été effectué sur les zircons de L04-59 (26 dans les cœurs sombres et 63 dans les bordures luminescentes). Plusieurs spectres d'ablation montraient des contaminations par des inclusions, des dépôts dans les fractures, ou par une zone adjacente. Ceci se marque par des spectres d'ablation irréguliers pour certaines masses (^{206}Pb et ^{207}Pb) et certains rapports ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$; $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$). En particulier, les contaminations des analyses des bordures par les cœurs adjacents sont mises en évidence par une augmentation brutale des valeurs de coups par seconde (CPS) pour Pb et U (les cœurs sont beaucoup plus riches en U que les bordures) alors que l'analyse des standards (primaires et secondaires) donne des spectres où les valeurs de CPS pour Pb et U décroissent légèrement avec le temps. Les analyses présentant des indices de contamination ou de mélange cœur/bordure ont été ignorées pour le calcul des âges.

Pour la datation des cœurs, 19 analyses ont été retenues (**Tableau supp V-1**). Les analyses sont concordantes à sub-concordantes (entre 0.4 et 3.1%) et s'étalent le long de la Concordia de 504 à 431 Ma. Après élimination d'ellipses très éloignées du regroupement, et malgré l'étalement, le calcul d'un âge concordia donne un résultat satisfaisant (MSWD= 0.57, Probabilité de concordance $P_c = 0.5$) interprété comme l'âge de cristallisation des cœurs à 471 ± 2 Ma (**Figure V-5**).

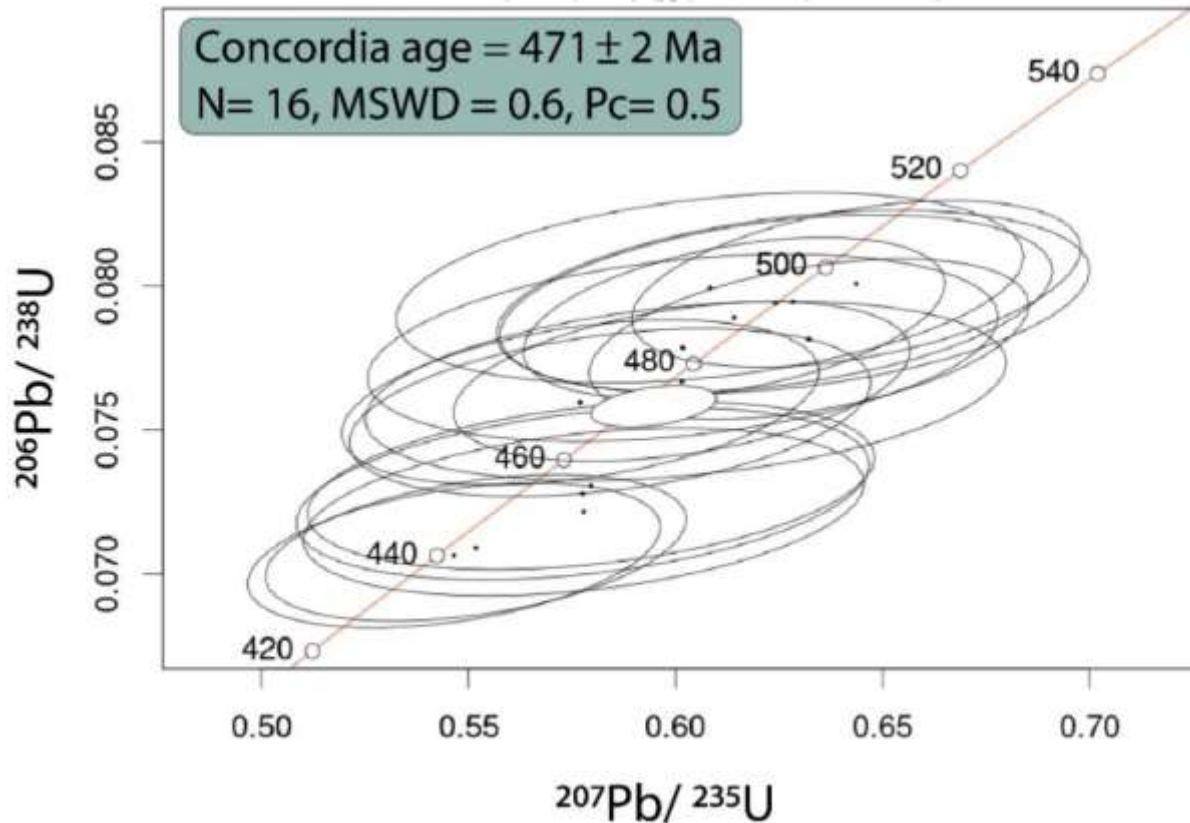


Figure V-5: Concordia U-Pb des cœurs des zircons de L04-59

Pour la datation des bordures (**Tableau supp V-1**), 25 analyses ne présentant aucune contamination par les cœurs adjacents ont été retenues. Elles permettent de calculer un âge Concordia de 363 ± 3 Ma (MSWD= 0.5, $P_c= 0.5$) (**Figure V-6**). Les erreurs obtenues sur les âges calculés via les rapports $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ sont grandes à cause de la pauvreté des bordures de zircons en U (1-10 ppm). L'erreur sur l'âge $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ est plus faible mais beaucoup plus élevée que les erreurs obtenues pour la datation des cœurs riches en U. Néanmoins, les analyses sont en moyenne concordantes, et en excluant 5 analyses correspondant aux erreurs sur le rapport $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ les plus importantes, un âge concordant satisfaisant (MSWD de 0.7, P_c de 0.6) (**Figure V-7**) de 364 ± 3 Ma est calculé. Un âge moyen $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ a été calculé (**Figure V-8**) pour s'affranchir des résultats imprécis obtenus pour les rapports $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Celui-ci donne des résultats similaires (364 ± 3 Ma, MSWD= 0.4, $P_c=1$). Par conséquent l'âge de 364 ± 3 Ma est considéré comme l'âge de cristallisation des bordures.

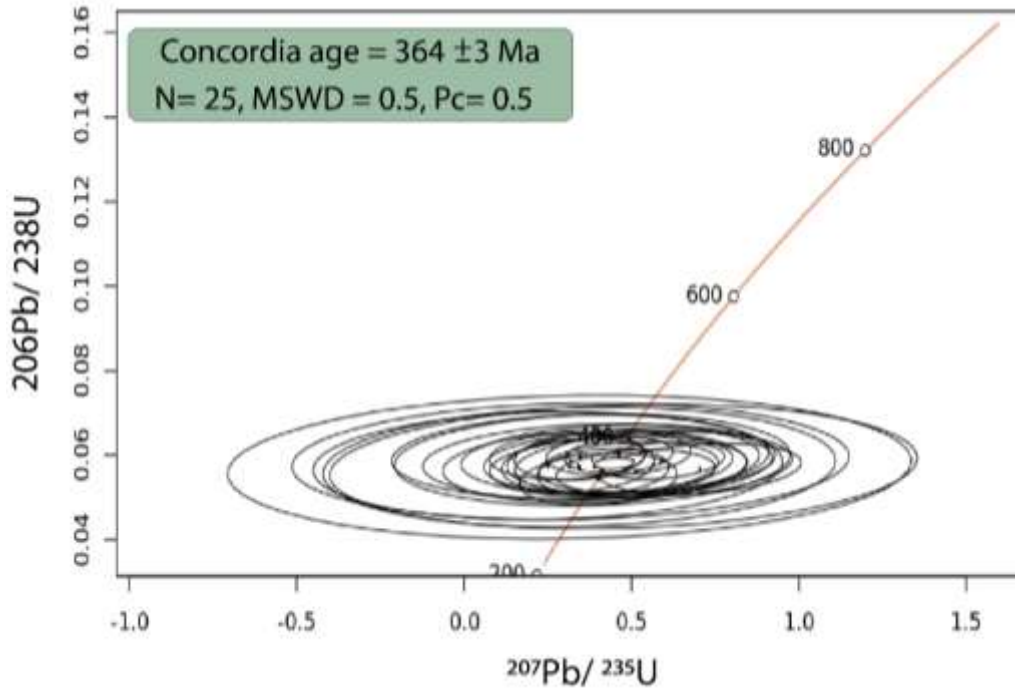


Figure V-6: Concordia U-Pb des bordures des zircons (25 points) de L04-59.

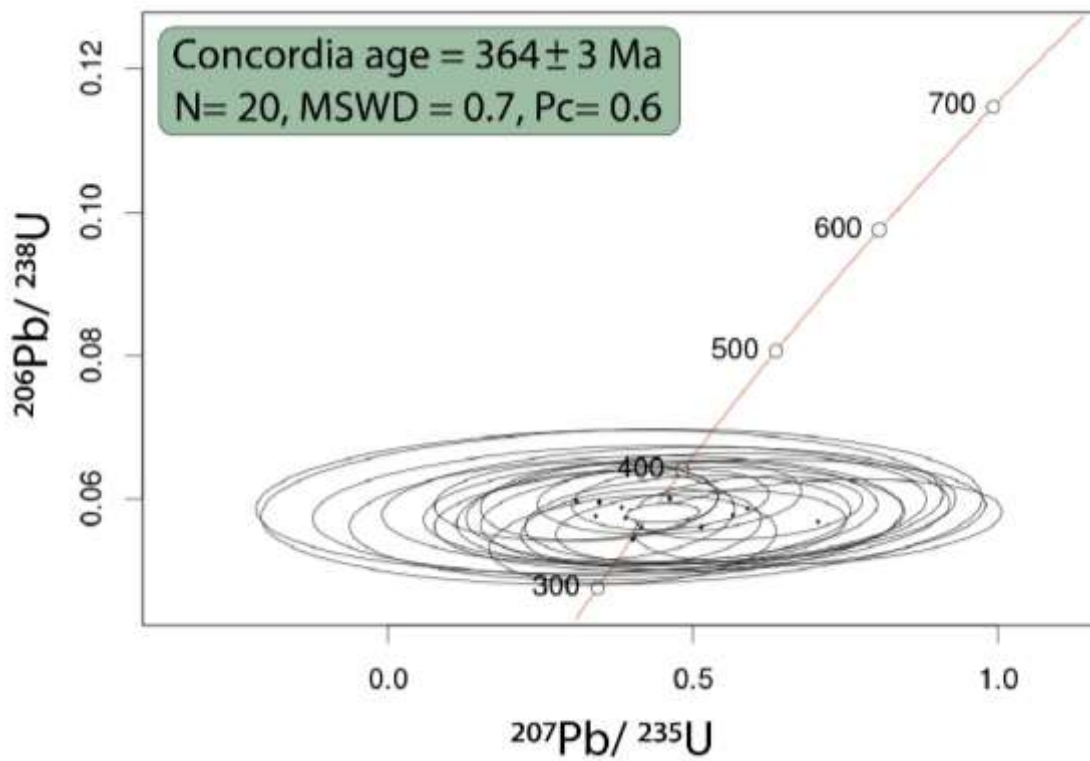


Figure V-7: Concordia U-Pb des bordures des zircons (20 points) de L04-59.

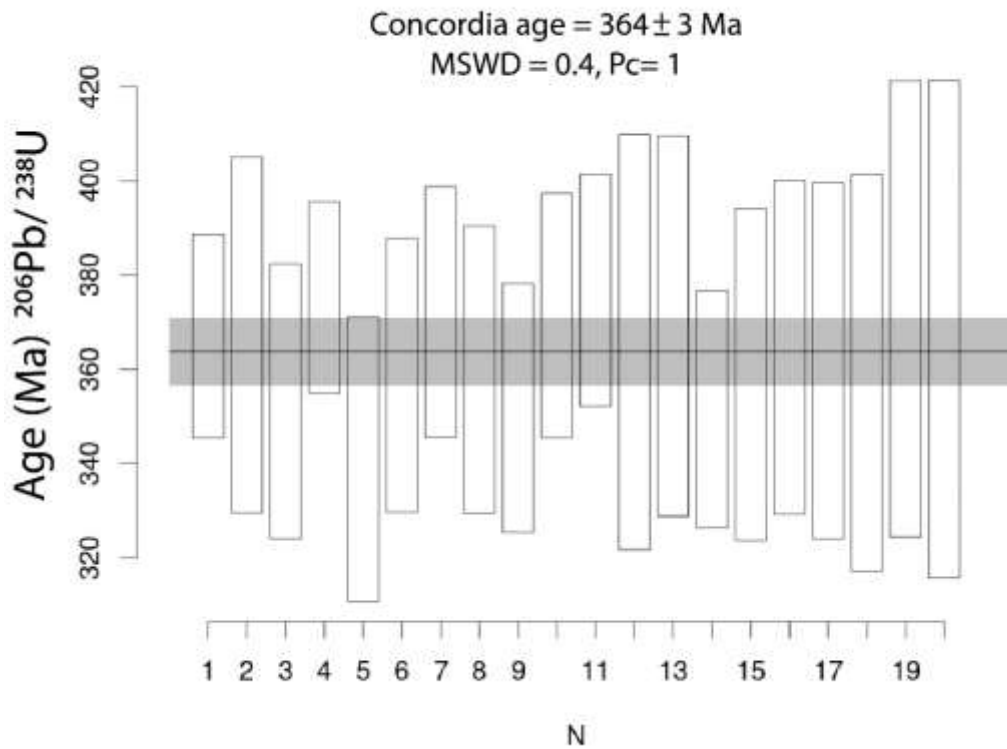


Figure V-8: Age moyen $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ calculé pour les bordures des zircons de L04-59

4.2. Unité supérieure (SAJ01B)

Les zircons de SAJ01B sont le plus souvent de forme arrondie et de taille très variable allant de 2 à 200 μm (Figure V-9). Ils se localisent dans différentes positions texturales, le plus souvent en inclusion dans les grenats et les amphiboles porphyroblastiques. Quelques grains sont présents dans la matrice, associés à des rutiles ou des symplectites à amphibole-plagioclase dans les larges couronnes des grenats.

4.2.1. Texture des zircons

Les images de cathodoluminescence (Figure V-10) révèlent des zonations très irrégulières qui ne permettent pas de distinguer des bords et des cœurs. On distingue des variations de luminescence à l'intérieur des grains qui n'ont pas une organisation géométrique simple. Les contacts entre parties claires et sombres sont souvent irréguliers, ces structures ressemblent soit à des zonations en secteurs irrégulières, soit à du *patchy zoning* (Corfu *et al.*, 2003).

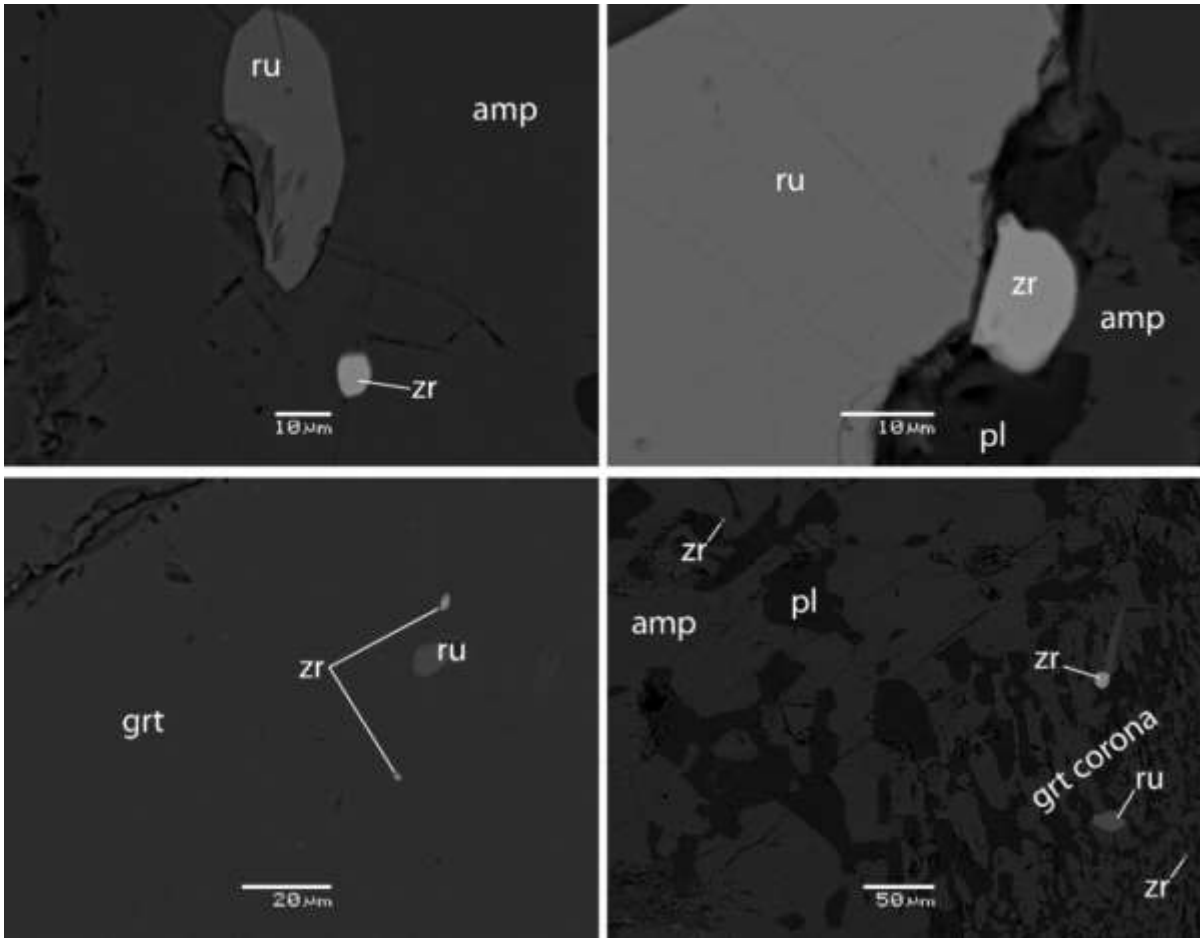


Figure V-9: Images MEB de l'échantillon SAJ01B montrant la taille et les différentes positions texturales des zircons.

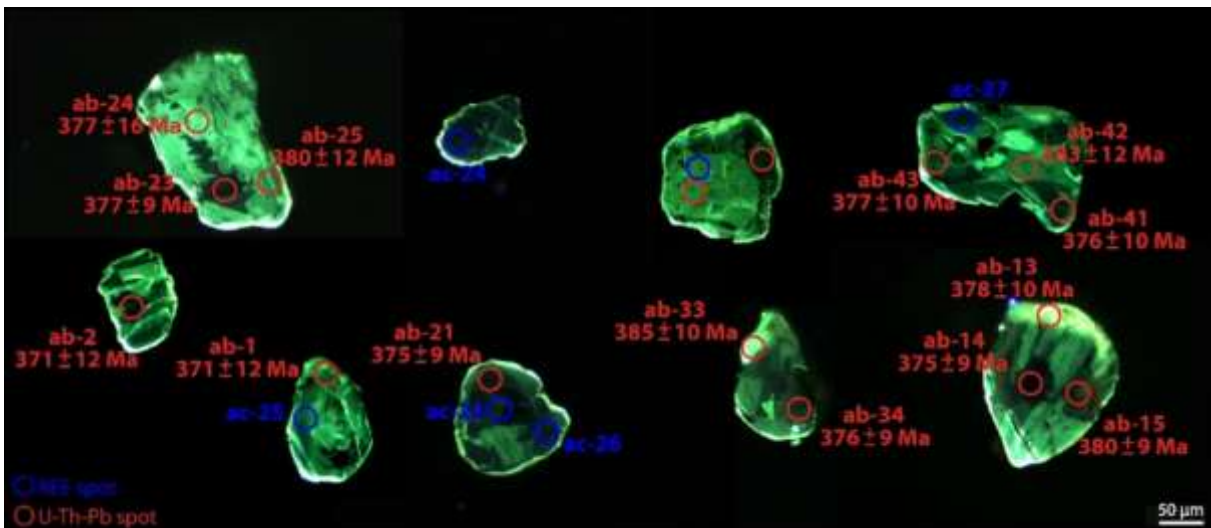


Figure V-10: Images cathodoluminescence de certains zircons analysés dans l'échantillon SAJ01B. La taille des spot REE et U-Th-Pb est de 25 µm.

4.2.2. Composition des éléments en trace

Les analyses des éléments en traces mettent en évidence une seule population de zircon quelle que soit la zone analysée. Les spectres de REE (**Figure V-11**) montrent un enrichissement en HREE ($CeN/YbN= 1.24-5.29$, $GdN/YbN= 54-184$) suivant une tendance similaire à celle observée dans les bordures de L04-59 avec une plus faible anomalie négative en Eu ($Eu/Eu^*= 0.63 -0.74$) pour des teneurs en CeN situées entre 0.9 et 3 ppm et des teneurs en YbN comprises entre 140 et 1200 fois les valeurs chondritiques. Les concentrations en U et Th varient de 59 à 377 ppm et de 0.34 à 4 ppm respectivement (**Figure V-12a**) caractérisant de faibles rapports Th/U (≤ 0.03), (**Figure V-12b**).

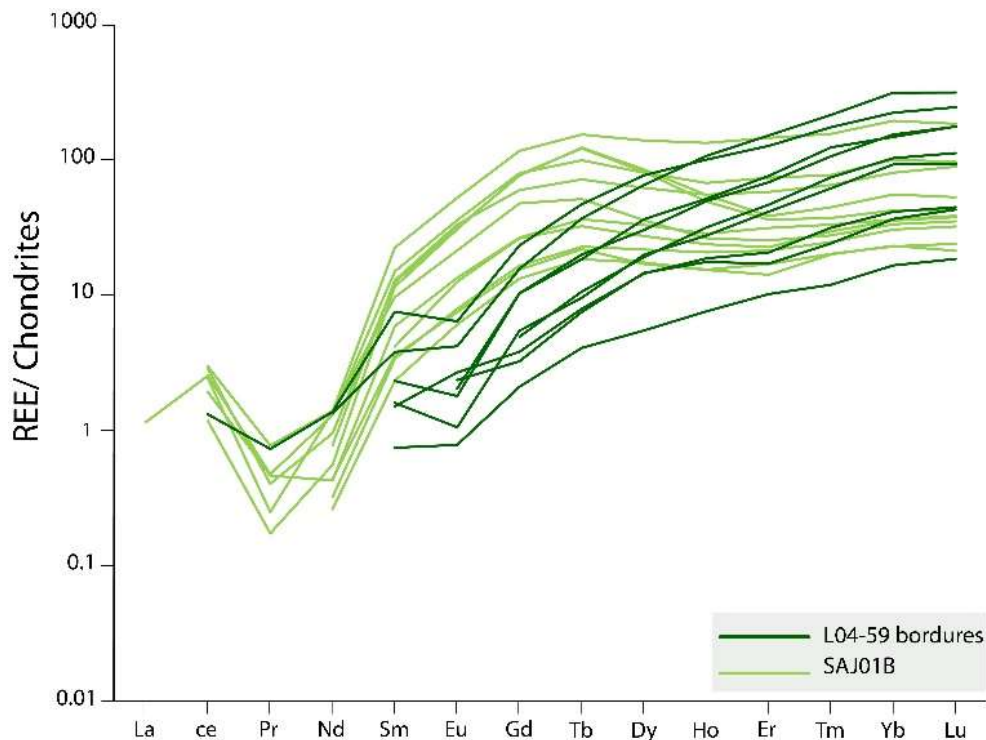


Figure V-11: Spectres de REE normalisés aux chondrites des cœurs et bordures des zircons de L04-59. Normalisation d'après (Sun and McDonough, 1989). Le détail des analyses est reporté dans le Tableau supp V-1.

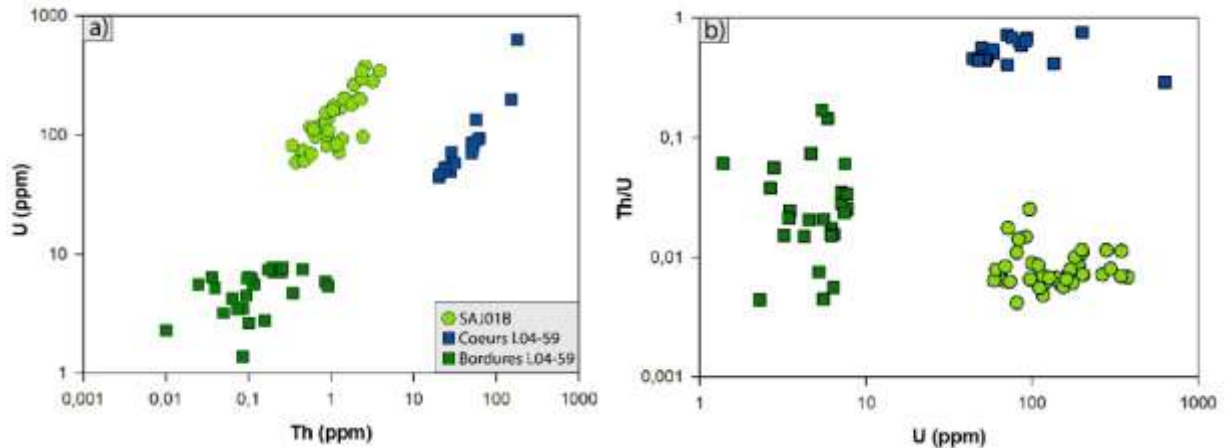


Figure V-12: Composition chimique des cœurs et des bordures des zircons de SAJ01B. a) concentration en Thorium Vs Uranium. b) Rapport Th/U Vs les concentrations en U. Le détail des analyses est reporté dans le Tableau supp V-1.

4.2.3. Ages U-Pb des zircons

Sur 45 analyses effectuées, 39 analyses concordantes à sub-concordantes (0-3.4%) ont été retenues (**Tableau supp V-5**) en fonction de la qualité et la régularité des spectres d'ablation (masses ^{206}Pb et ^{207}Pb , rapports $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$; $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$). Un âge concordant de 377 ± 0.9 Ma (MSWD= 0.055) a pu être calculé (**Figure V-13**).

L'exclusion des trois analyses clairement discordantes (**Figure V-13, Figure V-14**) conduit à recalculer un âge similaire de 377.68 ± 0.87 (MSWD= 0.23) (**Figure V-15**). Cet âge peut être considéré comme celui de la cristallisation des zircons de SAJ01B.

Les zircons de l'échantillon SAJ01B sont plus riches en Ti (entre 2 et 9 ppm) et les températures calculées par thermométrie Ti dans le zircon s'étalent de 642 à 726°C. Ces températures sont plus élevées que celles des bordures des zircons de Roche Labeille, en accord avec leur concentration en Ti plus élevée et compatible avec les températures enregistrées au pic de pression dans l'échantillon SAJ01B (voir **chapitre 2**).

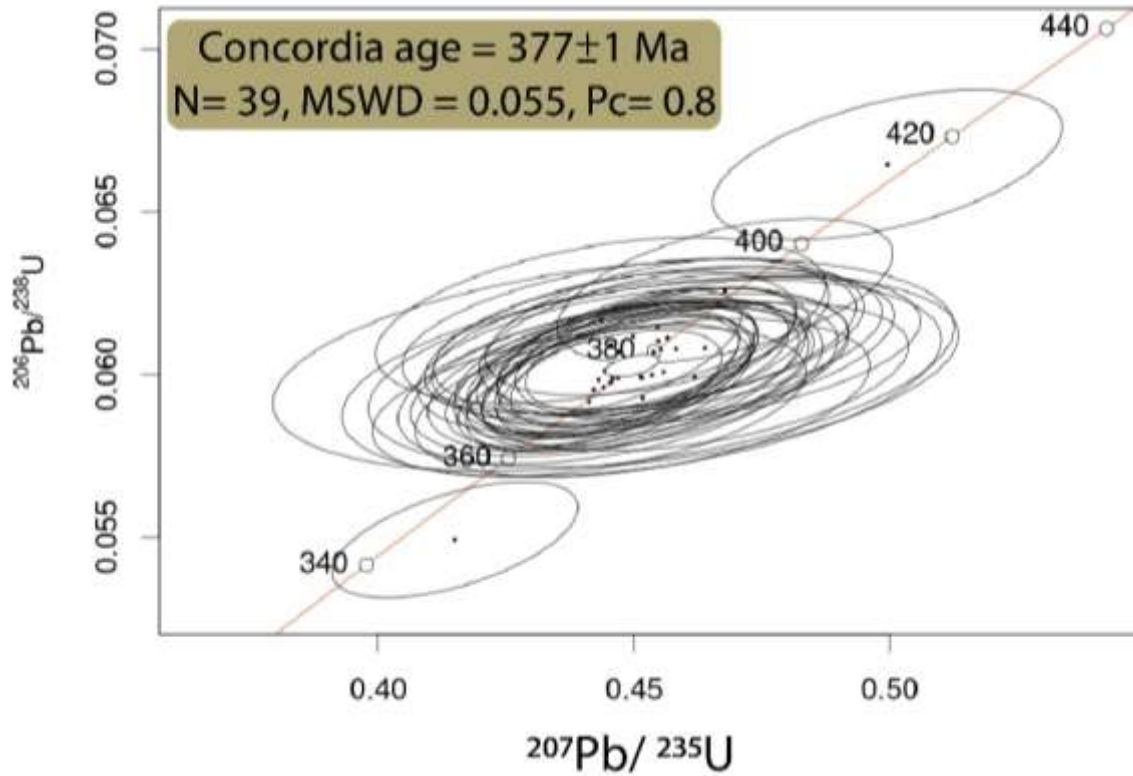


Figure V-13: Concordia U-Pb des cœurs des zircons de SAJ01B (39 analyses)

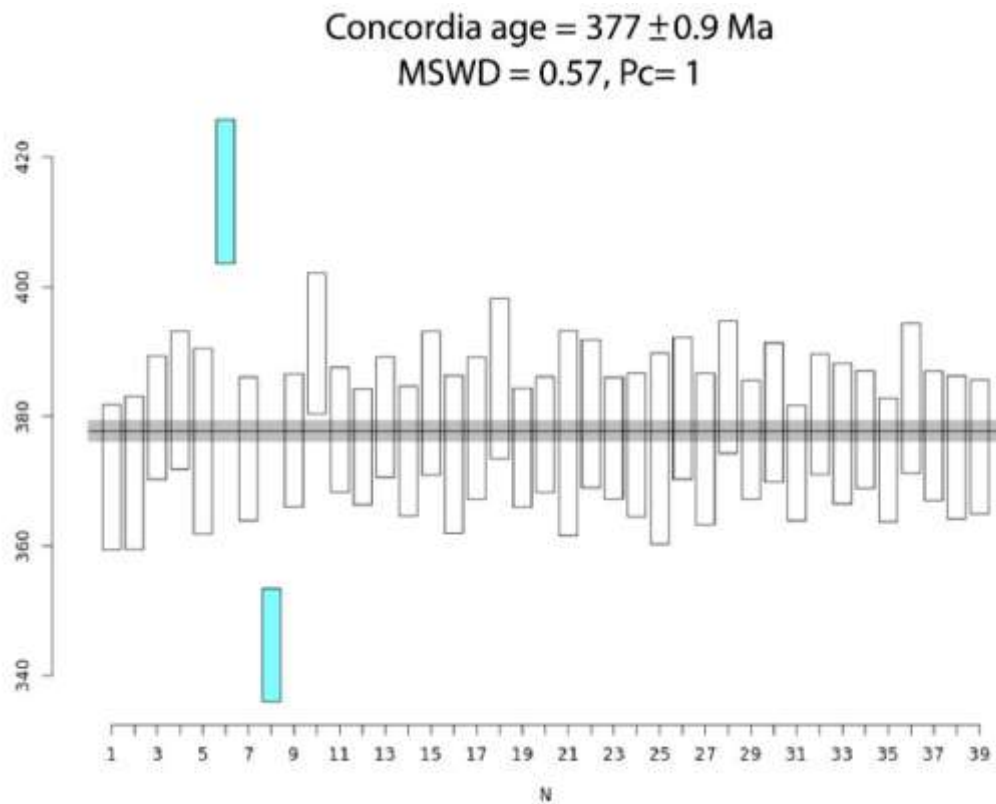


Figure V-14: Age moyen $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ calculé pour les zircons de SAJ01B

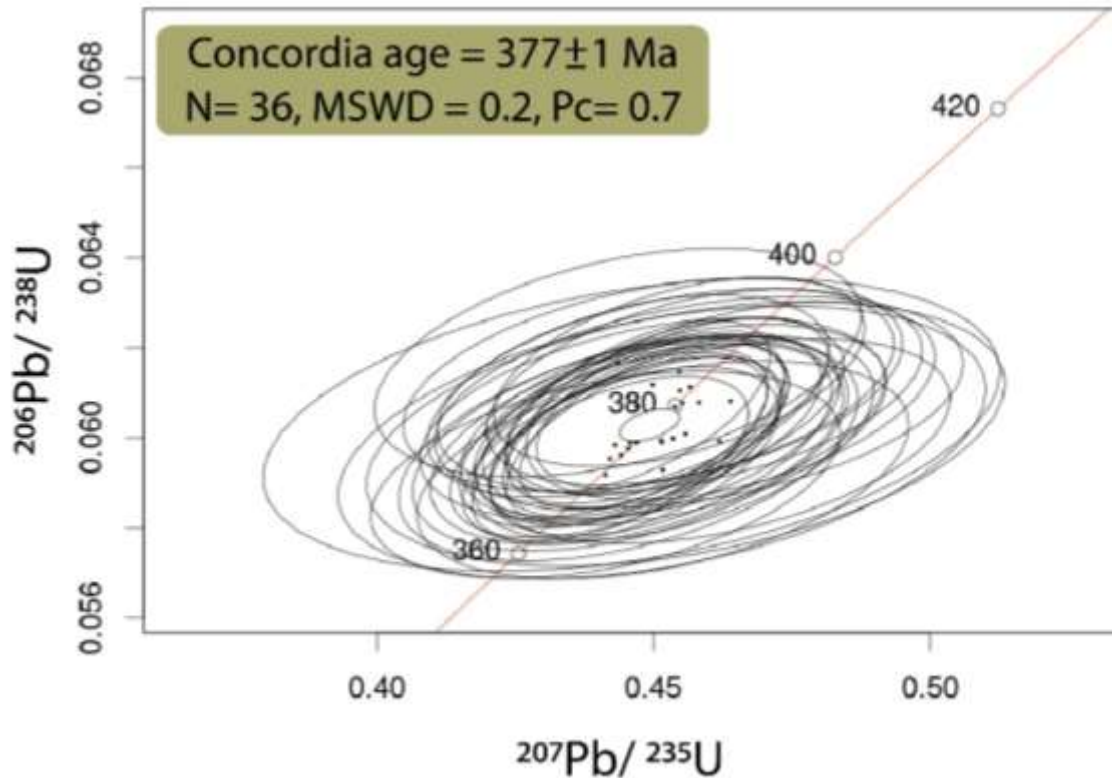


Figure V-15: Concordia U-Pb des cœurs des zircons de SAJ01B après exclusion des ellipses discordantes (36 analyses)

4.2.4. Age U-Pb des rutiles

Les rutiles de l'échantillon SAJ01B sont retrouvés dans diverses positions texturales, en inclusion dans les grenats ou les amphiboles, dans les couronnes de grenats ou dispersés de manière aléatoire dans la matrice symplectitique à diopside-amphibole-plagioclase. Ils sont souvent remplacés complètement ou partiellement par de l'ilménite et partiellement par du sphène. La taille des grains sélectionnés est variable et ne dépasse jamais les 100 μm avec des teneurs faibles en U inférieures à 0.3 ppm. En raison des très faibles concentrations en U des rutiles, 27 analyses sur 45 permettent de calculer sur un diagramme Tera-Wasserburg (**Figure V-16**) un âge d'intersection à 341 ± 3 Ma (MSWD= 1.1, $P_c = 0.42$) avec une régression des données affichant une valeur de Pb commun de 0.832 ± 0.035 .

12 analyses concordantes permettent de recalculer un âge concordant de 344 ± 4 Ma (MSWD= 0.9, $P_c = 0.4$) (**Figure V-17**).

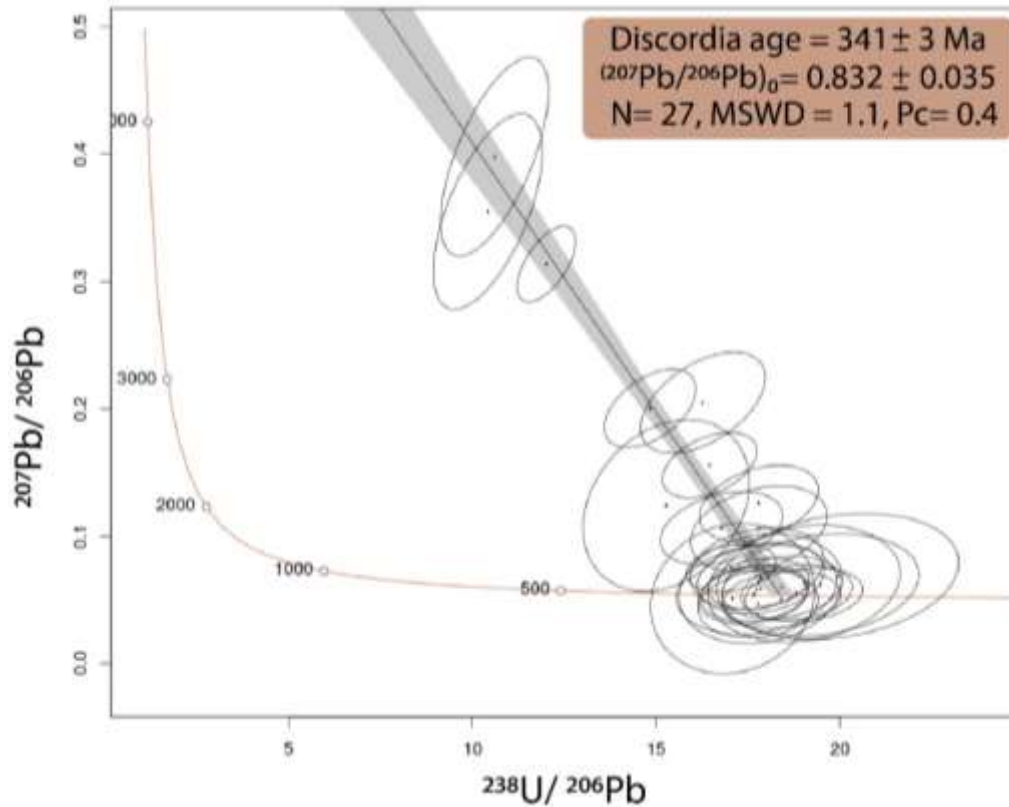


Figure V-16: Diagramme Tera-Wasserburg montrant toutes les analyses retenues pour les rutiles de SAJ01B (27 points sur 45).

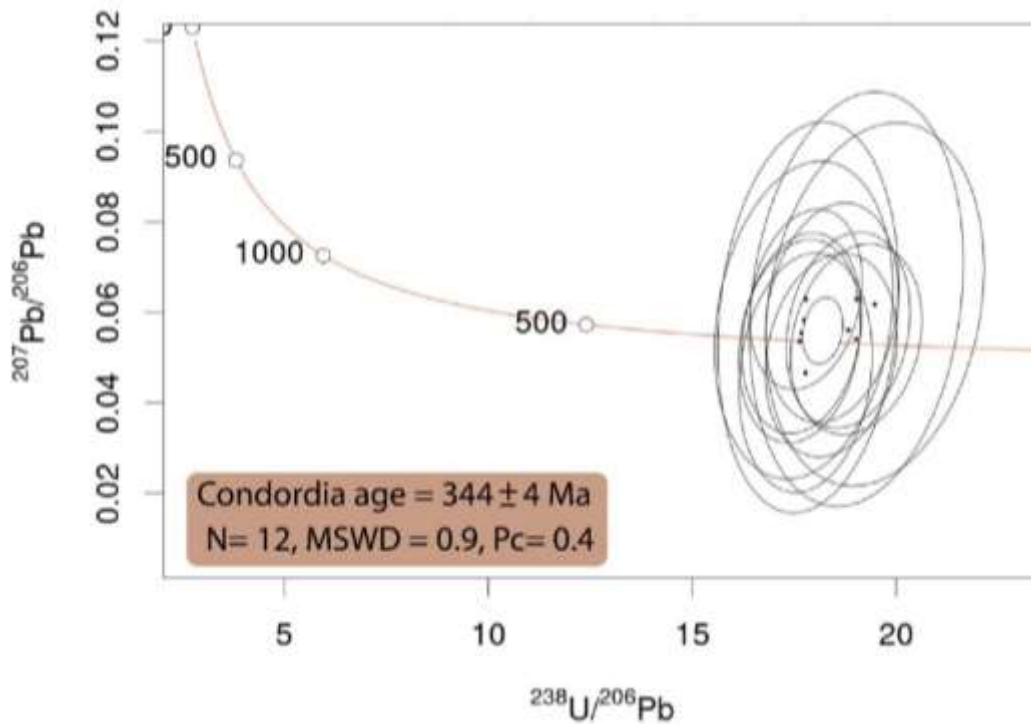


Figure V-17: Diagramme Tera-Wasserburg des rutiles de SAJ01B après exclusion des analyses discordantes (12 points).

5. Ages Lu-Hf

Pour l'échantillon SAJ04A, les fractions de roche totale (Rt), de grenat (Grt), d'amphibole (Amp) et d'omphacites (Cpx) (**Tableau V-1**) ne sont pas alignées (**Figure V-18**) dans le diagramme isochrone.

Les fractions roche totale-grenat-amphibole sont globalement alignées et donnent un âge isochrone de 399 ± 2 Ma (2σ) pour un MSWD de 6.6. Amphibole et grenat définissent un âge à 2 points de 395 ± 2 Ma (2σ) alors que roches totales et grenat définissent un âge isochrone de 400 ± 2 Ma (2σ) pour un MSWD de 3.5.

L'omphacite n'est pas alignée avec les 3 autres fractions. L'âge omphacite-grenat défini par l'isochrone est un âge sans signification géologique de 329 ± 2 Ma (2σ).

Tableau V-1 : Synthèse des données Lu-Hf des échantillons SAJ04A et SAJ04C.

	Poids d'échantillon (mg)	Lu (ppm)	Hf (ppm)	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	1SE
SAJ04A						
RT1	40	0.195	0.427	0.0649	0.283174	0.000009
RT2	34	0.195	0.445	0.0621	0.283113	0.000006
Amph	41	0.265	0.526	0.0716	0.283262	0.000007
Cpx	26	0.011	0.909	0.0017	0.283693	0.000011
Grt	168	0.687	0.128	0.7570	0.288341	0.000011
SAJ04C						
RT2	53	0.167	0.422	0.0561	0.283082	0.000005
Amph	44	0.222	0.460	0.0685	0.283355	0.000005
Cpx	48	0.005	0.546	0.0014	0.282859	0.000013
Grt	196	0.440	0.132	0.4715	0.286546	0.000013

L'interprétation de ces âges reste incertaine. La roche totale est dominée par les amphiboles qui sont à la fois abondantes et concentrées en Lu et Hf. Texturalement, les grenats sont généralement en inclusions de petite taille dans les amphiboles (**Figure supp V- 1**). En faisant l'hypothèse que la roche totale est restée en système fermé pour le système Lu-Hf lors de l'amphibolitisation (Martin *et al.*, 2010), alors l'isochrone roche totale – grenat donne un âge qui est soit l'âge de l'éclogitisation si le grenat est éclogitique, soit l'âge de l'amphibolitisation si le grenat a été rééquilibré chimiquement et isotopiquement par diffusion au cours de l'amphibolitisation. Cette hypothèse est envisageable compte tenu de la petite taille des grenats, mais ne peut être démontrée. Il ne peut pas être exclu que le déséquilibre apparent de l'omphacite avec la roche totale les autres fractions minérales soit dû à un problème analytique. Si ce n'est pas le cas, il faut admettre que la transition éclogite/amphibolite ne s'est pas effectuée en système clos pour le système Lu-Hf à l'échelle de la roche. Cette hypothèse n'explique pas à elle seule l'absence d'âge Cpx-Grt significatif du métamorphisme éclogitique, et il faut dans ce cas admettre également que le grenat retient la mémoire du stade amphibolitique.

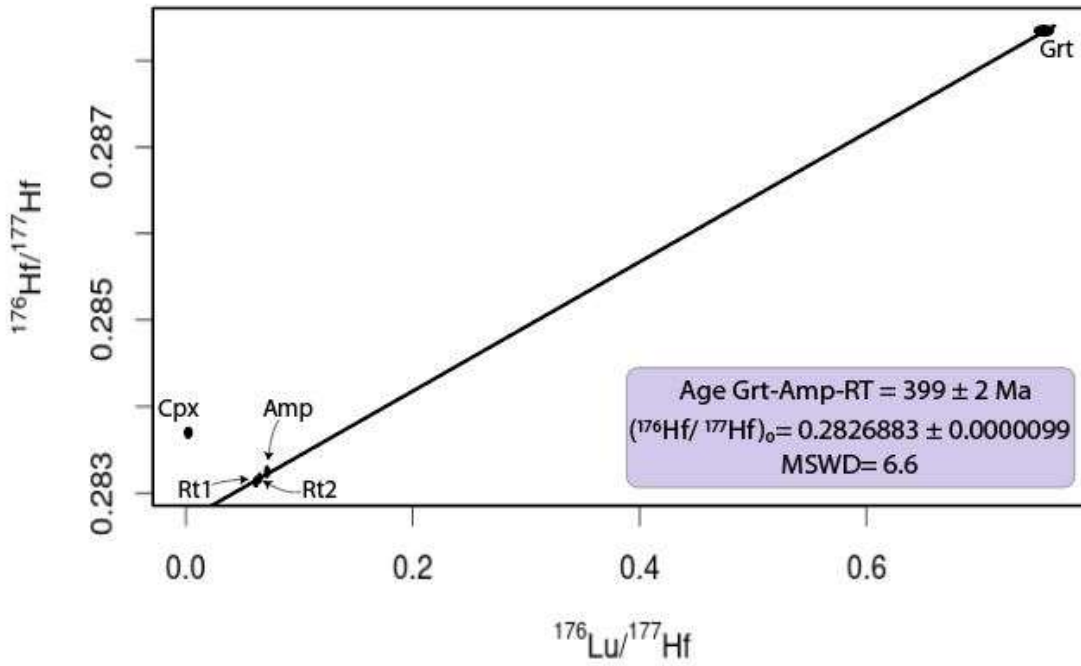


Figure V-18 : Lu-Hf isochrone de l'échantillon SAJ04A L'erreur est donnée en 2σ

Par conséquent, l'âge de 395 ± 2 Ma est considéré comme le meilleur âge pouvant être attribué à la cristallisation des grenats, mais l'interprétation géologique de cet âge est discutable.

Pour l'échantillon SAJ04C, les fractions de roche totale (Rt), de grenat (Grt), d'amphibole (Amp) et d'omphacites (Cpx) (**Tableau V-1**) ne sont pas alignées (**Figure V-19**) dans le diagramme isochrone.

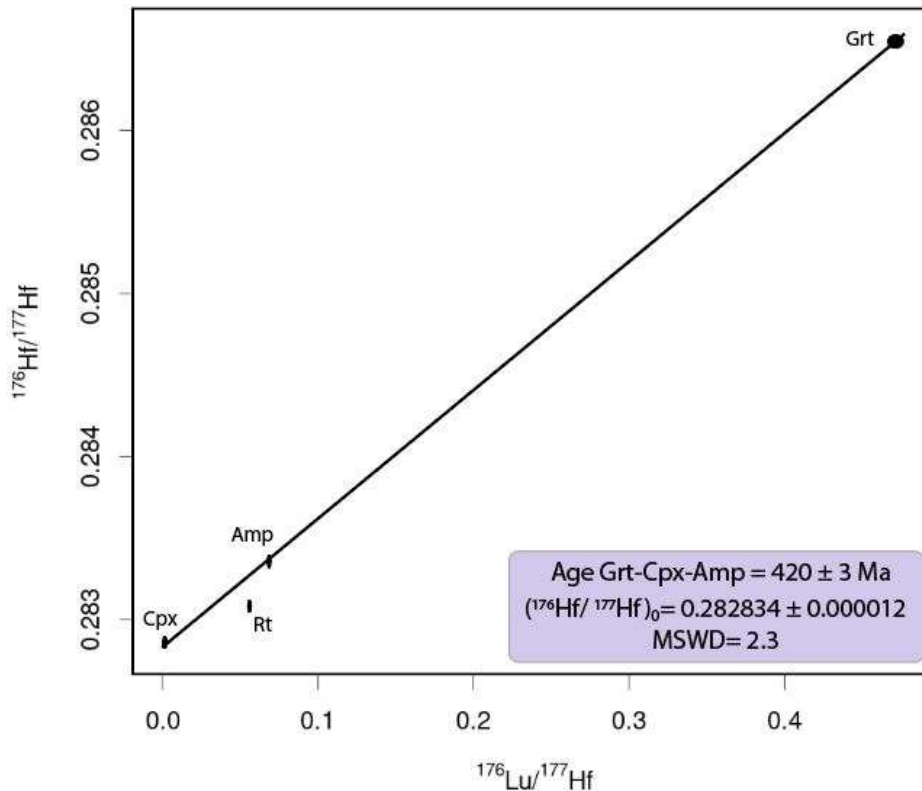


Figure V-19: Lu-Hf isochrone de l'échantillon SAJ04C

Les fractions omphacites-grenat-amphibole sont globalement alignées et donnent un âge isochrone de 420 ± 3 Ma (2σ) pour un MSWD de 2.3. Amphiboles et grenat définissent un âge à 2 points de 422 ± 3 Ma (2σ) alors qu'omphacite et grenat définissent un âge à 2 points de 418 ± 3 Ma (2σ).

Pour cet échantillon également, les données sont difficiles à interpréter. Le déséquilibre de la roche totale est potentiellement expliqué dans le système Lu-Hf par la présence de zircons hérités dans la roche ou par l'absence de dissolution des rutiles. L'alignement sur l'isochrone des 3 fractions minérales suggère soit que les trois phases appartiennent au même stade métamorphique (éclogitique), soit que les stades amphibolitiques et éclogitiques soient trop proches pour être distingués dans l'erreur. On peut cependant noter que l'âge obtenu sur les trois fractions minérales (420 ± 3 Ma) est robuste du point de vue statistique, mais est supérieur aux âges généralement admis pour le métamorphisme prograde, et aux âges obtenus sur l'échantillon SAJ04A.

6. Signification des âges obtenus

6.1. Unité intermédiaire

Les zonations oscillatoires caractéristiques des cœurs de zircons de L04-59 sont généralement observées dans les zircons d'origine magmatiques (Paterson *et al.*, 1992; Whitehouse, 2003). De plus, Les rapports Th/U relativement élevés des cœurs (entre 0.34 et 0.66),

l'enrichissement en HREE et l'anomalie négative prononcée en Eu coïncident avec une origine magmatique de zircons à l'équilibre avec du plagioclase en l'absence de grenat (Hinton and Upton, 1991; Hoskin and Black, 2000; Hoskin and Ireland, 2000; Hermann *et al.*, 2001; Rubatto, 2002). La forte concentration en HREE est liée à une cristallisation en l'absence de concurrence avec d'autres phases pouvant intégrer les HREE dans leur composition tel que le grenat. L'anomalie fortement négative en Eu est attribuée à une cristallisation synchrone du plagioclase (Murali *et al.*, 1983; Schaltegger *et al.*, 1999; Rubatto, 2002). Par conséquent, l'âge Ordovicien de 471 ± 2 Ma calculé dans les cœurs de zircons est attribué à l'âge du protolithe continental basique tel qu'il a également été suggéré par Berger *et al.* (2010a) sur le même échantillon pour un âge plus vieux entre 489 ± 20 Ma et 475 ± 12 Ma. Cet âge correspond à la phase magmatique cambro-ordovicienne lors de laquelle de nombreux protolithes basiques et felsiques se sont mis en place (Melleton *et al.*, 2010; Ballèvre *et al.*, 2014; Paquette *et al.*, 2017). Les températures obtenues via la thermométrie Ti-dans-zircon varient de 750 à 800°C et confirment, au regard de l'évolution P-T de l'éclogite L04-59, une origine magmatique des cœurs.

Contrairement aux cœurs, les bordures de L04-59 fortement luminescentes présentent des rapports Th/U faibles (entre 0.01 et 0.17), un spectre REE appauvri en HREE ainsi qu'une faible anomalie négative en Eu caractéristique des zircons métamorphiques (Rubatto *et al.*, 1999; Rubatto, 2002; Hermann and Rubatto, 2003; Whitehouse and Platt, 2003; Bingen *et al.*, 2004).

D'après la texture des cœurs lobés, signe d'une phase de résorption, ces bordures auraient probablement cristallisé en condition sub-solidus à partir des cœurs magmatiques (Hoskin and Black, 2000). La signature chimique des bordures indique une croissance à un stade où le grenat constituait une phase majeure de l'assemblage minéralogique (Rubatto, 2002; Whitehouse, 2003; Whitehouse and Platt, 2003) et où le plagioclase était absent (Rubatto, 2002, 2017), ce qui est typique du faciès des éclogites. Par conséquent, l'âge Dévonien supérieur de 364 ± 3 Ma est interprété comme l'âge du métamorphisme de HP, un âge plus jeune que le reste des âges siluro-dévonien attribués à la HP dans le Massif Central et correspondant à la phase D0 (Faure *et al.*, 2009) de la structuration varisque. Cependant, il coïncide avec les âges Dévonien supérieur connus pour la HP dans le Massif Armoricain (Bosse *et al.*, 2000, 2005) (Paquette *et al.*, 2017) et ceux récemment publiés au sud du Massif Central, dans le massif de Najac (IGU) par Lotout *et al.* (2018, 2020).

Les âges Lu-Hf sont plus vieux (399 ± 4 Ma ; 420 ± 3 Ma) et pourraient correspondre par conséquent à un stade précoce de la croissance du grenat au cours de l'évolution prograde comme il a été proposé par Lotout *et al.* (2020) pour un âge de 383 ± 1 Ma. Compte tenu des difficultés d'interprétation des données Lu-Hf, nous retiendrons un âge pour le pic de pression égal à l'âge U-Pb (364 ± 3 Ma).

6.2. Unité supérieure

La texture complexe en « patchy zoning » des zircons de SAJ01B est également observée dans certains zircons métamorphiques (Corfu *et al.*, 2003). Les spectres en REE appauvris en HREE et l'absence d'anomalie négative en Eu indiquent une cristallisation en présence de grenat et

l'absence de plagioclase caractéristique du faciès des éclogites. Les faibles rapports TH/U (< 0.1) sont également en faveur d'une origine métamorphique (Rubatto, 2002; Hermann and Rubatto, 2003). Les âges obtenus sont homogènes et indépendants de la luminescence de la zone analysée. Par conséquent, l'âge Dévonien supérieur de 377 ± 1 Ma est interprété comme correspondant à l'âge du métamorphisme de HP, plus jeune aussi que la phase de HP D0 (Faure *et al.*, 2009) mais coïncide avec les âges dévoniens supérieurs de la HP dans le Massif Armoricain et ceux de (Lotout *et al.*, 2018, 2020)

Le champ de stabilité du rutile dans la pseudosection de SAJ01B est large, entre 500 et 550°C pour des pression ≥ 10 kbar et entre 550 et 850°C pour des pression ≥ 7 kbar. L'âge Discordia Tera-Wasserburg de 341 ± 3 Ma est cohérent avec l'âge concordia Terra-Wasserbug de 344 ± 4 Ma et témoigne d'un évènement post HP (377 ± 1 Ma) au Carbonifère inférieur. La température de fermeture de la diffusion du Pb dans le rutile étant entre 600 et 650°C (pouvant varier en fonction de la taille des grains) (Cherniak, 2000; Kooijman *et al.*, 2012; Gao *et al.*, 2014), cet âge pourrait être attribué à l'âge de refroidissement de l'UGU dans le faciès amphibolite-schiste vers 341-344 Ma et serait lié à la phase D3 (Faure *et al.*, 2009).

7. Implication des ages obtenus dans la dynamique du Massif Central

La datation U-Pb des éclogites fraîches de l'IU et les éclogites rétro-morphosées de l'UGU témoignent toutes les deux d'un métamorphisme de HP au Dévonien supérieur, plus jeune dans l'IU (364 ± 3 Ma) que dans l'UGU (377 ± 1 Ma). Ces nouvelles données sont similaires aux ages disponibles à travers la chaîne varisque d'Europe (**Figure V-20**) et sont également compatibles avec les récentes données obtenues dans les terrains sud du Massif Central, dans les éclogites de la Montagne Noire à 358 ± 9 Ma (Faure *et al.*, 2014), du massif de Najac à 377 ± 3 Ma (Lotout *et al.*, 2018) et du Lévézou à 358 ± 2 Ma (Lotout *et al.*, 2020).

Cependant, cet age a souvent été attribué à un épisode métamorphique barrovien et à la fermeture de l'océan Rhéique (phase D2 de Faure *et al.*, 2009) postérieur au métamorphisme de HP alors que ce dernier est attribué à l'évènement éo-varisque vers 420-400 Ma suite à la fermeture de l'océan Galice-Massif Central/ Médio-européen (Phase D0 de Faure *et al.*, 2009, voir aussi Franke *et al.*, 2017 Lardeaux *et al.*, 2014) Les ages Siluro-dévoniens pour la HP dans le Massif Central ont principalement été obtenus par dissolution de grains de zircon, une méthode peu fiable lorsqu'on a plusieurs populations de zircons ou des zircons zonés (Paquette *et al.*, 2017). Un bon exemple pour illustrer ce problème est le cas des zircons de l'échantillon L04-59, où les cœurs sont plus vieux que les bordures, et pour lequel Berger *et al.* (2010a) ont précédemment publié des ages obtenus par LA-ICP-MS à 412 ± 10 Ma et à 382 ± 7 Ma. Par analogie aux données préexistantes, ils ont interprété l'âge à 412 ± 10 Ma comme étant l'âge du métamorphisme de HP. Meme si la méthode utilisée est plus robuste que la méthode par dissolution lorsqu'on a des textures de grains complexes, elle n'exclut pas non plus des effets de contaminations. En effet, dans le cadre de notre nouvelle étude, une contamination des bordures par les cœurs a été observée pour l'échantillon L04-59 au cours de l'ablation laser, se traduisant par une augmentation considérable des concentration en U. Ces données ont été exclues et un âge plus jeune que celui proposé par Berger *et al.* (2010a) a été finalement calculé à 364 ± 3 Ma. Par conséquent, l'âge de 412 ± 10 Ma serait un artéfact

(Paquette *et al.*, 2017) tandis que celui de 382 ± 7 Ma pourrait correspondre soit à l'âge du métamorphisme prograde par comparaison avec l'âge Lu-Hf obtenu sur les grenats de l'échantillon SAJ04A (395 ± 2 Ma) ou par Lotout *et al.* (2018) (377 ± 2 Ma), soit à l'âge de la HP. De nouvelles études pétrochronologiques sont nécessaires afin de mieux distinguer l'âge du métamorphisme prograde et celui du pic de HP.

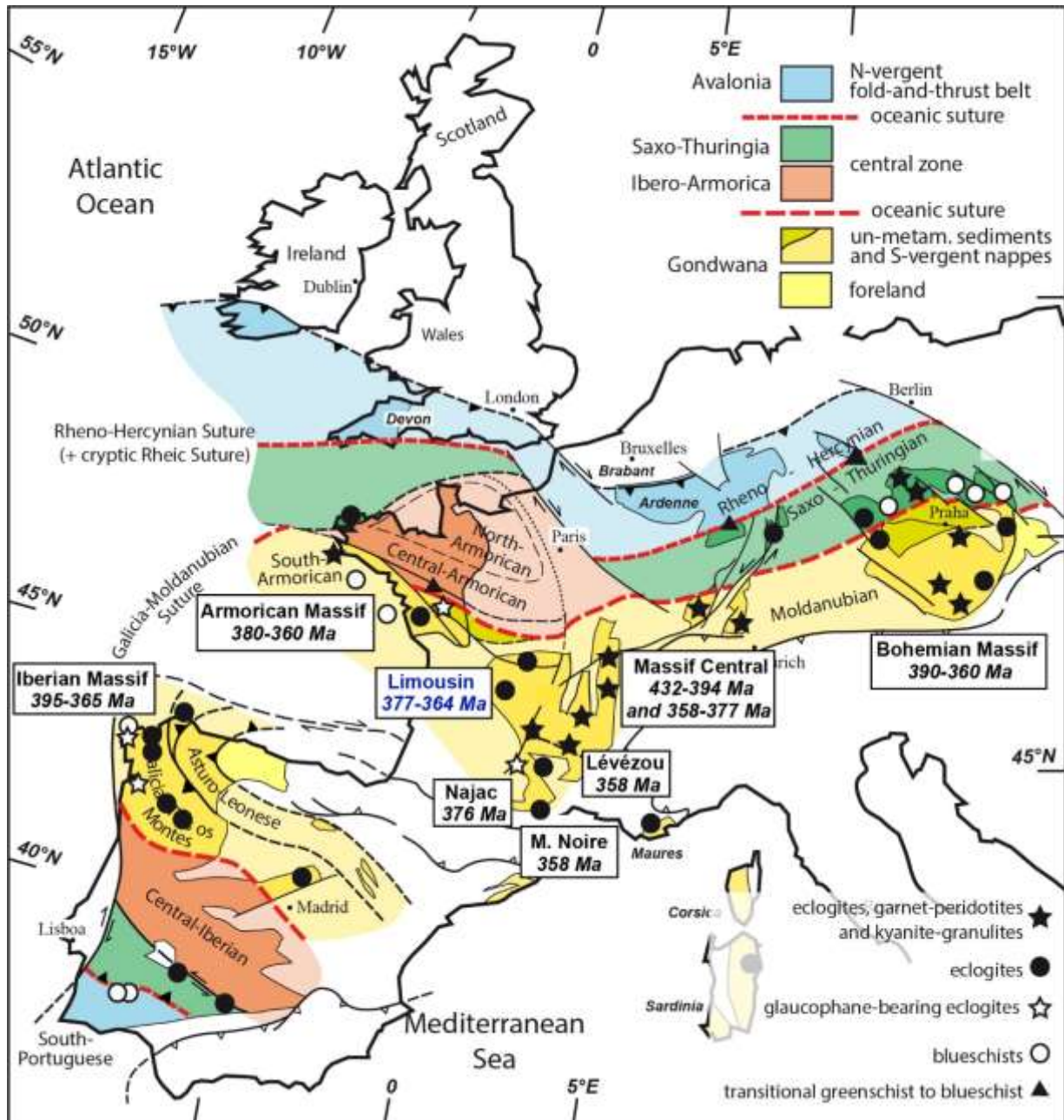


Figure V-20 : Synthèse des âges de la HP dans la chaîne varisque d'Europe avec les âges obtenus dans cette étude (Limousin). Modifiée d'après Paquette *et al.* (2017).

Dans le Massif armoricain un rajeunissement des âges du métamorphisme de HP à travers le temps et l'évolution des méthodes a également été observé, mais actuellement, un âge

Dévonien moyen et supérieur est largement reconnu pour le métamorphisme de HP et il est lié sans controverse à la fermeture de l'océan Galice-Massif Central (Ballèvre *et al.*, 2009). Etant donné que dans les interprétations et les reconstitutions paléogéographiques l'Armorique et le Massif Central appartiennent à un même bloc continental (Matte, 2001; Cocks and Torsvik, 2006; Ballèvre *et al.*, 2014; Franke *et al.*, 2017), un scénario monocyclique identique impliquant une seule zone de subduction suite à la fermeture de l'océan Galice Massif Central au Dévonien moyen à supérieur est possible pour le Massif Central (e.g. Vanderhaeghe *et al.*, 2020). Par conséquent l'évènement éo-varisque proposé par Faure *et al.* (2009) devrait être reconsidéré, tout comme la suture éo-varisque qui lui est associée au nord du Massif Central. Les âges des événements D0, D1 et D2 devraient être revus afin qu'ils puissent s'inscrire pleinement dans la structuration globale de la chaîne Varisque d'Europe.

Une évolution monocyclique au Dévonien supérieur serait compatible avec différents épisodes d'enfouissement et/ ou d'exhumation des roches de HP en prenant en considération l'obliquité des zones de convergence, la diversité du matériel enfoui afin d'interpréter le diachronisme du métamorphisme de HP entre différentes zones. En effet, si d'après des datations U-Pb obtenus dans cette étude, les éclogites de l'UGU sont d'abord enfouies, atteignant leur profondeur maximale à 377 ± 1 Ma, puis sont suivies des éclogites de la IU atteignant leur profondeur maximale à 364 ± 3 Ma. Dans le cas de l'étude de Lotout *et al.* (2018, 2020) l'enfouissement des éclogites de l'IU à 377 ± 3 Ma est antérieur à celui des éclogites de l'UGU à $358 \pm$ Ma et de la Montagne Noire à 358 ± 9 Ma (Faure *et al.*, 2014).

Chapitre V – Âge du métamorphisme de haute-pression

Matériel supplémentaire

Tableau supp V-1 : Analyses des éléments en trace dans les zircons de L04-59 (IGU) avec le détail de la zone analysée (coeur, bordure). Les valeurs ont été normalisées aux chondrites d'après Sun et McDonough (1989). Les valeurs en dessous de la limite de détection sont marquées en bdl (bellow detection limit).

Analyses des éléments en trace dans les zircons de L04-59 (ppm) (IGU)																		
Label	ac1	ac3	ac4	ac5	ac6	ac7	ac7b	ac8	ac9	ac11	ac12	ac13	ac13b	ac13c	ac14	ac19	ac20	
Texture	Bordure	Bordure	Coeur	Bordure	Coeur	Bordure	Bordure	Coeur	Coeur	Bordure	Coeur	Bordure	Bordure	Bordure	Coeur	Coeur	Coeur	
La	0.13	-0.21	-0.70	-0.46	bdl	bdl	bdl	6.23	8.28	bdl	3.10	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	
Ce	0.22	0.24	0.77	0.11	6.34	0.08	1.25	1.62	2.77	1.31	2.53	0.36	0.17	0.26	1.52	1.65	1.05	
Pr	bdl	bdl	0.72	bdl	6.01	bdl	bdl	2.08	2.33	0.73	1.65	bdl	bdl	bdl	1.60	2.96	1.09	
Nd	bdl	bdl	2.09	bdl	7.40	bdl	1.34	4.20	4.52	1.37	4.41	bdl	bdl	bdl	5.06	8.11	3.81	
Sm	1.11	1.50	16.02	bdl	15.68	0.74	3.81	29.75	18.78	7.55	24.83	2.32	1.59	bdl	39.58	46.84	26.61	
Eu	bdl	2.68	2.21	2.35	5.62	0.78	4.19	3.01	4.86	6.41	3.64	1.79	1.05	2.04	4.06	4.29	2.84	
Gd	4.93	3.81	67.27	3.24	60.52	2.10	15.64	128.16	75.85	23.36	100.99	10.31	5.46	10.35	192.63	186.23	134.72	
Tb	10.64	7.94	148.40	7.51	132.37	4.07	37.00	268.65	160.57	47.19	217.63	18.49	9.57	20.00	411.04	370.64	281.30	
Dy	19.13	14.47	283.07	14.63	246.70	5.48	65.54	494.47	306.38	77.37	409.39	36.52	19.98	30.46	724.37	638.96	504.59	
Ho	31.82	18.76	474.93	17.66	413.86	7.60	107.71	799.78	510.96	101.02	652.82	51.85	27.66	49.86	1138.41	981.52	803.29	
Er	46.86	20.74	715.15	17.14	628.85	10.20	152.68	1140.57	748.06	127.75	957.18	76.46	41.57	68.58	1609.60	1378.99	1142.19	
Tm	74.65	31.65	1069.62	24.23	937.98	11.96	216.67	1674.09	1133.49	175.61	1406.49	124.58	61.93	106.89	2260.14	1936.96	1607.97	
Yb	103.71	41.51	1491.36	36.74	1326.86	16.64	316.76	2270.17	1574.21	224.94	1960.77	148.73	92.97	155.07	2982.83	2602.55	2206.01	
Lu	113.06	44.86	1721.55	43.14	1507.13	18.58	317.58	2514.62	1790.00	247.05	2236.37	177.87	93.82	177.15	3211.28	2798.72	2409.52	

Tableau supp V-2 : Analyses des éléments en trace dans les zircons de SAJ01B (UGU). Les valeurs ont été normalisées aux chondrites d'après Sun et McDonough (1989). Les valeurs en dessous de la limite de détection sont marquées en bdl (bellow detection limit).

Analyses des éléments en trace des zircons de SAJ01B (ppm) (UGU)											
Label	ac29	ac30	ac21	ac25	ac25b	ac23	ac28	ac22	ac26	ac27	ac24
La	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	1.14298	bdl
Ce	1.17	1.12	0.87	2.84	2.96	1.15	0.91	1.58	1.92	2.54	2.42
Pr	0.17	bdl	bdl	0.40	0.77	bdl	bdl	bdl	0.46	0.47	0.25
Nd	0.55	0.32	0.26	0.95	1.39	0.43	bdl	0.77	0.42	1.29	1.37
Sm	11.56	3.39	2.32	12.43	9.69	3.56	4.16	12.90	5.89	15.03	22.47
Eu	30.81	7.94	6.06	31.68	21.45	7.50	12.60	33.35	13.45	35.97	52.69
Gd	78.38	16.56	13.28	76.81	47.94	15.46	26.41	60.10	26.69	80.16	117.31
Tb	122.41	22.87	18.46	123.84	51.60	21.95	32.49	72.18	36.52	99.92	154.85
Dy	82.11	21.81	17.45	85.37	35.91	17.03	27.43	62.41	33.15	80.97	140.21
Ho	49.41	20.80	15.50	55.23	26.42	15.38	23.88	55.67	28.60	67.83	134.41
Er	36.23	21.42	16.98	38.65	25.47	14.19	22.71	58.18	31.47	74.16	146.44
Tm	37.31	24.78	20.28	44.79	27.74	20.08	29.75	65.45	33.38	77.64	156.78
Yb	42.52	30.62	23.01	55.82	33.53	23.22	35.81	80.79	36.25	101.10	195.96
Lu	43.14	32.33	24.07	53.25	35.26	21.35	37.88	89.59	38.74	97.14	186.17

Chapitre V – Âge du métamorphisme de haute-pression

Tableau supp V-3: Analyses U-Pb en LA-ICP-MS dans les zircons de L04-59 (IGU). Les Valeurs en italique sont celles qui ont été retirées pour recalculer les âges concordia.

Analyses LA-ICP-MS des zircons de l'échantillon RL04-59 (IGU)																
Zircon Label	Concentrations (ppm)			Rapports isotopiques						Ages (Ma)				% discordance		
	U	Th	Th/U	Pb207/Pb206	2 σ	Pb207/U235	2 σ	Pb206/U238	2 σ	Pb207/Pb206	2 σ	Pb207/U235	2 σ		Pb206/U238	2 σ
Cœurs																
ad_2	73	29	0.4	0.0564	0.0044	0.02079	0.04158	0.00104	0.00208	469	169	446	27	442	12	1.04
ad_7	44	19	0.4	0.0572	0.00618	0.03167	0.06334	0.00127	0.00254	500	230	479	40	474	15	0.93
ad_10	75	34	0.5	0.0561	0.00246	0.02038	0.02436	0.00103	0.00182	481	95	468	16	465	11	0.58
ad_20	51	27	0.5	0.0576	0.00574	0.02801	0.05602	0.00119	0.00238	512	212	464	36	455	14	2.11
ad_21	68	45	0.7	0.0562	0.00482	0.02169	0.04338	0.00103	0.00206	460	186	427	29	421	12	1.40
ad_24	607	162	0.3	0.0565	0.00178	0.00817	0.01634	0.00076	0.00152	472	70	440	11	434	9	1.41
ad_25	57	27	0.5	0.0561	0.00512	0.02575	0.0515	0.00119	0.00238	455	197	467	33	470	14	0.60
ad_26	49	20	0.4	0.0574	0.00554	0.02929	0.05858	0.0013	0.0026	506	206	495	37	493	16	0.47
ad_29	67	37	0.6	0.0567	0.00454	0.02318	0.04636	0.00125	0.0023	477	174	477	29	477	14	0.02
ad_33	52	22	0.4	0.0581	0.00576	0.0277	0.054	0.00119	0.00238	533	235	463	40	449	16	3.12
ad_36	55	27	0.5	0.0571	0.00516	0.02728	0.05456	0.00126	0.00252	493	195	493	34	493	15	0.00
ad_40	50	20	0.4	0.0576	0.00584	0.02832	0.05664	0.00122	0.00244	513	216	463	36	453	15	2.19
ad_42	75	39	0.5	0.0583	0.0042	0.02218	0.04436	0.00118	0.00236	541	155	505	27	497	14	1.61
ad_43	81	43	0.5	0.0565	0.004	0.02082	0.04164	0.00114	0.00228	470	155	486	26	490	14	0.69
ad_49	81	47	0.6	0.0569	0.00444	0.02256	0.04512	0.00113	0.00226	487	169	478	29	476	14	0.40
ad_50	89	30	0.3	0.0587	0.00422	0.02171	0.04342	0.00114	0.00228	555	153	498	27	485	14	2.56
ad_53	71	43	0.6	0.0551	0.00468	0.02357	0.04714	0.00117	0.00234	416	184	463	30	472	14	1.99
ad_54	50	20	0.4	0.0552	0.00582	0.03099	0.06198	0.00135	0.0027	420	226	483	39	496	16	2.68
ad_56	49	22	0.5	0.0560	0.006	0.03116	0.06232	0.00133	0.00266	454	230	478	40	483	16	1.06
Bordures																
aa_3	6.19	0.11	0.02	0.073	0.039	0.589	0.308	0.059	0.007	1008	932	470	197	368	44	27.84
aa_4	3.21	0.05	0.02	0.063	0.077	0.505	0.617	0.059	0.013	691	1911	415	416	367	77	13.01
aa_5	3.50	0.09	0.02	0.090	0.065	0.705	0.494	0.057	0.010	1427	1133	542	294	356	60	52.16
aa_6	7.75	0.20	0.03	0.056	0.033	0.463	0.265	0.060	0.007	453	1084	386	184	375	42	2.93
aa_7	5.86	0.85	0.15	0.054	0.052	0.401	0.385	0.054	0.010	354	1673	343	279	341	61	0.50
aa_8	4.22	0.06	0.02	0.062	0.056	0.491	0.438	0.057	0.010	684	1505	406	298	359	59	13.13
aa_9	5.21	0.04	0.01	0.038	0.047	0.309	0.381	0.060	0.009	0	1267	273	296	374	55	26.87
aa_10	6.36	0.04	0.01	0.043	0.048	0.340	0.374	0.058	0.010	0	1655	297	283	361	63	17.62
aa_11	7.12	0.20	0.03	0.054	0.043	0.415	0.323	0.056	0.009	359	1418	353	232	352	54	0.23
aa_12	7.10	0.25	0.04	0.042	0.039	0.346	0.320	0.060	0.009	0	1345	302	241	373	53	18.97
aa_13	5.54	0.12	0.02	0.056	0.043	0.462	0.354	0.060	0.008	441	1380	386	246	377	50	2.39
aa_14	1.38	0.08	0.06	0.039	0.170	0.318	1.361	0.058	0.023	0	4034	280	1049	366	137	23.50
aa_17	2.29	0.01	0.00	0.050	0.107	0.399	0.854	0.058	0.015	173	3009	341	620	366	90	6.89
aa_25	2.65	0.10	0.04	0.057	0.096	0.461	0.770	0.059	0.014	480	2451	385	535	369	82	4.23
aa_26	5.41	0.92	0.17	0.066	0.051	0.513	0.390	0.056	0.008	819	1299	421	262	352	51	19.59
ab_5	2.78	0.16	0.06	0.040	0.106	0.315	0.835	0.057	0.014	0	2982	278	645	358	85	22.47
ab_11	7.65	0.26	0.03	0.058	0.040	0.461	0.315	0.057	0.006	548	1232	385	219	359	36	7.36
ab_12	7.46	0.45	0.06	0.054	0.038	0.430	0.304	0.058	0.006	356	1304	363	216	365	36	0.36
ab_13	4.52	0.09	0.02	0.032	0.073	0.250	0.574	0.057	0.010	0	1733	227	466	360	63	37.02
ab_16	7.37	0.17	0.02	0.071	0.043	0.566	0.339	0.058	0.006	958	1044	455	220	362	38	25.68
ab_22	6.39	0.10	0.02	0.049	0.047	0.390	0.371	0.057	0.007	163	1700	334	271	359	43	7.04
ab_39	3.41	0.07	0.02	0.060	0.092	0.476	0.718	0.057	0.012	615	2341	396	494	359	73	10.14
ab_45	6.19	0.09	0.02	0.042	0.056	0.347	0.461	0.060	0.008	0	1878	302	347	373	50	19.02
ab_52	4.66	0.34	0.07	0.044	0.080	0.344	0.626	0.057	0.012	0	2569	301	473	358	72	16.13
ab_55	5.53	0.02	0.00	0.047	0.060	0.383	0.484	0.059	0.009	60	2136	329	355	369	54	10.66

Chapitre V – Âge du métamorphisme de haute-pression

Tableau supp V-4 : Analyses U-Pb en LA-ICP-MS dans les zircons de SAJ01B (UGU). Les Valeurs en italique sont celles qui ont été retirées pour recalculer les âges concordia.

Analyses LA-ICP-MS de l'échantillon SAJ01B (UGU)																
Zircon	Concentration (ppm)			Rapports isotopiques						Age (Ma)						
Label	U ppm	Th ppm	Th/U	<i>b207/Pb20</i>	<i>2σ</i>	<i>b206/U23</i>	<i>2σ</i>	<i>b207/U23</i>	<i>2σ</i>	<i>b207/Pb20</i>	<i>2σ</i>	<i>b207/U23</i>	<i>2σ</i>	<i>b206/U23</i>	<i>2σ</i>	% discordance
ab_1	81	1	0.01	0.054	0.004	0.059	0.002	0.441	0.035	375	178	371	24	371	12	0.2
ab_2	92	1	0.01	0.055	0.005	0.059	0.002	0.452	0.036	423	182	379	25	371	12	1.9
ab_3	122	1	0.01	0.054	0.003	0.061	0.002	0.454	0.025	382	125	380	17	380	10	0.1
ab_4	97	1	0.01	0.054	0.004	0.061	0.002	0.457	0.030	379	150	382	21	383	11	0.2
ab_6	72	1	0.02	0.055	0.006	0.060	0.002	0.456	0.047	413	233	381	33	376	15	1.4
ab_7	172	1	0.01	0.055	0.003	0.066	0.002	0.500	0.028	394	128	411	19	415	11	0.8
ab_8	140	1	0.01	0.054	0.004	0.060	0.002	0.447	0.031	377	157	375	21	375	11	0.1
ab_9	345	4	0.01	0.055	0.003	0.055	0.001	0.415	0.020	405	108	353	14	345	9	2.3
ab_11	281	3	0.01	0.054	0.003	0.060	0.002	0.445	0.024	357	128	374	17	376	10	0.7
ab_12	191	2	0.01	0.054	0.003	0.063	0.002	0.468	0.027	380	132	390	19	391	11	0.4
ab_13	116	1	0.01	0.054	0.003	0.060	0.002	0.450	0.025	372	128	377	18	378	10	0.2
ab_14	265	2	0.01	0.054	0.002	0.060	0.002	0.447	0.019	375	100	375	14	375	9	0.1
ab_15	377	3	0.01	0.053	0.002	0.061	0.002	0.447	0.020	347	102	375	14	380	9	1.2
ab_16	203	1	0.01	0.054	0.003	0.060	0.002	0.443	0.024	359	128	372	17	375	10	0.6
ab_17	69	0	0.01	0.054	0.004	0.061	0.002	0.455	0.036	373	178	381	25	382	11	0.4
ab_18	148	1	0.01	0.054	0.004	0.060	0.002	0.445	0.034	374	175	374	24	374	12	0.0
ab_19	74	0	0.01	0.054	0.004	0.060	0.002	0.450	0.034	371	173	377	24	378	11	0.3
ab_20	100	1	0.01	0.052	0.004	0.062	0.002	0.444	0.036	293	189	373	25	386	13	3.4
ab_21	166	1	0.01	0.054	0.003	0.060	0.002	0.447	0.022	375	112	375	15	375	9	0.0
ab_23	200	2	0.01	0.054	0.002	0.060	0.002	0.450	0.020	377	101	377	14	377	9	0.0
ab_24	59	0	0.01	0.054	0.007	0.060	0.003	0.446	0.054	357	275	375	38	377	16	0.8
ab_25	61	0	0.01	0.055	0.005	0.061	0.002	0.458	0.039	399	191	383	27	380	12	0.7
ab_26	296	2	0.01	0.054	0.003	0.060	0.002	0.449	0.021	375	110	376	15	377	10	0.1
ab_27	170	1	0.01	0.055	0.004	0.060	0.002	0.454	0.030	406	150	380	21	376	11	1.1
ab_30	81	0	0.00	0.055	0.006	0.060	0.002	0.452	0.048	400	239	378	34	375	15	0.9
ab_31	127	1	0.01	0.053	0.004	0.061	0.002	0.445	0.030	331	155	374	21	381	11	1.9
ab_32	154	1	0.01	0.054	0.004	0.060	0.002	0.446	0.032	371	167	374	23	375	12	0.2
ab_33	116	1	0.00	0.054	0.003	0.061	0.002	0.455	0.027	356	139	381	19	385	10	1.0
ab_34	176	1	0.01	0.054	0.003	0.060	0.002	0.444	0.022	354	113	373	15	376	9	0.8
ab_35	109	1	0.01	0.055	0.004	0.061	0.002	0.464	0.030	425	149	387	21	381	11	1.7
ab_36	202	1	0.01	0.054	0.003	0.060	0.002	0.442	0.020	366	108	372	14	373	9	0.3
ab_37	182	2	0.01	0.054	0.003	0.061	0.002	0.455	0.022	385	110	381	15	380	9	0.1
ab_38	97	2	0.03	0.055	0.004	0.060	0.002	0.454	0.032	395	158	380	22	377	11	0.6
ab_39	199	2	0.01	0.054	0.003	0.060	0.002	0.449	0.021	366	107	376	14	378	9	0.4
ab_41	161	1	0.01	0.054	0.003	0.060	0.002	0.444	0.023	373	122	373	16	373	10	0.1
ab_42	69	1	0.01	0.053	0.005	0.061	0.002	0.450	0.037	343	187	377	26	383	12	1.5
ab_43	111	1	0.01	0.054	0.003	0.060	0.002	0.451	0.027	382	138	378	19	377	10	0.2
ab_44	83	1	0.01	0.056	0.004	0.060	0.002	0.462	0.034	449	168	386	24	375	11	2.8
ab_45	343	2	0.01	0.055	0.003	0.060	0.002	0.451	0.025	397	130	378	18	375	11	0.8

Tableau supp V-5 : Analyses U-Pb en LA-ICP-MS dans les rutiles de SAJ01B (UGU). Les Valeurs en italique sont celles qui ont été retirées pour recalculer les âges concordia.

Chapitre V – Âge du métamorphisme de haute-pressure

Analyses LA-ICP-MS des rutiles de l'échantillon SAJ01B (UGU)															
Rutile Label	Concentrations (ppm)		Rapports isotopiques						Ages (Ma)						
	U	Th	Pb207/Pb206	2 σ	Pb207/U235	2 σ	Pb206/U238	2 σ	Pb207/Pb206	2 σ	Pb207/U235	2 σ	Pb206/U238	2 σ	% discordance
ad_1	8	25	0.126	0.024	0.975	0.175	0.056	0.004	2041.6	323.4	691.0	90.7	352.4	25.5	96.08
ad_2	7	1	0.047	0.0217	0.361	0.166	0.056	0.0042	29.2	957.58	313.2	123.8	352.8	25.7	11.22
ad_3	9	0	0.060	0.0199	0.448	0.1457	0.054	0.0039	599.8	647.46	376.0	102.2	340.8	24	10.33
ad_4	8	7	0.205	0.032	1.734	0.238	0.061	0.005	2864.7	246.7	1021.3	88.5	384.5	31.86	165.62
ad_5	5	1	0.059	0.0354	0.455	0.2697	0.056	0.0057	562.4	1094.7	380.6	188.2	351.5	34.84	8.28
ad_6	6	2	0.075	0.026	0.580	0.197	0.056	0.005	1062.3	631.9	464.6	226.7	353.3	28.76	31.50
ad_7	8	28	0.106	0.023	0.873	0.181	0.060	0.005	1737	379.3	637.2	98.2	373.1	29.46	70.79
ad_8	5	2	0.069	0.04	0.473	0.273	0.050	0.007	884.6	1028	393.5	187.9	315.3	41.54	24.80
ad_10	11	266	0.075	0.015	0.608	0.119	0.059	0.003	1072.2	383.1	482.0	75.4	367.6	20.8	31.12
ad_11	11	58	0.063	0.0163	0.487	0.123	0.056	0.0036	703.4	507.88	402.9	84.0	352.6	21.78	14.27
ad_12	9	0	0.055	0.0181	0.432	0.1389	0.057	0.0038	426.6	658.5	364.3	98.5	354.6	23.42	2.74
ad_13	6	31	0.062	0.0329	0.437	0.2279	0.051	0.0058	665.6	972.02	368.2	161.0	322.8	35.42	14.06
ad_14	6	0	0.058	0.0287	0.453	0.2192	0.056	0.0057	538.7	929.56	379.2	153.2	353.6	34.62	7.24
ad_15	10	0	0.056	0.0177	0.410	0.1276	0.053	0.0035	453.5	635.94	349.1	91.9	333.7	21.46	4.61
ad_16	7	0	0.067	0.023	0.519	0.177	0.056	0.004	844.2	635	424.6	114.7	351.5	27.12	20.80
ad_17	6	2	0.051	0.048	0.412	0.387	0.059	0.006	245	1659	350.6	278.3	366.8	38.18	4.42
ad_18	9	42	0.314	0.024	3.599	0.223	0.083	0.005	3539.1	116.7	1549.2	49.3	515.4	26.8	200.58
ad_19	11	0	0.054	0.0172	0.392	0.1224	0.053	0.0036	372.5	648.12	335.5	89.3	330.3	22.26	1.57
ad_20	9	0	0.051	0.0184	0.378	0.1355	0.054	0.0039	217.9	750.28	325.7	99.8	341.1	23.9	4.51
ad_21	9	8	0.156	0.022	1.305	0.159	0.061	0.004	2410.7	219.6	847.9	69.9	380.3	23.54	122.96
ad_23	6	10	0.106	0.028	0.820	0.203	0.056	0.005	1729.2	442.1	608.0	113.1	352.5	29.3	72.48
ad_24	7	14	0.200	0.025	1.861	0.204	0.067	0.005	2828.9	198.2	1067.4	72.4	420.5	27.98	153.84
ad_25	8	0	0.054	0.0184	0.419	0.1414	0.057	0.0039	354.3	694.48	355.3	101.2	355.6	23.9	0.08
ad_26	5	0	0.063	0.0375	0.456	0.2673	0.053	0.0059	704.4	1065	381.2	186.5	330.2	36.24	15.45
ad_27	5	79	0.124	0.055	1.120	0.48	0.065	0.008	2016.5	697.9	762.9	230.1	408.7	47.88	86.67
ad_29	3	149	0.398	0.064	5.174	0.63	0.094	0.011	3901.3	231.5	1848.3	103.6	581.1	62.96	218.07
ad_30	2	90	0.355	0.063	4.694	0.657	0.086	0.011	3727.8	256.5	1766.1	117.1	590.8	65.64	198.93

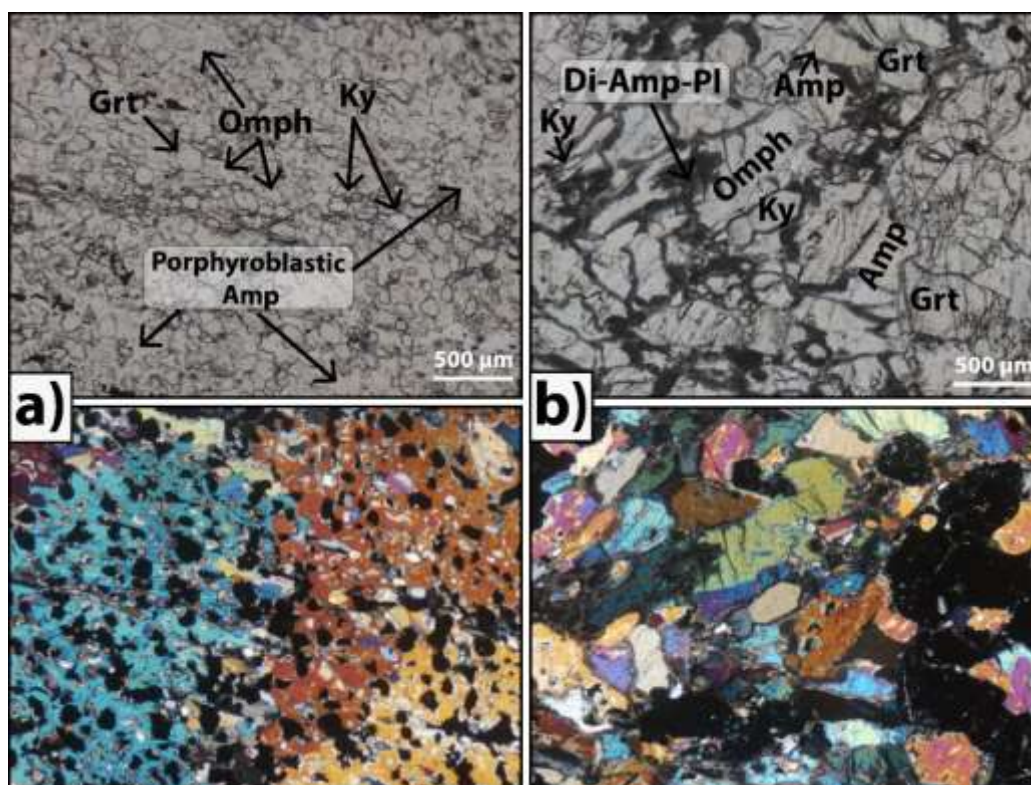


Figure sup V- 1: Eclogites de l'Unité Intermédiaire observées au microscope. a) échantillon SAJ04A. b) Echantillon SAJ04C

CHAPITRE VI

Discussion générale

1. Deux unités de HP dans le Massif Central : cheminements P-T-t et corrélation avec le Massif Armoricaïn

L'étude des chemins PTt des roches de HP du Massif Central français nous a permis de déterminer que celles-ci appartenaient à deux unités métamorphiques différentes.

L'Unité Intermédiaire (IU) : cette unité a d'abord été introduite dans le Limousin (Allochtone Intermédiaire) par Dubuisson *et al.* (1988) et Berger *et al.* (2010a) puis par Benmammar *et al.* (2020) dans le Massif de Najac. L'IU marque la transition entre l'UGU et la LGU. Elle est principalement formée par des micaschistes pauvres en biotite associés parfois à des orthogneiss incluant des lentilles d'éclogites bien préservées avec une rétro-morphose localisée dans des veines centimétriques. Dans le Massif de Najac les micaschistes enregistrent un métamorphisme éclogitique vers $540 \pm 30^\circ\text{C}$ et 16 ± 1 kbar définissant un gradient géothermique de HP-BT ($8\text{-}9^\circ\text{C}/\text{km}$) similaire à celui enregistré par les éclogites (600°C , 18 kbar, Lotout *et al.*, 2018) dont le pic métamorphique a été daté au Dévonien supérieur à 377 ± 3 Ma (Sm-Nd sur minéraux en MC-ICP-MS par Lotout *et al.*, 2018) (**Figure VI-1**).

Dans le Limousin, des investigations P-T préliminaires sur les micaschistes encaissant des éclogites de cette étude (SAJ) ne montrent pas un passage dans le faciès des éclogites (Muckensturm, 2019). Le pic de pression est atteint pour la majorité des échantillons en faciès amphibolite vers $575 \pm 50^\circ\text{C}$, 9-11 kbar. Ces conditions sont similaires à celle estimées par Bellot and Roig (2007) dans les métasédiments de la LGU (en fait dans un ensemble qui est équivalent à l'IU de la présente étude d'après la description des relations lithologiques des échantillons). Un seul échantillon dans l'étude de Muckensturm (2019) se démarque par des conditions éclogitiques au pic de pression (LIN1B) (**Figure VI-1**) vers $550 \pm 100^\circ\text{C}$ et 17 ± 2 kbar comparables à celle estimées dans les micaschistes de Najac. La position structurale de cet échantillon localisée plus à l'ouest dans l'unité est pour l'instant incertaine et ne permet pas d'extrapoler ce résultat à l'échelle de toute l'IU du Limousin. Les estimations P-T sur les éclogites fraîches du Limousin révèlent des conditions moyennes au pic de pression vers $675 \pm 25^\circ\text{C}$ et 25 ± 1 kbar définissant gradient géothermique de HP/BT ($7\text{-}8^\circ\text{C}/\text{km}$) comparable à celui enregistré par les micaschistes et les éclogites du massif de Najac (Lotout *et al.*, 2018; Benmammar *et al.*, 2020) (**Figure VI-1**). Le métamorphisme de HP a été daté dans les éclogites de Roche Labeille par Berger *et al.* (2010a) par U-Pb sur zircon en LA-ICP-MS. Ils proposent deux âges, un à 412 ± 6 Ma attribué par analogie aux données préexistantes au métamorphisme de HP et un âge de 382 ± 3 Ma attribué au métamorphisme barrovien post-éclogitique. Cependant au cours de la présente étude, en utilisant la même méthode, l'âge de 412 Ma n'a pas été reproduit. Les résultats obtenus indiquent un âge plus jeune de 364 ± 3 Ma. Il est interprété comme étant celui du métamorphisme de HP, compatible avec les âges Dévoniens supérieurs pour la HP obtenus récemment dans le Massif Central et le Massif armoricaïn (Bosse *et al.*, 2000, 2005; Paquette *et al.*, 2017; Lotout *et al.*, 2018, 2020). Par conséquent, nous proposons que l'âge de 412 Ma de Berger *et al.* (2010a) soit sans signification géologique et que celui de 382 Ma corresponde au métamorphisme éclogitique prograde. L'évolution post-éclogitique des roches de HP de l'IGU se caractérise par une décompression à température quasi constante Berger *et al.* (2010a) ou décroissante (Lotout *et al.* 2018; cette étude) ne dépassant pas les 650°C .

S'il s'avère que les micaschistes écloogitiques retrouvés à l'ouest du Limousin (Muckensturm, 2019) ayant enregistré des conditions à $550 \pm 100^\circ\text{C}$ et 17 ± 2 kbar ($\sim 10^\circ\text{C}/\text{km}$) font parti de l'IU, cette dernière pourrait être l'équivalent latéral des unités de Groix et de Bois de Céné dans le Massif Armoricaïn, des unités de HP associées par Ballèvre *et al.* (2014) à un Allochtone Intermédiaire situé à la limite entre l'Allochtone supérieur et inférieur. Il est également possible de suggérer une corrélation avec l'Allochtone inférieur considéré comme la partie distale de la paléo-marge nord gondwanienne (équivalent à LGU dans le MCF, Ballèvre *et al.* (2009) où les écloogites de l'unité du Cellier montrent une évolution P-T comparable aux écloogites de l'IU (Najac) avec un pic de pression vers 600°C et 22 kbar ($\sim 7^\circ\text{C}/\text{km}$) suivi d'une décompression à température décroissante (Ballèvre *et al.*, 2014).

L'Unité supérieure des gneiss (UGU) : L'UGU est formée principalement par des paragneiss riches en biotite, souvent migmatitiques où le métamorphisme dans le faciès amphibolite a été daté vers 362 ± 4 Ma (U-Th-Pb sur monazites en microsonde, Melleton *et al.*, 2009). Cet âge est comparable à celui enregistré dans les amphibolites de Laguëpie à 363 ± 3 Ma (U-Pb sur zircon en LA-ICP-MS, Benmammar *et al.*, 2020). Cet épisode Dévonien supérieur dans l'UGU est contemporain d'un magmatisme calco-alkalin de marge active entre 355 et 379 Ma (U-Pb sur zircon en ID-TIMS, (Bernard-Griffiths *et al.*, 1985; Pin and Paquette, 2002) localisé majoritairement au sein de l'UGU, indiquant qu'au Dévonien supérieur cette unité était en position de plaque supérieure lors de la convergence fini-dévonienne.

Les estimation P-T sur les paragneiss migmatitiques du Limousin indiquent des conditions dépassant le solidus vers 700°C et 11 kbar (Bellot and Roig, 2007) compatibles avec les estimations de Muckensturm (2019) culminant à 700°C et 12 ± 1 kbar et qui n'excluent pas des pressions plus élevées (14 kbar, selon la teneur en Si des muscovite) pour certains échantillons. Les conditions P-T au pic de pression des écloogites rétro-morphosées se situent globalement entre 640 et 735°C pour des pression entre 17 et 23 kbar définissant un gradient géothermique plus élevé que l'UI entre 8 et $12^\circ\text{C}/\text{km}$ (**Figure VI-1**).

D'après les conditions P-T absolues, la différence de gradient géothermique au pic de pression entre les écloogites de l'IU et UGU semble refléter des pressions plus faibles pour des températures comparables. Cependant, au cours de la décompression les écloogites de l'UGU se démarquent par une décompression initiale accompagnée d'une légère augmentation de la température suivie d'une seconde phase de décompression quasi isotherme vers 14 kbar. Les cheminements P-T du reste des écloogites de l'UGU sont variables mais reflètent tous une évolution post-écloogitique à plus HT que les écloogites de l'IU (**Figure VI-1**). Globalement, les conditions au pic de pression varient entre 700 - 880°C et 17, 28 kbar (7 - $14^\circ\text{C}/\text{km}$) (Lardeaux *et al.*, 2001; Bellot and Roig, 2007; de Hoÿm de Marien *et al.*, 2020; Lotout *et al.*, 2020) et sont suivi par une décompression à température quasi constante (Lardeaux *et al.*, 2001; de Hoÿm de Marien *et al.*, 2020), ou accompagnée d'un réchauffement (Bellot and Roig, 2007; Lotout *et al.*, 2020).

L'âge du métamorphisme de HP a été contraint pour les écloogites de l'UGU à 377 ± 1 Ma (U-Pb sur zircon en LA-ICP-MS) dans le Limousin (cette étude) et à 358 ± 2 Ma dans les écloogites du massif du Lévézou (Lu-Hf sur minéraux en MC-ICP-MS, Lotout *et al.*, 2020). Cet épisode fini Dévonien du métamorphisme de HP est largement connu dans le Massif Armoricaïn voisin et le reste de la chaîne Varisque (voir chapitres 2 et 5) et il est attribué à la fermeture de l'océan Galice-Massif Central. Au contraire, dans le Massif Central, cet âge correspond, selon Faure *et*

al. (2009) à un épisode de métamorphisme Barrovien suite à la fermeture de l'océan Rhéique et correspond à la phase D2. Le métamorphisme de HP est attribué à la phase éo-varisque (D0) entre 420 et 400 Ma suite à la fermeture de l'océan Médio-européen/Galice-Massif Central. Cependant cet âge a été principalement obtenu par dissolution de grains (U-Pb sur zircon en ID-TIMS), et est remis en cause par Ballèvre *et al.* 2014, Paquette *et al.*, 2017) et les résultats de cette étude.

Par comparaison au Massif Armoricain et comme il a déjà été suggéré par Ballèvre *et al.* (2009) l'UGU pourrait être l'équivalent latéral de l'Allochtone supérieur dans l'unité de Champtoceaux (aussi appelé UGU par Faure *et al.* (2008). Cette unité se caractérise également par une évolution à plus HT que le reste des unités. Les méta-sédiments enregistrent des conditions de $650 \pm 20^\circ\text{C}$, 7 ± 1 kbar et $674 \pm 100^\circ\text{C}$, 6.6 ± 1.6 kbar (Pitra *et al.*, 2010) comparables aux estimations des paragneiss du Limousin. L'évolution P-T des éclogites est quant à elle comparable à celle des éclogites de l'UGU avec un gradient de $\sim 10^\circ\text{C}/\text{km}$ au pic de pression suivit par un réchauffement au cours de l'exhumation (Ballèvre *et al.*, 2014). Le métamorphisme de HP y est daté au Dévonien supérieur (362 ± 25 Ma ; Bosse *et al.*, 2000) et au Carbonifère inférieur à 353 ± 3 Ma (Paquette *et al.*, 2017).

Au cours de cette étude, la différence enregistrée dans les gradients géothermiques au pic de pression entre les éclogites de l'IU et UGU reflète en termes de conditions P-T absolues différentes pression pour des températures comparables. Dans le reste des éclogites de l'UGU les conditions au pic de pression sont plus variables et se situent globalement entre 750 et 850°C et 21 et 28 kbar, correspondants à des gradients entre $7^\circ\text{C}/\text{km}$ à $11^\circ\text{C}/\text{km}$. Ces conditions s'inscrivent dans la définition des éclogites de HP-BT caractérisées par des températures de cristallisation inférieure à 900°C et un gradient géothermique de HP-BT. Cependant, elles ne sont pas compatibles avec la subdivision proposée par Ballèvre *et al.* (2009) qui distinguent indépendamment de l'unité structurale entre des éclogites de HP-BT et des éclogites de HP-HT ayant cristallisées respectivement à des températures inférieures à 700°C et supérieures à 700°C . Ces températures ne sont généralement pas considérées comme étant des hautes températures (exemple : Jolivet *et al.*, 2003; Yamato, 2006). Par conséquent, il est proposé dans le cadre de cette étude que le métamorphisme de HP du MCF se localise dans deux unités structurales différentes dont la diversité dépend essentiellement de l'évolution post-éclogitique. Ainsi, on distingue des éclogites de HP-BT exhumées à des températures inférieures à 650°C (IU) et des éclogites de HP-BT exhumées à des températures supérieures à 650°C (UGU).

On peut également conclure à l'issue des résultats présentés dans cette partie que les deux types d'éclogites du MCF appartiennent à une même zone de subduction active au Dévonien supérieur suite à la fermeture d'un domaine océanique unique, l'océan Galice-Massif Central (Ballèvre *et al.*, 2014; Franke *et al.*, 2017). La dynamique de subduction est contrôlée par des phases d'enfouissements et d'exhumations épisodiques des roches de HP.

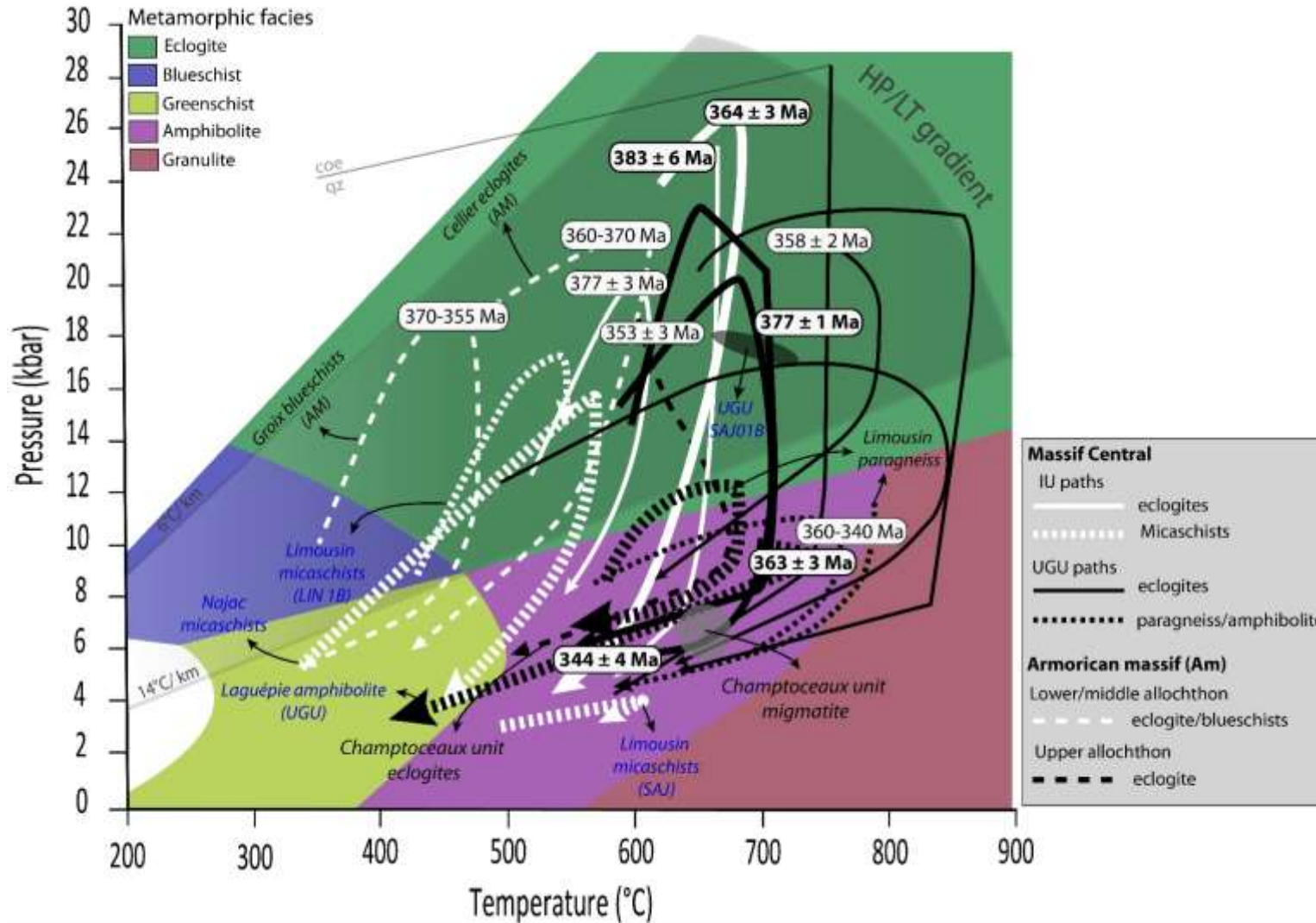


Figure VI-1 : Synthèse des chemins P-T-t des unités de HP du Massif central et quelques exemples du Massif Armoricain. Les résultats de cette thèse ainsi que ceux obtenu par Muckensturm (2019) sont mis en évidence par des traits plus gras. Limite des faciès métamorphiques d'après Spear (1993)

2. Processus de subduction et d'exhumation à l'œuvre

Les différences de pression enregistrées au cours de l'évolution prograde dans les deux types d'éclogite peuvent refléter des profondeurs d'enfouissement différentes à des temps différents. La subduction commence par l'enfouissement des éclogites de l'UGU à des profondeurs maximales de ~70 km (correspondant à une pression moyenne au pic métamorphique de 20 kbar) vers 377 Ma. Elle se poursuit par l'enfouissement des éclogites de l'UI à plus grande profondeur, autour de 85 km (correspondant à une pression moyenne de 25 kbar) vers 364 Ma. Les températures comparables au pic de pression entre les deux types d'éclogites indiquent que le régime thermique globale de la zone de subduction est resté relativement stable depuis 377 Ma jusqu'à 364 Ma. Les températures plus élevées au pic de pression observées pour le reste des éclogites du Massif Central peuvent être associées à des variations locales de la température au cours de l'enfouissement tel qu'un effet de « hot channel effect » (Gerya *et al.*, 2008) ou encore un important cisaillement visqueux à l'interface lithosphère subduite-manteau (Peacock, 2003). Une perturbation du régime thermique globale de la zone de subduction, comme une variation dans la thermicité initiale du matériel enfoui (Peacock, 1996; Peacock and Wang, 1999) n'est pas à exclure pour le reste des éclogites du Massif Central (voir plus de détail dans le chapitre 1).

L'exhumation à plus HT (~700°C) observée pour les éclogites de l'UGU est également observée dans l'exhumation de certaines roches de HP des Cyclades (exemple : (Jolivet and Brun, 2010), voir détail chapitre 1). Ce type d'exhumation est expliqué par une exhumation en deux temps impliquant d'abord l'exhumation des éclogites au sein du prisme d'accrétion suivi par son accrétion à la plaque supérieure permettant l'incorporation de fragments des roches de HP au sein de la plaque supérieure (Duchêne *et al.*, 2006; Brun and Faccenna, 2008; Jolivet *et al.*, 2008; Jolivet and Brun, 2010). La présence d'un chenal de subduction élargi soit par hydratation (Gerya *et al.*, 2002) soit par retrait du slab (Jolivet *et al.*, 2003) est favorable à ce type d'exhumation. Le magmatisme de marge active Dévonien supérieur (ligne tonalitique du Limousin ; Bernard-Griffiths *et al.*, 1985; Pin and Paquette, 2002) retrouvé au sein de l'UGU atteste qu'à la fin du dévonien (~360 Ma), l'UGU (et ses éclogites exhumées) était en position de plaque supérieure. Lardeaux *et al.* (2001) proposent que le rééquilibrage thermique à HT des éclogites de l'UGU (Mont du Lyonnais) serait dû à leur exhumation près d'un arc magmatique (arc du Morvan) ; l'ouverture d'un bassin d'arrière-arc au Dévonien est également évoquée (Lardeaux *et al.*, 2014).

Le refroidissement au cours de l'exhumation observé dans les éclogites fraîches de l'UI est également observé dans l'exhumation des roches de HP de Crète ou des Alpes (Duchêne *et al.*, 1997; Jolivet *et al.*, 2003; Ford *et al.*, 2006; Jolivet and Brun, 2010). Ce type d'exhumation a été interprété comme une exhumation typique au sein du prisme d'accrétion (sans accrétion à la plaque supérieure) le long d'un chenal de subduction étroit, conduisant une remontée rapide des roches de HP. L'absence d'un passage à HP dans les micaschistes indique que contrairement aux micaschistes de Najac, ils n'ont pas été enfouis profondément au sein de la zone de subduction. Il est donc possible de supposer que l'UI du Limousin représente un paléo-prisme d'accrétion dans lequel des fragments d'éclogites ont été exhumées, comme il a été proposé pour les unités de de Groix et Bois de Céné où la composition chimique des métapélites indique l'érosion d'une croûte continentale (Ballèvre *et al.*, 2014).

3. Nature du matériel subduit pour former les éclogites

D'après la littérature, les éclogites de l'UGU pourraient représenter les vestiges d'une croûte océanique (Montigny, 1974; Nicollet and Leyreloup, 1978; Bernard-Griffiths and Jahn, 1981; Faure *et al.*, 1997, 2009; Lardeaux *et al.*, 2001, 2014). Les modèles géodynamiques polycycliques du MCF mettent en évidence une seconde subduction d'un domaine océanique (océan Rhéique ou Saxo-thuringien) au Dévonien supérieur pour expliquer l'arc magmatique du Morvan (Faure *et al.*, 2008; Lardeaux *et al.*, 2014). Les modèles monocycliques l'expliquent plutôt via la subduction d'un seul domaine océanique (Galice- Massif Central) suivit d'un retrait de slab (Matte, 2007; Vanderhaeghe *et al.*, 2020). Ainsi, dans le cadre de ce travail, les éclogites de l'UGU sont considérées comme des fragments de croûte océanique subduites vers 377 Ma et exhumées d'abord dans le prisme puis incorporées à la plaque supérieure avant 360Ma (avant le métamorphisme granulitique ayant affecté l'UGU). Ce scénario se rapproche de celui évoqué par (Franke *et al.*, 2017 ; Franke et al. 2020). Le magmatisme d'arc sub-contemporain de la HT est liée directement à la continuité de la subduction océanique en profondeur tandis que le bassin d'arrière-arc au retrait du panneau plongeant (**Figure VI-2**).

La nature du matériel subduit pour l'UI n'est pas clairement définie. Ce sont des roches basiques dont les signatures isotopiques sont comparables à des roches océaniques modernes (Berger *et al.*, 2010a). Du métamorphisme éclogitique n'a pas été reconnu dans les micaschistes encaissants ni dans les orthogneiss de l'unité inférieure dans le Limousin (Bellot and Roig, 2007), ce qui permet de proposer que ces éclogites de l'IGU ne représentent pas de la subduction continentale mais du matériel océanique. En général, dans le Massif central français, la nature du matériel subduit reste problématique au regard des données récentes :

- Subduction continentale à Najac vers 377 Ma (Lotout *et al.*, 2018; Benmammar *et al.*, 2020).
- Subduction probablement océanique vers 377 Ma au niveau de l'UGU dans le Limousin (ce travail).
- Subduction probablement océanique vers 363 Ma dans l'IGU (ce travail et Berger *et al.*, 2010a)
- Subduction continentale dans le Lévézou vers 378-357 Ma (Lotout *et al.*, 2020).

Cette complexité pourrait s'expliquer en intégrant la subduction d'une marge continentale hyper étendue impliquant des microblocs continentaux séparés par des protocroûtes océaniques (Tugend et al., 2018), voire une convergence oblique impliquant au même moment mais à des endroits différents subductions continentale et océanique.

4. Scénario géodynamique proposé

En se basant sur certains modèles géodynamiques monocycliques (Ballèvre *et al.*, 2014; Ducassou *et al.*, 2014; Vanderhaeghe *et al.*, 2020) ainsi que les reconstitutions paléogéographiques prenant en compte la fermeture de l'océan Galice-Massif Central au Dévonien supérieur (Franke *et al.*, 2017) L'exhumation des roches de HP dans le Massif central

et le massif armoricain est classiquement associée à une cinématique top vers le sud impliquant une subduction plongeant vers le nord (Matte, 2007; Faure *et al.*, 2009; Ballèvre *et al.*, 2014; Lardeaux *et al.*, 2014; Vanderhaeghe *et al.*, 2020). De plus, cette vergence de subduction est en accord avec la cinématique top vers le sud-est observée dans les micaschistes et orthogneiss écolitiques de Najac (Benmammar *et al.*, 2020). Ainsi, le modèle géodynamique proposé ci-dessous (**Figure VI-2**) implique la fermeture d'un seul domaine océanique : « océan Galice-Massif Central » par subduction vers le nord au Dévonien supérieur.

Vers 377 Ma, les écolites étudiées de l'UGU se forment par écolitisation de la croûte océanique à environ 20 kbar (**Figure VI-2**) correspondant à des profondeurs d'environ 70 km sous un gradient de 8-12°C/km. Les écolites sont exhumées dans le chenal de subduction et intègrent le prisme d'accrétion par sa base. La subduction progresse et entraîne une lithosphère océanique plus dense, plus proche de la marge continentale (transition océan-continent). Ce changement de densité dans le matériel enfoui perturbe la dynamique de la zone de subduction (Lallemand *et al.*, 1999; Yamato, 2006; Husson *et al.*, 2009; Malatesta *et al.*, 2012) et induit une verticalisation du panneau plongeant (Royden and Husson, 2006; Husson *et al.*, 2009). Lors du retrait du slab, les écolites océaniques incluses dans le prisme, sont accrétées à la plaque supérieure au niveau de l'avant arc ou de l'arc (Brun and Faccenna, 2008; Jolivet and Brun, 2010). Dans le Massif Central une exhumation finale près d'un arc magmatique synchrone du développement d'un bassin d'arrière-arc a déjà été discutée pour expliquer l'exhumation des écolites du Mont du Lyonnais à l'Est du Massif Central (Lardeaux *et al.*, 2001). Le magmatisme calco-alcalin d'arc (377-355 Ma) mis en place lors d'une subduction océanique encore active (Bernard-Griffiths *et al.*, 1985; Bertrand *et al.*, 2001; Pin and Paquette, 2002) et localisé uniquement au sein de l'UGU et des unités épizonales. Ainsi la fusion partielle subie par les amphibolites et paragneiss de l'UGU (363-362 Ma ; Melleton *et al.*, 2009; Benmammar *et al.*, 2020) supposent qu'à cette période cette unité était en position de plaque supérieure. C'est également à ce moment que s'ouvrent des bassins dits d'arrière-arc comme la Brévenne (366-358 Ma ; Pin and Paquette, 2002). Le magmatisme calco-alcalin et la fusion partielle dans UGU sont sub-contemporain du métamorphisme écolitique (~364 Ma) enregistré dans les lentilles écolitisées de l'UI enfouies vers 23-26 kbar sous un gradient de 7-8°C/km (correspondant à des profondeurs d'enfouissement moyennes d'environ 80 km). Enfin, tous les modèles géodynamiques et reconstitutions paléogéographiques s'accordent sur le début de la collision continentale au Carbonifère inférieur, une période caractérisée par le refroidissement (sous la température de fermeture du rutile, soit 500-600 °C ; Cherniak, 2000; Kooijman *et al.*, 2010) des écolites de l'UGU vers 343 Ma (U-Pb sur rutile par LA-ICP-MS).

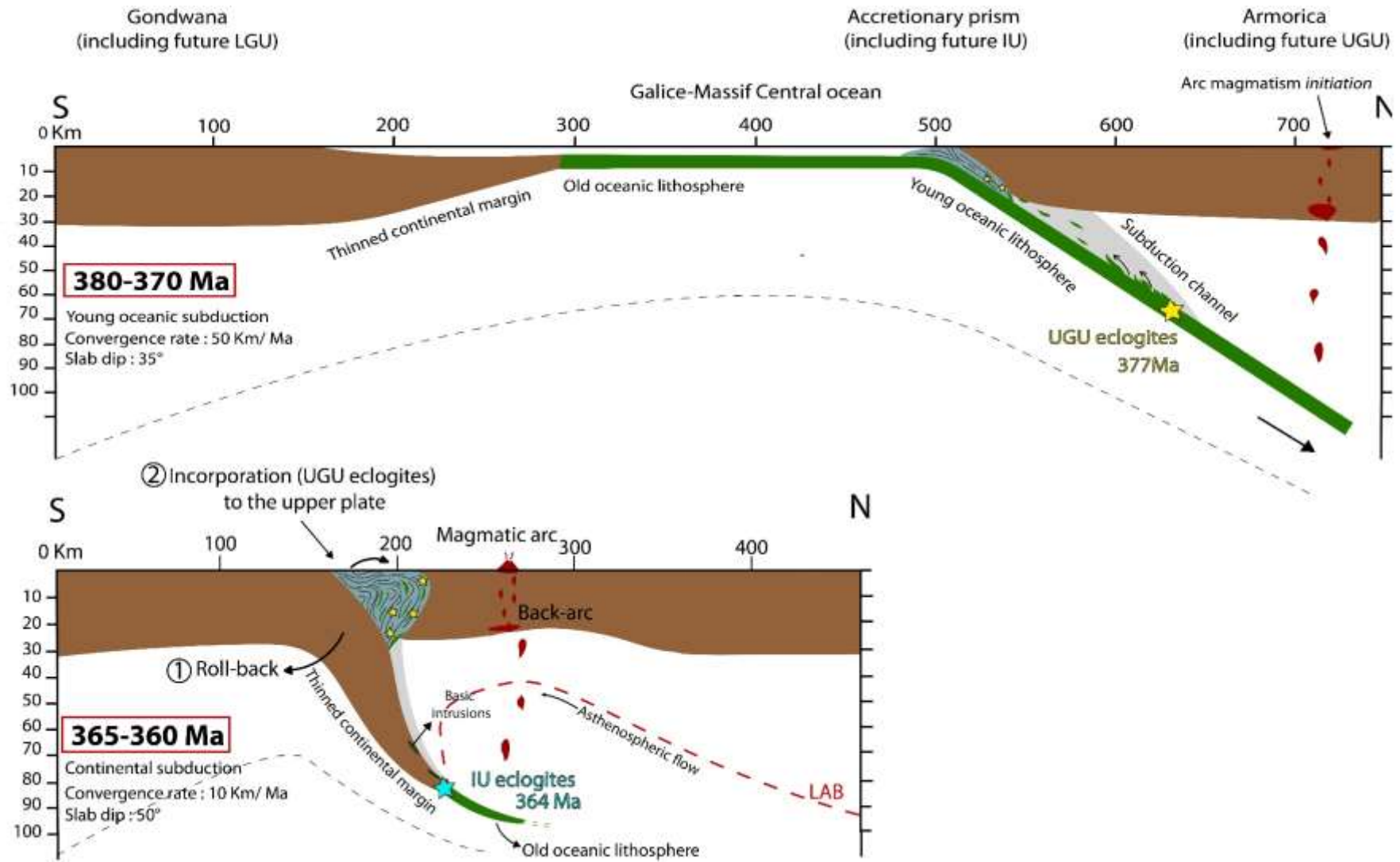


Figure VI-2: Schéma géodynamique conceptuel de la dynamique de structuration du Massif central au Dévonien supérieur.

CONCLUSION & PERSPECTIVES

Conclusion et perspectives

1. Deux unités de HP dans le MCF

Les éclogites sont particulièrement abondantes dans l'UGU. Cette unité est connue pour avoir subi un métamorphisme post-éclogitique dans les conditions du faciès granulite vers 362 Ma comme en témoignent les paragneiss migmatitiques composant l'unité. Les éclogites elles-mêmes sont largement rétro-morphosées dans les conditions du faciès amphibolite-granulite.

Cette thèse a contribué via une approche pétrologique à l'identification d'une nouvelle unité structurale de HP dans le sud du Massif Central (Najac) appelée Unité Intermédiaire (Intermediate Unit, IU) car marquant la transition entre l'UGU et la LGU (Chapitre 3). Cette unité se distingue de l'UGU par i) la présence d'éclogites fraîches ii) un gradient au pic de pression de 7 à 8°C/km plus faible que celui de l'UGU (8-12°/km) iii) l'existence d'un encaissant formé par des micaschistes éclogitiques n'ayant pas subi de fusion partielle iv) une rétro-morphose peu marquée des éclogites, dans les conditions du faciès amphibolite et schiste vert.

La fusion partielle dans l'UGU a été datée dans le leucosome d'une amphibolite (Laguépie). Les résultats témoignent d'un passage en faciès amphibolite à granulite vers 363 Ma compatible avec l'âge de la fusion partielle dans les paragneiss du Limousin. Ainsi, l'UGU a été soumise à un métamorphisme amphibolitique à granulitique vers 363-362 Ma qui n'a pas impacté l'UI.

Ces résultats impliquent que:

- Le métamorphisme de HP dans le Massif Central se localise dans deux unités structurales différentes.
- La subdivision des unités métamorphiques de HP dans le MCF devrait inclure la présence d'une unité intermédiaire.
- L'UGU a subi un métamorphisme granulitique au dévonien supérieur.

2. Diversité du métamorphisme de HP : une histoire d'exhumation ?

Dans le Massif Central et le Massif armoricain deux types d'éclogites sont décrites : les éclogites de HP/HT formées à plus de 700°C et les éclogites de HP/BT formées à moins de 700°C. Cette subdivision basée uniquement sur les températures de cristallisation au cours de l'enfouissement ne prend pas en compte l'évolution P-T au cours de l'exhumation.

Une étude comparative des cheminements P-T des éclogites rétro-morphosées de l'UGU et des éclogites fraîches de l'IU dans le Limousin a été abordée dans **le chapitre 4**. Le but étant de déterminer le rôle relatif de chaque processus (subduction et exhumation) dans la diversité du métamorphisme de HP dans le MCF.

Les estimations P-T ont montré que les éclogites de l'UGU témoignent d'un gradient métamorphique légèrement plus élevé (8-12°C/ km) que l'UI (7-8°C/ km), avec des pressions moyennes au pic métamorphique plus grandes pour les éclogites de l'UI (24-27 kbar) que pour l'UGU (17-23 kbar). Les conditions P-T au cours de la décompression témoignent clairement

Conclusion et perspectives

de deux évolutions différentes. La décompression dans les éclogites de l'UGU se fait à plus haute température ($> 650^{\circ}\text{C}$) que pour les éclogites de l'IU ($< 650^{\circ}\text{C}$).

3. Implication des processus de subduction et d'exhumation dans la diversité du métamorphisme de HP

En se basant sur l'évolution géodynamique du domaine égéen (unités des Cyclades et de Crète), les cheminements P-T obtenus pour les deux types d'éclogites ont été interprétés en termes de processus de subduction et d'exhumation. Les différences de pression reflètent des profondeurs d'enfouissement différentes, plus grandes pour les éclogites de l'IU, si on considère la pression comme lithostatique. Nous proposons que la décompression à plus haute température des éclogites de l'UGU soit associée à une exhumation par retrait du panneau plongeant. Les roches de HP auraient été exhumées dans le prisme puis accrétées à la plaque supérieure suite au retrait de la lithosphère en subduction (ex : Naxos). Nous proposons que l'exhumation à plus basse température des roches de HP de l'IU reflète un contexte d'exhumation différent, celui du prisme d'accrétion permettant une exhumation rapide dans un gradient froid et la préservation des assemblages éclogites, comme dans l'exemple de la Crète ou celui des Alpes occidentales.

Ces résultats impliquent que :

- La diversité du métamorphisme dépend de l'unité structurale dans laquelle les éclogites sont incluses.
- L'évolution post-éclogitique est prédominante dans la diversité du métamorphisme de HP.
- La subdivision des éclogites du Massif Central impliquant des éclogites de HP/BT Vs éclogites de HP/HT n'est pas adaptée car ne tient pas compte des processus d'exhumation et de l'unité structurale à laquelle elles appartiennent.
- La dynamique du Massif Central en termes de processus de subduction et d'exhumation des roches de HP serait comparable à la dynamique égéenne. Avec une exhumation au sein du prisme puis accrétion à la plaque supérieure contrôlée par un retrait de slab pour les éclogites de l'UGU vs une exhumation dans le chenal et le prisme pour les éclogites de l'IU.

4. Age du métamorphisme de HP :

Les datations Lu-Hf par MC-ICP-MS sur les éclogites de l'IU n'ont pas permis d'aboutir à une interprétation robuste des âges obtenus (420-395 Ma) (**Chapitre 5**). Les faibles rapport Lu-Hf des grenats laissent supposer que ces derniers ont été contaminés par des micro-inclusions de zircons hérités ce qui met en doute leur signification géologique. Les datations U-Pb sur zircons par LA-ICP-MS interprétés grâce aux signatures des éléments traces indiquent que les éclogites de l'UGU ont subi un métamorphisme de HP à 377 ± 1 Ma plus vieux que celui enregistré dans les éclogites de l'IU à 364 ± 3 Ma. Cet âge Dévonien supérieur est plus jeune que ce qui est généralement admis pour la HP dans le Massif Central (432-394 Ma).

Conclusion et perspectives

Cependant, il s'inscrit pleinement dans la gamme d'âge de la HP connue dans le reste de la chaîne varisque (360-390 Ma) ainsi qu'avec les données les plus récentes publiées dans les terrains sud du Massif Central (377-358 Ma). Ces nouvelles données remettent en question l'interprétation des âges anciennement publiés et qui pour la majorité ont été acquis par dissolution de grains de zircons (U-Pb sur zircon par ID-TIMS). Les âges obtenus ainsi ne permettent pas d'exclure les effets de contaminations entre les cœurs magmatiques plus vieux et les bordures métamorphiques plus jeunes. Au cours de cette étude, des effets de contamination des bordures fines par les cœurs ont également été mis en évidence en LA-ICP-MS par une brutale augmentation des âges calculés au cours de l'ablation. Ces âges calculés étaient systématiquement plus vieux que les bordures non contaminées et ont été exclus pour l'interprétation.

Ces résultats impliquent que :

- L'âge du métamorphisme de HP enregistrés dans le Limousin est Dévonien supérieur. Ces âges sont similaires à ceux obtenus dans le Massif armoricain et le sud du Massif central français.
- L'événement éo-varisque caractéristique du Massif Central et attribué à un métamorphisme de HP au Silurien supérieur/Dévonien inférieur n'est pas mis en évidence par les nouvelles données géochronologiques.
- Les modèles géodynamiques polycycliques impliquant deux zones de subductions, dont une au Siluro-dévonien devraient être revisités vers des modèles monocycliques impliquant une seule phase de convergence au cours du Dévonien moyen à supérieur.

5. Scénario géodynamique

La reconnaissance des différentes unités de HP dans le MCF ainsi que la réévaluation des cheminements P-T-t associés a permis dans le chapitre 6 de proposer un scénario géodynamique préliminaire du Massif Central au Dévonien Supérieur. Ce scénario se rapproche du modèle monocyclique proposé pour l'évolution géodynamique du Massif Armoricain impliquant une seule zone de subduction au dévonien supérieur suite à la fermeture d'un seul domaine océanique (océan Galice-Massif Central). Cette zone de subduction se caractérise d'abord par la formation des éclogites de l'UGU vers 377 Ma puis par une exhumation par accréation à la plaque supérieure syn-subduction des éclogites de l'IU. Ces dernières se forment vers 364 Ma au même moment que la migmatitisation des paragneiss de l'UGU et que la mise en place de plutons et laves calco-alcalins au sein de la plaque supérieure. Elles sont ensuite exhumées au sein du prisme d'accréation (IU) qui marque la transition entre la LGU et l'UGU.

Au-delà de l'évolution géodynamique proposée ces résultats impliquent que :

- L'UGU était en position de plaque supérieure après 377 Ma étant donné que les paragneiss et certaines amphibolites ont été soumises à la fusion partielle (700°C, 10 kbar) vers 364-362 Ma contemporanément d'un magmatisme calco-alcalin de marge active dans l'UGU (377-355 Ma)

Conclusion et perspectives

- Les unités métamorphiques du Massif Central n'étaient pas superposées avant 364-362 Ma car la fusion partielle en faciès amphibolite n'a pas impacté l'IU.

6. Perspectives

6.1. Quelle est la signification paléogéographique de l'Unité intermédiaire entre le sud et l'ouest du Massif Central ?

Les éclogites de l'unité intermédiaires (Najac, Limousin) suivent toute une évolution P-T similaire. Au contraire, leur encaissants montrent une évolution P-T différente. Le pic de pression est atteint en faciès éclogites dans les micaschistes de l'unité de Najac (510-570°C, 15-17 kbar) tandis que les micaschistes du Limousin ne montrent pas d'évidence d'un passage à HP avec des conditions au pic de pression atteintes en faciès amphibolite (575 ± 50°C et 9-11 kbar). Si l'unité de Najac a été interprétée comme le résultat d'une marge continentale enfouie dans la zone de subduction (présence d'orthogneiss à phengite ; cf chapitre 3), qu'elle est la signification de l'Unité Intermédiaire dans le Limousin ? La suggestion préliminaire proposée au cours de la discussion de cette thèse est que l'unité intermédiaire du Limousin représenterait le paléo-prisme d'accrétion dans lequel des lentilles éclogitiques se seraient exhumées. Des investigations pétrochronologiques plus poussées ainsi que l'identification de provenance des métasédiments permettraient de confirmer ou non cette hypothèse. Cette unité pourrait probablement être plus étendue que ce qui est reconnu dans ce travail.

6.2. Que représente le protholite des éclogites

La nature du matériel enfoui à l'origine de la formation des éclogites de chacune des deux unités reste problématique et limite notre compréhension et interprétation de l'évolution géodynamique du Massif Central. Des investigations sur les éclogites des deux unités sont nécessaires pour répondre aux questions suivantes : i) quel est l'âge du magmatisme à l'origine des roches basiques ii) quel est le contexte géodynamique du magmatisme basique (bassin océanique, arrière-arc, marge active ou passive). La réponse à ces questions passe par des études géochronologiques (datation des protolithes) et géochimiques (majeurs, traces), isotopiques (U-Pb et Hf sur les zircons, Nd, Sr, Hf des roches totales) à interpréter au vu des données pétrologiques et structurales existantes.

6.3. L'âge du métamorphisme de HP

Dans cette étude, les datations U-Pb sur zircon par LA-ICP-MS des éclogites de l'unité intermédiaire du Limousin a donné un âge de 364 Ma. L'âge de 412 Ma obtenu par Berger *et al.* (2010a) sur le même échantillon est attribué à un artefact lié à une contamination des cœurs magmatiques par les bordures métamorphiques très pauvres en U. Une approche similaire devrait être poursuivie dans les futures investigations géochronologiques des éclogites du Massif Central. Redater des éclogites précédemment datées et non datées (Marvejols, Mont du Lyonnais, Sauviat sur Vige, Decazeville) en étant particulièrement attentif

Conclusion et perspectives

à leur position structurale, l'évolution métamorphique des roches encaissantes et aux effets de mélange cœurs-bords serait le moyen le plus efficace pour arriver à un consensus géochronologique pour l'âge et la distribution du métamorphisme HP dans le Massif Central.

Pour les âges Lu-Hf obtenus au cours de cette étude et qui n'ont pas permis d'aboutir à une interprétation robuste il serait intéressant de les coupler à des profils d'analyses en éléments en traces des grenats et à des cartographies chimiques qui permettrait peut-être de mieux contraindre la signification des âges obtenus.

6.4. Marqueurs et influence des teneurs en eau dans l'évolution P-T et la géodynamique de la zone de subduction

Les modélisations thermodynamiques dans les éclogites sont souvent calculées à saturation d'eau pour le métamorphisme prograde et rétrograde. Or, ces deux stades impliquent souvent des teneurs en eau différentes. Au cours de cette étude, il a été noté que la quantité d'eau nécessaire aux éclogites de l'unité intermédiaire pour atteindre la saturation était plus faible (<0.25%) que les éclogites de l'UGU (0.5-1%).

Cette observation implique plusieurs questionnements :

- Quel est l'impact de l'évolution des teneurs en eau sur l'estimation des conditions P-T calculées par modélisation thermodynamiques (exemples : évolution de la composition des grenats, migration des champs de stabilité) ?
- Quel est l'impact des teneurs en eau des lithologies impliquées sur les processus de subduction ? (exemples : taille du chenal de subduction, échanges de chaleur liés à la fusion partielle du manteau et aux réactions de déshydratation ...).
- Quelle est l'influence de la teneur en eau des roches basiques et de leur encaissant sur l'exhumation des éclogites ? (exemples : degrés de rétro-morphose, Vitesse et context d'exhumation...)

6.5. Corrélation avec le reste de la chaîne varisque

Si au cours de cette étude les unités de HP du Massif Central ont été corrélées aux unités de HP du Massif Armoricaïn, il serait judicieux d'étendre ces corrélations à plus grande échelle (Massif Ibérique, Massif de Bohème) afin de coupler la dynamique du Massif Central à celle de la chaîne varisque et dissocier des observations locales d'observations globales. Les hypothèses de convergence oblique, de la considération de marges hyper-étendue et diachronisme des événements doivent être prises en compte pour relier les occurrences d'éclogites entre elles dans le Massif central et dans l'ensemble de la chaîne varisque européenne.

Liste des figures

- Figure I-1: Planisphère représentant les principales zones de subduction à la surface de la Terre (traits rouges), d'après Arrial (2009). 6
- Figure I-2: Coupe simplifiée s'un système de subduction avec le développement d'un bassin d'arrière-arc isolant un arc insulaire (modifiée d'après Lallemand *et al.*, 2005)... 7
- Figure I-3: Tableau des pourcentages des différents types de subduction océaniques et continentales sous des océans ou des continents (Modifiée d'après Lallemand *et al.*, 2005) ainsi que les schémas simplifiés associés à chaque type de subduction. On note qu'une subduction continentale implique toute lithosphère épaissie à forte flottabilité entraînée dans la zone de subduction..... 9
- Figure I-4: Répartition des faciès métamorphiques au sein de la lithosphère océanique subduite avec respectivement de haut en bas ou de gauche à droite la densité ainsi que la quantité d'H₂O de chaque roche (Modifiée d'après Hacker, 1996). 10
- Figure I-5: Détail schématique d'un chenal de subduction (d'après Guillot *et al.*, 2009). La faible viscosité et densité des serpentinites et la forme en prisme du chenal de subduction, entraînent la remontée du matériel subducté vers la surface (Guillot *et al.*, 2001 ; Schwartz *et al.*, 2001 ; Gerya *et al.*, 2002). 11
- Figure I-6: Les forces majeures à l'œuvre dans une zone de subduction (d'après Lallemand *et al.*, 2005). 12
- Figure I-7: Modèle de zone de subduction type Chili (d'après Uyeda, 1984 modifié par Lallemand *et al.*, 2005). 13
- Figure I-8: Modèle de zone de subduction type Mariannes (d'après Uyeda, 1984, modifié par Lallemand *et al.*, 2005). 14
- Figure I-9 : Schéma comparatif entre une zone de subduction à vergence ouest (Mariannes) et une zone de subduction à vergence est (Chili) d'après Ricard (1991). 15
- Figure I-10: Flux de chaleur et topographie à la surface d'une zone de subduction et modélisation de la structure thermique d'une plaque en subduction (d'après Stein et Stein, 1996). 16
- Figure I-11: Comparaison de la structure thermique d'un slab jeune et chaud à faible vitesse de subduction avec un slab vieux et froid à plus grande vitesse de subduction. Le slab avec un paramètre thermique plus élevé se réchauffe moins rapidement et est donc plus froid. D'après Stein et Stein, 1996. 17
- Figure I-12: Modèles comparatifs de thermicité des zones de subduction d'après Peacock (2003). (A) Exemple de zone de subduction froide au NE du Japon. (B) Exemple de zone de subduction chaude au SW du Japon. Les températures sont très différentes à l'interface du slab à 50 km de profondeur (T_{50km}) et en dessous de l'arc volcanique (T_{vf}) mais similaires dans le coin mantellique (T_{mw}). (C) Diagramme pression-température montrant les différents faciès métamorphiques et la limite de fusion partielle pour la croûte océanique avec les trajectoires pression-températures de chaque zone de subduction. Les différents numéros

	représentent les faciès métamorphiques : 1. Schiste verts, 2. Amphibolite à épidote, 3. Schistes bleus à épidote, 4. Amphibolite, 5. Schistes bleus à lawsonite, 6. Eclogites à chloritoid, amphibole, zoisite, 7. Eclogite à chloritoïde et zoisite, 8. Eclogites à chloritoid et lawsonite, 9. Eclogites à amphibole et zoisite, 10. Granulite à grenat, 11. Granulite.....	18
Figure I-13:	Coupe schématique montrant les facteurs les plus importants pouvant influencer la structure thermique d'une zone de subduction (d'après Peacock, 2013).	19
Figure I-14:	Schéma montrant une subduction épisodique de plusieurs stades d'enfouissement/ exhumation des roches de HP. La flèche blanche indique la vitesse de migration de la fosse, les flèches en pointillés indiquent le mouvement du slab et les flèches en gras indiquent le flux mantellique (d'après Husson et al., 2006).....	20
Figure I-15:	Schéma des étapes de la modélisation analogique du détachement d'une écaille de croûte supérieure de la lithosphère plongeante et de son exhumation syn-subduction. 1) Croute supérieure, 2) Croute inférieure, 3) manteau. D'après Chemenda et al. (1996).	21
Figure I-16:	Cheminement P-T de l'enfouissement et l'exhumation par extrusion des roches de UHP de la vallée de Kaghan. D'après Ernst, 2006.	22
Figure I-17:	Schéma de flux forcé au sein du chenal de subduction (d'après Ring <i>et al.</i> , 2019).	23
Figure I-18:	Modélisation d'une exhumation des roches de HP dans un chenal de subduction et chemins P-T associés (d'après Gerya <i>et al.</i> , 2002).	24
Figure I-19:	Modèle d'exhumation des roches de HP conduite par un retrait du slab à la suite de la subduction d'un bloc continental de taille limitée (moins de 500 km). D'après Brun et Faccena (2008).....	25
Figure I-20:	Chemin P-T-t des roches de HP de Naxos. Modifiée d'après Duchêne <i>et al.</i> , 2006.	26
Figure I-21:	Signification de la forme des chemins P-T. (A) Grille des faciès métamorphiques dans un diagramme P-T. Les 3 grands gradients métamorphiques principaux sont également représentés sur cette figure. Le gradient fort correspond au métamorphisme de HP-BT (Haute Pression –Basse Température) caractéristique des zones de subduction (e.g. Alpes occidentales). Le gradient faible correspond au métamorphisme de HT-BP (Haute Température – Basse Pression) que l'on peut rencontrer, notamment en Oman, sous la nappe ophiolitique. Enfin, un gradient intermédiaire est caractéristique d'un métamorphisme de type MP–MT (Moyenne température –Moyenne Pression) et correspond à un gradient de type collision (type Lépontin). (B) Diversité des chemins P-T des roches métamorphiques des Alpes (modifié d'après Yamato, 2008).	27
Figure I-22:	Scénario géodynamique de l'évolution des Alpes occidentales depuis la subduction de l'océan Ligure jusqu'à la collision entre l'Europe et L'Apulie (modifiée d'après Agard <i>et al.</i> , 2009). SL- schistes lustrés, BS- schistes bleus, ECL-éclogites.	29

Figure I-23: Chemins pression-température-temps des roches de HP des unités des Cyclades et de Crète (domaine égéen). Modifiée d'après Jolivet et Brun, 2010.....	30
Figure I-24 : Reconstitution tectonique de la section N-S du domaine Egéen depuis le Jurassique jusqu'à l'actuel et diversité des trajectoires P-T (modifiée d'après Jolivet et Brun, 2010).....	31
Figure II-1: Les Varicides de l'Europe Centrale, de l'Europe de l'Ouest et de l'Ibérie à l'actuel. D'après Kroner and Romer (2013).	38
Figure II-2: Distribution à l'Ordovicien inférieur et au Siluren des plaques lithosphériques et océans impliquées dans la structuration de la chaîne Varisque. D'après(Ballèvre et al., 2014).	38
Figure II-3: Les Varicides du centre et l'ouest de l'Europe avec les plaques continentale majeurs au Carbonifère Supérieur d'après Matte (2007). NASZ-North Armorican Shear Zone; SASZ-South Armorican Shear Zone; VF-Variscan Front.....	39
Figure II-4: Evolution paléogéographique à l'ordovicien et au Silurien. Modifiée d'après Cocks and Torsvik (2006.).....	40
Figure II-5: Evolution paléogéographique au Dévonien inférieur et supérieur. Modifiée d'après Cocks and Torsvik (2006.).....	41
Figure II-6: Evolution paléogéographique depuis l'Ordovicien jusqu'au Dévonien d'après Franke <i>et al.</i> (2017), impliquant plusieurs domaines océaniques et micro-continent. F- Franconia, T- Thurigia, IB- Ibéria, AR- Armorica, B-Bohemia, RHO-Rheno-Hercynian Ocean, STO- Saxo-Thuringian Ocean.....	42
Figure II-7: Évolution paléogéographique au Carbonifère. D'après Cocks and Torsvik (2006.).....	43
Figure II-8: Structuration de la chaîne Varisque européenne avec les différentes zones reconnues au sein de la chaîne. D'après Ballèvre <i>et al.</i> (2009).	45
Figure II-9: A) Carte structurale du Massif Central Français occidental B) Localisation géologique des unités. C) Coupe schématique de l'ouest du Massif Central (selon A-B). D'après Lardeaux (2014).....	47
Figure II-10: Carte géologique simplifiée des unités tectoniques majeures et des granitoïdes dans le Limousin. Upper allochthon = UGU, Middle allochthon= IGU, Lower allochthon= LGU D'après Berger <i>et al.</i> (2010).	48
Figure II-11: Distribution des âges des complexes ophilitiques de la chaîne Varisque. D'après Paquette <i>et al.</i> , 2017.	51
Figure II-12: Tableau synoptique des événements sédimentaires, tectoniques, métamorphiques et magmatiques du Massif Central. D'après Faure <i>et al.</i> (2009).	53
Figure II-13: Localisation des différentes éclogites et des schistes bleus dans le Massif Armoricaïn et le Massif Central. D'après Ballèvre <i>et al.</i> (2009).	55
Figure II-15: Cheminement P-T-t des éclogites de l'UGU/LAC et UGI montrant une variabilité dans les trajectoires progrades et rétrogrades. D'après Vanderhaeghe <i>et al.</i> , 2020.	58

Figure II-14: Chemins P-T des éclogites de Champtoceaux. D'après Paquette (1987).	58
Figure II-16: Modèle géodynamique de l'évolution du Massif Central. OCT, océan-continent transition zone ; LAC, Leptyno-Amphibolitic complex ; UGU, Upper Gneiss Unit ; LGU, Lower Gneiss Unit ; PA, Paraautochthon. D'après Lardeaux <i>et al.</i> , 2014.....	62
Figure II-17: Evolution géodynamique monocyclique du Massif Central d'après Matte (1989).	63
Figure III-1: Geological setting of the Najac and Laguérie units. (a) Geological map modified after (Burg <i>et al.</i> , 1989a). The red arrows indicate the kinematics deduced from C'/C/S structures. (b) Interpretative W-E cross section with indication of lithology and metamorphic facies for each unit.	73
Figure III-2: Main macroscopic features of the Laguérie unit. (a) Field photographs of leucotonalitic lenses into garnet-free amphibolite (AJAH9; 1,9558°E, 44,1485°N). (b) Polished section of a garnet amphibolite within a quartz-feldspar-chlorite leucogneiss (AJAH8; 1,9602°E; 44,1468°N). (c) Outcrop image of the complex relationship between garnet amphibolite lenses and leucotonalitic veins (1,9602°E; 44,1468°N). Note the crosscutting relationships and the cauliflower-like structure at the leucogneiss/amphibolite contact. (d) Sketch of the outcrop image shown in (c).	75
Figure III-3: Photomicrographs of representative samples from the Najac and Laguérie units. Laguérie samples: (a) Amphibole-plagioclase-ilmenite amphibolite LAG3b representing the dominant lithology of the Laguérie amphibolite (1,9558°E, 44,1485°N). (b) Chlorite-epidote-albite shear band oblique to the main foliation and indicating a top to the north sense of shear (sample LAG3b). (c) Garnet amphibolite AJAH08 with foliation molded around the garnet porphyroclast. (d) Leucogneiss from sample AJAH08 showing a porphyroclastic augen texture. Note the C/S structure marked by chlorite formed after solidification and cooling of the leucotonalitic orthogneiss. Najac samples (e) Representative texture of the garnet-phengite micaschists (sample NJC12a; 1.9754°E, 44,2159°N). Note the pressure shadows filled with biotite and phengite around garnet indicating that the high-pressure assemblage is syn-kinematic. Greenish chlorite partly replaces garnet and chlorite in all samples. (f) Large porphyroclastic helicitic and skeletal garnet from sample NJC11 (1,9693°E; 44,2196°N), again showing that the high-pressure mineral assemblage developed during deformation.	77
Figure III-4: Mineral composition in the amphibolites from the Laguérie unit. (a) Amphibole composition in the classification diagram by Leake <i>et al.</i> (1997). (b) Garnet compositions in AJAH08.	78
Figure III-5: Minerals composition in the micaschists from the Najac unit. (a) Si vs Fe+Mg diagram for white micas showing the phengitic substitution. (b) Garnet zoning profile in NJC11. (c) Garnet composition for three representative samples (NJC8, NJC11 and NJC12a).	78

- Figure III-6: Isochemical phase diagram built for the bulk composition of the garnet amphibolite in sample AJAH08 of the Laguépie unit. (a) Phase diagram also showing the isopleth for XAn in plagioclase and Mg# of amphibole (corresponding to composition determined with the electron microprobe). The small triangles represent the results of garnet-amphibole plagioclase-quartz thermobarometry. (b) Fe#, grossular and spessartine isopleths in garnet corresponding to composition measured by electron microprobe. Also shown is the vapor-saturated solidus for the amphibolite LAG3b..... 80
- Figure III-7 : Isochemical phase diagrams computed for compositions corresponding to garnet micaschists from the Najac unit. a) sample NJC11 used to determine the prograde P-T path. b) sample NJC12a used to determine the peak P-T conditions and the retrograde path. Garnet in/out and chlorite in/out curves are indicated in bold to better localize the retrogression in greenschist facies conditions. 82
- Figure III-8 : Results of U-Pb zircon dating for leucogneiss AJAH09 of the Laguépie unit. (a) CL images showing the texture of zircon with dark resorbed metamict cores and luminescent oscillatory zoned rims. Some representative spots made on rims are indicated with their $^{206}\text{Pb}/^{208}\text{U}$ age. (b) Concordia diagram showing all the U-Pb analyses. Color range corresponds to Th/U ratio values. The rim data are the sub-concordant ellipses just below 400 Ma. (c) Regression of rim U-Pb data in a Tera-Wasserburg plot. (d) Weighted average of $^{206}\text{Pb}/^{208}\text{U}$ common lead corrected ages obtained in zircon rims..... 84
- Figure III-9 : Proposed P-T path (orange arrows) for the Najac and the Laguépie units. Grey P-T paths are from the literature: Groix blueschists from Ballèvre *et al.* (2003), Cellier  clogites from Ballèvre *et al.* (2014); Najac  clogite from Lotout *et al.* (2018); UGU eclogite from Bellot and Roig (2007); UGU paragneiss from Bellot and Roig (2007) and Schulz *et al.* (2009), Champtoceaux migmatites after Pitra *et al.* (2010). Age of the HP metamorphism in the Groix Island from Bosse *et al.* (2005), age of pressure peak in the Najac eclogite from Lotout *et al.* (2018). 90
- Figure IV-1: Schematic map of the FMC gathering multiple P-T investigations. The studied area is represented by a black square containing selected eclogites in different units (stars) 102
- Figure IV-2: Simplified geological map and cross-section of the main tectonic units in the Limousin. The cross-section confection was inspired from Berger *et al.* (2010b) and Lardeaux *et al.* (2014)..... 103
- Figure IV-3: Microphotographs of SAJ03A sample. a) and b) Fresh zone with well-preserved eclogitic assemblage. Garnet is rimmed by a fine-grained Amp-Pl-Chl \pm Bt symplectite. c) Partially preserved phengite. d) Large kyanite rimmed by Ep-Pl symplectite. Note the abundance of amphibole inclusions and some epidotes. e) Chl \pm Bt-Amp corona at garnet rim. f) Deeply retrogressed zone (local small vein), showing garnet partially replaced by zoisite and large development of porphyroblastic amphiboles after omphacite..... 106

Figure IV-4: Chemical zoning of SAJ03A garnet	107
Figure IV-5: Compositional diagrams according to different textural position a) Clinopyroxenes according to (Morimoto, 1988). b) Amphibole according to Leake <i>et al.</i> (1997). e) Plagioclase composition plotted on the albite-anorthite-orthoclase diagram... 108	
Figure IV-6: Microphotograph of SAJ05B sample. a) Porphyroblastic kyanite crystal developed near garnet. b) Local development of spinel and corundum around garnet corona and several inclusions of amphibole, omphacite with rare quartz rutile and plagioclase.c) Porphyroblastic amphibole wrapping mineral matrix. Development of spinel and corundum around garnet corona and several inclusions of amphibole, omphacite with rare quartz rutile and plagioclase.c) Porphyroblastic amphibole wrapping mineral matrix.....	110
Figure IV-7: Chemical zoning profile of SAJ05B garnet	110
Figure IV-8: Microphotographs of SAJ01B sample. a) Fractured garnet-rich inclusions surrounded by amphibole-plagioclase symplectites and porphyroblastic amphibole. b) Garnet rim enlargement. Note the local presence of titanite. c) Fractured garnet with abundant inclusions. d) Omphacite, quartz and zircon inclusions in garnet. e) Porphyroblastic amphibole wrapping garnet. f) Rutile-ilmenite-titanite transition.	112
Figure IV-9: Chemical zoning profile of SAJ01B garnet	113
Figure IV-10: Microphotograph of PUYF3 sample. a) Fractured garnet, porphyroblastic amphibole and plagioclase crystal growth. b) Amphibole-plagioclase intergrowth around garnet with chlorite and local spinel, corundum. c) Large amphibole-plagioclase- symplectites around garnet rimmed by porphyroblastic amphibole and plagioclase crystals. d) Quartz crystal rimmed by diopside.and diopside-amphibole-plagioclase symplectites	114
Figure IV-11: Chemical zoning profile of PUYF3.....	115
Figure IV-12: P-T pseudosection for SAJ03A eclogite at saturated conditions. a) The earliest and peak assemblages is highlighted in bold. b) Contoured isopleths for garnet (X_{Fe} , X_{Grs}), clinopyroxene (Jd mol%, Mg#) and phengite (Si pfu) with colored zone representing the common field. c) Modal proportions for garnet, clinopyroxene and amphibole. The detail of labelled field is given in Tableau supp V- 3, supplementary material. Note that the saturation is reached in the targeted HP assemblage at very low H ₂ O content (<0.25%) (Figure supp V- 1; supplementary material)	116
Figure IV-13: Garnet-clinopyroxene-kyanite-quartz thermobarometry and garnet-amphibole-plagioclase-quartz thermobarometry. Note that for low pressure thermobarometry only the garnet that display a fine corona with decreasing in X_{Prp} have been selected in the different samples.	117
Figure IV-14: P-T pseudosection for SAJ05B sample calculated at saturated conditions. a) The earliest and HP assemblages are highlighted in bold b) Contoured modal proportions for garnet, clinopyroxene and amphibole. The detail of labelled field	

is given in (Tableau supp V- 3) (supplementary material). Note that the saturation at pressure peak for UGU eclogites is reached at higher water content ($\geq 0.5\%$) in compare with IU eclogites (Figure supp V- 2) (supplementary material)..... 119

Figure IV-15: Contoured isopleths for SAJ05B sample. a). Contoured isopleths for garnet (X_{Fe} , X_{Grs}) with ellipse representing different stages of the P-T path using garnet zoning and omphacite compositions. b). Contoured isopleths for garnet (X_{Prp} , X_{Spss}).c) Contoured isopleths for omphacite (Jd mol%, X_{Mg}) with kyanite modal propotion. 120

Figure IV-16: P-T pseudosection for SAJ01B eclogite at saturated conditions. a) The pressure peak assemblage is highlighted. b) Contoured modal proportions for garnet, clinopyroxene and amphibole. c) Contoured isopleths for garnet (X_{Fe} , X_{Grs}) and omphacite (Jd, Mg#). The detail of labelled fields is given in (Tableau supp V- 3) (supplementary material). See (Figure supp V- 2) (supplementary material) for water content at HP stage. 122

Figure IV-17: P-T pseudosection for PUYF3 sample calculated at saturated conditions. The different assemblages of the prograde path are highlighted. The detail of labelled fields is given in (Tableau supp V- 3). 123

Figure IV-18: P-T pseudosection for SAJ01B sample. a) Contoured modal proportions for garnet, clinopyroxene and amphibole. b) Contoured isopleths for garnet (X_{Fe} , X_{Grs}) with ellipses representing different stages of the P-T path using garnet composition. c) Contoured isopleths for garnet (X_{Prp} , X_{Spss}). 124

Figure IV-19: Garnet-amphibole-plagioclase thermobarometry for UGU eclogites. Note that for low pressure thermobarometry only the garnet that display a fine corona with decreasing in X_{Prp} have been selected in the different samples 126

Figure IV-20: P-T paths for IU eclogites and UGU eclogites constrained from thermodynamic and thermobarometric results 128

Figure IV-21: P-T paths compilation of the recent investigations on the FMC eclogites. P-T path of this study are highlighted..... 130

Figure supp IV-1 : P-XH₂O section for SAJ03A sample at fixed pressure of 25 kbar. P-T for the HP assemblage (highlighted in blue) were calculated between 650-720°C and 24-27 kbar(Figure V-12). Note that at 25 kbar and $\geq 650^\circ\text{C}$ the saturation is reached at low water content ($< 0.25\%$). 134

Figure supp IV-2 : T-XH₂O and P-XH₂O sections. a) T-XH₂O section for SAJ05B sample at fixed temperature of 640°C. P-XH₂O sections for SAJ01B sample at fixed pressure of 17 kbar..... 135

Figure V-1 : Images MEB de l'échantillon L04-59 montrant la taille et les différentes positions texturales des zircons. 143

Figure V-2 : Images cathodoluminescence de certains zircons analysés dans l'échantillon L04-59 avec. La taille des spot REE et U-Th-Pb est de 25 μm . Les âges sont les âges ²³⁸U-²⁰⁶Pb. (erreurs en 2 σ). 144

Figure V-3 : Spectres de REE normalisés aux chondrites des cœurs et bordures des zircons de L04-59. Normalisation d'après (Sun and McDonough, 1989). Le détail des analyses est reporté dans le Tableau V-1	145
Figure V-4 : Composition chimique des cœurs et des bordures des zircons de L04-59. a) concentration en Thorium Vs Uranium. b) Rapport Th/U Vs concentrations en U. Le détail des analyses est reporté dans le Tableau V-1	145
Figure V-5: Concordia U-Pb des cœurs des zircons de L04-59.....	147
Figure V-6: Concordia U-Pb des bordures des zircons (25 points) de L04-59.....	148
Figure V-7: Concordia U-Pb des bordures des zircons (20 points) de L04-59.....	148
Figure V-8: Age moyen $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ calculé pour les bordures des zircons de L04-59	149
Figure V-9: Images MEB de l'échantillon SAJ01B montrant la taille et les différentes positions texturales des zircons.....	150
Figure V-10: Images cathodoluminescence de certains zircons analysés dans l'échantillonSAJ01B. La taille des spot REE et U-Th-Pb est de 25 μm	150
Figure V-11: Spectres de REE normalisés aux chondrites des cœurs et bordures des zircons de L04-59. Normalisation d'après (Sun and McDonough, 1989). Le détail des analyses est reporté dans le Tableau supp V-1.	151
Figure V-12: Composition chimique des cœurs et des bordures des zircons de SAJ01B. a) concentration en Thorium Vs Uranium. b) Rapport Th/U Vs les concentrations en U. Le détail des analyses est reporté dans le Tableau supp V-1.	152
Figure V-13: Concordia U-Pb des cœurs des zircons de SAJ01B (39 analyses).....	153
Figure V-14: Age moyen $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ calculé pour les zircons de SAJ01B.....	153
Figure V-15: Concordia U-Pb des cœurs des zircons de SAJ01B après exclusion des ellipses discordantes (36 analyses)	154
Figure V-16: Diagramme Tera-Wasserburg montrant toutes les analyses retenues pour les rutiles de SAJ01B (27 points sur 45).....	155
Figure V-17: Diagramme Tera-Wasserburg des rutiles de SAJ01B après exclusion des analyses discordantes (12 points).....	155
Figure V-18 : Lu-Hf isochrone de l'échantillon SAJ04A L'erreur est donnée en 2σ	157
Figure V-19: Lu-Hf isochrone de l'échantillon SAJ04C	158
Figure V-20 : Synthèse des âges de la HP dans la chaîne varisque d'Europe avec les âges obtenus dans cette étude (Limousin). Modifiée d'après Paquette <i>et al.</i> (2017).	161
Figure VI-1 : Synthèse des chemins P-T-t des unités de HP du Massif central et quelques exemples du Massif Armoricaïn. Les résultats de cette thèse ainsi que ceux obtenus par Muckensturm (2019) sont mis en évidence par des traits plus gras	171
Figure VI-2: Schéma géodynamique conceptuel de la dynamique de structuration du Massif central au Dévonien supérieur.....	175

Liste des tableaux

Tableau II-1 : Synthèse des données pression-température disponibles dans le Massif Central en fonction de l'unité structurale et gradients géothermiques associés calculés au pic de pression.....	56
Tableau II-2 : Synthèse des données géochronologiques datant le métamorphisme de HP dans le Massif Central et le Massif Armoricaïn.....	59
Tableau III-1 : Results of U-Pb zircon dating on leucogneiss sample AJAH09.	87
Tableau supp IV- 1: Mineral association and localization of studied samples	132
Tableau supp IV-2: Whole-rock composition of studied samples (wt%)	132
Tableau supp IV-3: Detailed mineral assemblages for labelled fields in the pseudosection	133
Tableau supp IV- 1: Mineral association and localization of studied samples	132
Tableau supp IV-2: Whole-rock composition of studied samples (wt%)	132
Tableau supp IV-3: Detailed mineral assemblages for labelled fields in the pseudosection	133
Tableau V-1 : Synthèse des données Lu-Hf des échantillons SAJ04A et SAJ04C.	156

Références

- Aertgeerts, G. (2016). Étude pétrologique des reliques ophiolitiques des complexes de Champtoceaux et d'Audierne : caractérisation des minéraux fibreux dans les roches mafiques et ultramafiques. Theses, Université de Nantes.
- Agard, P., Yamato, P., Jolivet, L. & Burov, E. (2009). Exhumation of oceanic blueschists and eclogites in subduction zones: Timing and mechanisms. *Earth-Science Reviews* 92, 53–79.
- Alexandrov, P., Floc'h, J.-P., Cuney, M. & Cheilletz, A. (2001). Datation U–Pb à la microsonde ionique des zircons de l'unité supérieure de gneiss dans le Sud Limousin, Massif central. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 332, 625–632.
- Auzanneau, E., Schmidt, M., Vielzeuf, D. & Connolly, J. D. (2010). Titanium in phengite: a geobarometer for high temperature eclogites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Springer 159, 1.
- Averbuch, O. & Piromallo, C. (2012). Is there a remnant Variscan subducted slab in the mantle beneath the Paris basin? Implications for the late Variscan lithospheric delamination process and the Paris basin formation. *Tectonophysics* 558–559, 70–83.
- Bajolet, F., Replumaz, A. & Lainé, R. (2013). Orocline and syntaxes formation during subduction and collision. *Tectonics* 32, 1529–1546.
- Ballèvre, M. & Marchand, J. (1991). Zonation du métamorphisme éclogitique dans la nappe de Champtoceaux (Massif armoricain, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris Serie II*, 705–711.
- Ballèvre, M., Pitra, P. & Bohn, M. (2003). Lawsonite growth in the epidote blueschists from the Ile de Groix (Armorican Massif, France): a potential geobarometer. *Journal of Metamorphic Geology* 21, 723–735.
- 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 Geoscience*. Elsevier 341, 174–201.
- Ballèvre, M. et al. (2014). Correlation of the nappe stack in the Ibero-Armorican arc across the Bay of Biscay: a joint French–Spanish project. Geological Society, London, Special Publications. Geological Society of London 405, 77–113.
- Banno, S. (1970). Classification of eclogites in terms of physical conditions of their origin. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 3, 405–421.
- Beard, B. L., Medaris, L. G., Johnson, C. M., Brueckner, H. K. & Mísař, Z. (1992). Petrogenesis of Variscan high-temperature Group A eclogites from the Moldanubian Zone of the

- Bohemian Massif, Czechoslovakia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 111, 468–483.
- Bellot, J.-P. & Roig, J.-Y. (2007). Episodic exhumation of HP rocks inferred from structural data and PT paths from the southwestern Massif Central (Variscan belt, France). *Journal of Structural Geology*. Elsevier 29, 1538–1557.
- Benmammour, A., Berger, J., Triantafyllou, A., Duchene, S., Bendaoud, A., Baele, J.-M., Bruguier, O. & Diot, H. (2020). Pressure-temperature conditions and significance of Upper Devonian eclogite and amphibolite facies metamorphisms in southern French Massif central. *Bulletin de la Société Géologique de France* 191.
- Berger, J., Féménias, O., Mercier, J.-C. C. & Demaiffe, D. (2006). A Variscan slow-spreading ridge (MOR-LHOT) in Limousin (French Massif Central): magmatic evolution and tectonic setting inferred from mineral chemistry. *Mineralogical Magazine. GeoScienceWorld* 70, 175–185.
- Berger, J., Féménias, O., Ohnenstetter, D., Bruguier, O., Plissart, G., Mercier, J.-C. C. & Demaiffe, D. (2010a). New occurrence of UHP eclogites in Limousin (French Massif Central): age, tectonic setting and fluid–rock interactions. *Lithos. Elsevier* 118, 365–382.
- Berger, J., Femenias, O., Ohnenstetter, D., Plissart, G. & Mercier, J. (2010b). Origin and tectonic significance of corundum–kyanite–sapphirine amphibolites from the Variscan French Massif Central. *Journal of Metamorphic Geology. Wiley Online Library* 28, 341–360.
- Bernard-Griffiths, J. & Jahn, B. M. (1981). REE geochemistry of eclogites and associated rocks from Sauviat-sur-Vige, Massif Central, France. *Lithos* 14, 263–274.
- Bernard-Griffiths, J., Gebauer, D., Grunenfelder, M. & Piboule, M. (1985). The tonalite belt of Limousin (French Central Massif); U-Pb zircon ages and geotectonic implications. *Bulletin de la Société Géologique de France. Societe Geologique de France Paris, France* 1, 523–529.
- Bertrand, J.-M., Leterrier, J., Cuney, M., Brouand, M. & Stussi, J.-M. (2001). Géochronologie U-Pb sur zircons de granitoïdes du Confolentais, du massif de Charroux-Civray (seuil du Poitou) et de Vendée. *Géologie de la France* 167–189.
- Bingen, B., Austrheim, H., Whitehouse, M. J. & Davis, W. J. (2004). Trace element signature and U–Pb geochronology of eclogite-facies zircon, Bergen Arcs, Caledonides of W Norway. *Contributions to Mineralogy and Petrology. Springer* 147, 671–683.
- Blichert-Toft, J., Chauvel, C. & Albarède, F. (1997). Separation of Hf and Lu for high-precision isotope analysis of rock samples by magnetic sector-multiple collector ICP-MS. *Contributions to Mineralogy and Petrology. Springer* 127, 248–260.
- Bodinier, J. & Burg, J.-P. (1981). Evolution métamorphique et tectonique des séries cristallophylliennes du Rouergue occidental: mise en évidence d'un chevauchement dans la région de Najac (Aveyron). .

- Bodinier, J.-L., Giraud, A., Dupuy, C., Leyreloup, A. & Dostal, J. (1986). Caracterisation geochemique des metabasites associees a la suture meridionale hercynienne; Massif Central francais et Chamrousse (Alpes). *Bulletin de la Société Géologique de France. Societe Geologique de France Paris, France* 2, 115–123.
- Bosch, D., Garrido, C. J., Bruguier, O., Dhuime, B., Bodinier, J.-L., Padron-Navarta, J. A. & Galland, B. (2011). Building an island-arc crustal section: time constraints from a LA-ICP-MS zircon study. *Earth and Planetary Science Letters. Elsevier* 309, 268–279.
- Bosse, V., Feraud, G., Ruffet, G., Ballèvre, M., Peucat, J. & De Jong, K. (2000). Late Devonian subduction and early-orogenic exhumation of eclogite-facies rocks from the Champtoceaux Complex (Variscan belt, France). *Geological Journal. Wiley Online Library* 35, 297–325.
- Bosse, V., Féraud, G., Balleve, M., Peucat, J.-J. & Corsini, M. (2005). Rb–Sr and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages in blueschists from the Ile de Groix (Armorican Massif, France): implications for closure mechanisms in isotopic systems. *Chemical Geology. Elsevier* 220, 21–45.
- Bosse, V., Cherneva, Z., Gautier, P. & Gerdjikov, I. (2010). Two partial melting events as recorded by the U-Th-Pb chronometer in monazite: LA-ICPMS in situ dating in metapelites from the Bulgarian Central Rhodopes. *Επιστημονική Επετηρίδα του Τμήματος Γεωλογίας (ΑΠΘ)* 39, 51–52.
- Briand, B., Piboule, M. & Bouchardon, J. (1988). Diversite geochemique des metabasites des groupes leptyno-amphiboliques du Rouergue et de Marvejols (Massif Central); origine et implications. *Bulletin de la Société Géologique de France. Societe Geologique de France Paris, France* 4, 489–498.
- Brown, M. (2006). Duality of thermal regimes is the distinctive characteristic of plate tectonics since the Neoproterozoic. *Geology. Geological Society of America* 34, 961–964.
- Bruguier, O. et al. (2017). Age of UHP metamorphism in the Western Mediterranean: Insight from rutile and minute zircon inclusions in a diamond-bearing garnet megacryst (Edough Massif, NE Algeria). *Earth and Planetary Science Letters* 474, 215–225.
- Brun, J.-P. & Faccenna, C. (2008). Exhumation of high-pressure rocks driven by slab rollback. *Earth and Planetary Science Letters* 272, 1–7.
- Burg, J., Matte, P., Leyreloup, A. & Marchand, J. (1984). Inverted metamorphic zonation and large-scale thrusting in the Variscan Belt: an example in the French Massif Central. *Geological Society, London, Special Publications. Geological Society of London* 14, 47–61.
- Burg, J., Leyreloup, A., Romney, F. & Delor, C. (1989a). Inverted metamorphic zonation and Variscan thrust tectonics in the Rouergue area (Massif Central, France): PTt record from mineral to regional scale. *Geological Society, London, Special Publications. Citeseer* 43, 423–439.

- Burg, J.-P., Alabouvette, B., Leyreloup, A., Pélissié, T., Astruc, J. & Lefavrais-Raymond, A. (1989b). Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Villefranche-de-Rouergue (882). Orléans: Bureau de recherches géologiques et minières.
- Burg, J.-P. & Vanderhaeghe, O. (1993). Structures and way-up criteria in migmatites, with application to the Velay dome (French Massif Central). *Journal of Structural Geology*. Elsevier 15, 1293–1301.
- Burg, J.-P. & Gerya, T. V. (2005). The role of viscous heating in Barrovian metamorphism of collisional orogens: thermomechanical models and application to the Lepontine Dome in the Central Alps. *Journal of Metamorphic Geology* 23, 75–95.
- Burov, E., Francois, T., Yamato, P. & Wolf, S. (2014). Mechanisms of continental subduction and exhumation of HP and UHP rocks. *Gondwana Research* 25, 464–493.
- Carme, F. & Pin, C. (1987). Vue d'ensemble sur le magmatisme pré-orogénique et l'évolution métamorphique et tectonique varisques dans le sud de la chaîne de Belledonne (Massifs cristallins externes, Alpes françaises). *Vue d'ensemble sur le magmatisme pré-orogénique et l'évolution métamorphique et tectonique varisques dans le sud de la chaîne de Belledonne (Massifs cristallins externes, Alpes françaises)*. Paris: Gauthier-Villars 304, 1177–1181.
- Carswell, D. A. (1990). Eclogite and eclogite facies : definitions and classification. *Eclogite facies rocks*. Chapman and Hall 1–13.
- Catalán, J. R. M. (2011). Are the oroclines of the Variscan belt related to late Variscan strike-slip tectonics? *Terra Nova* 23, 241–247.
- Chelle-Michou, C. et al. (2017). Pre-Cadomian to late-Variscan odyssey of the eastern Massif Central, France: Formation of the West European crust in a nutshell. *Gondwana Research* 46, 170–190.
- Chemenda, A. I., Mattauer, M., Malavieille, J. & Bokun, A. N. (1995). A mechanism for syn-collisional rock exhumation and associated normal faulting: Results from physical modelling. *Earth and Planetary Science Letters* 132, 225–232.
- Chemenda, A. I., Mattauer, M. & Bokun, A. N. (1996). Continental subduction and a mechanism for exhumation of high-pressure metamorphic rocks: new modelling and field data from Oman. *Earth and Planetary Science Letters* 143, 173–182.
- Cherniak, D. (2000). Pb diffusion in rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Springer 139, 198–207.
- Chopin, C. (1984). Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 86, 107–118.

- Clift, P. & Vannucchi, P. (2004). Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust. *Reviews of Geophysics*. Wiley Online Library 42.
- Cloos, M. (1982). Flow melanges: Numerical modeling and geologic constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California. *GSA Bulletin*. GeoScienceWorld 93, 330–345.
- Cocks, L. M. & Torsvik, T. (2006). European geography in a global context from the Vendian to the end of the Palaeozoic. Geological Society, London, Memoirs.
- Coggon, R. & Holland, T. J. B. (2002). Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. *Journal of Metamorphic Geology* 20, 683–696.
- Coleman, R. G., Lee, D. E., Beatty, L. B. & Brannock, W. W. (1965). Eclogites and Eclogites: Their Differences and Similarities. *GSA Bulletin*. GeoScienceWorld 76, 483–508.
- Collomb, P. (1970). Etude géologique du Rouergue cristallin. Impr. nationale.
- Connolly, J. A. (2005). Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth and Planetary Science Letters*. Elsevier 236, 524–541.
- Connolly, J. (2009). The geodynamic equation of state: what and how. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. Wiley Online Library 10.
- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W. O. & Kinny, P. (2003). Atlas of Zircon Textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. GeoScienceWorld 53, 469–500.
- Cruciani, C., Carminati, E. & Doglioni, C. (2005). Slab dip vs. lithosphere age: No direct function. *Earth and Planetary Science Letters* 238, 298–310.
- Currie, C. A. & Hyndman, R. D. (2006). The thermal structure of subduction zone back arcs. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 111.
- de Hoÿm de Marien, L., Pitra, P., Cagnard, F. & Bayon, B. L. (2020). Prograde and retrograde P–T evolution of a Variscan high-temperature eclogite, French Massif Central, Haut-Allier. *BSGF - Earth Sciences Bulletin*. EDP Sciences 191, 14.
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J. (1963). *Rock-forming Minerals: Vol. 4: Framework Silicates*. Longman.
- Delor, C., Leyreloup, A., Bodinier, J.-L. & Burg, J.-P. (1986). Découverte d'éclogites à glaucophane dans la klippe de Najac (Massif Central, France): nouveaux témoins océaniques d'un stade haute pression dans la chaîne de collision varisque. Découverte d'éclogites à glaucophane dans la klippe de Najac (Massif Central, France): nouveaux témoins océaniques d'un stade haute pression dans la chaîne de collision varisque. Paris: Gauthier-Villars 302, 739–744.

- Delor, C., Burg, J.-P., Guiraud, M. & Leyreloup, A. (1987). Les métapélites à phengite-chloritoïde-grenat-staurotide-disthène de la klippe de Najac-Carmaux: nouveaux marqueurs d'un métamorphisme de haute pression varisque en Rouergue occidental. Les métapélites à phengite-chloritoïde-grenat-staurotide-disthène de la klippe de Najac-Carmaux: nouveaux marqueurs d'un métamorphisme de haute pression varisque en Rouergue occidental. Paris: Gauthier-Villars 305, 589–595.
- Diener, J. F. A., Powell, R., White, R. W. & Holland, T. J. B. (2007). A new thermodynamic model for clino- and orthoamphiboles in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{O}$. *Journal of Metamorphic Geology*. Wiley Online Library 25, 631–656.
- Do Couto, D., Faure, M., Augier, R., Cocherie, A., Rossi, P., Li, X.-H. & Lin, W. (2016). 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. *International Journal of Earth Sciences* 105, 557–579.
- Doglioni, C. (1993). Geological evidence for a global tectonic polarity. *Journal of the Geological Society*. Geological Society of London 150, 991–1002.
- Dubuisson, G., Hirn, A., Girardeau, J., Mercier, J.-C. C. & Veinante, J.-L. (1988). Multiple Variscan nappes in Limousin, western Massif Central, France: geophysical constraints to the geological model and geodynamic implications. *Tectonophysics* 147, 19–31.
- Dubuisson, G., Mercier, J.-C. C., Girardeau, J. & Frison, J.-Y. (1989). Evidence for a lost ocean in Variscan terranes of the western Massif Central, France. *Nature*. Nature Publishing Group 337, 729–732.
- Ducassou, C., Ballèvre, M., Lardeux, H. & Robin, C. (2011). Evidence for pre-orogenic, Early Devonian rifting in the Variscan belt: stratigraphy and structure of the Palaeozoic cover of the Mauges Unit (Upper Allochthon, Armorican massif, France). *International Journal of Earth Sciences* 100, 1451–1475.
- Ducassou, C., Robin, C., Wohlwend, S., Piuz, A. & Gorican, S. (2014). Palaeogeographical evolution of the Arabian platform during the obduction of the Samail ophiolite. paper presented at the EGU General Assembly Conference Abstracts 16, 10308.
- Duchêne, S., Lardeux, J.-M. & Albarède, F. (1997). Exhumation of eclogites: insights from depth-time path analysis. *Tectonophysics* 280, 125–140.
- 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*. Taylor & Francis 19, 301–321.
- Ducrot, J., Lancelot, J. R. & Marchand, J. (1983). Datation U-Pb sur zircons de l'éclogite de La Borie (Haut-Allier, France) et conséquences sur l'évolution ante-hercynienne de l'Europe occidentale. *Earth and Planetary Science Letters* 62, 385–394.

- Duthou, J.-L., Chenevoy, M. & Gay, M. (1994). Age Rb-Sr, Dévonien moyen des migmatites à cordiérite du Lyonnais (Massif central français). Age Rb-Sr, Dévonien moyen des migmatites à cordiérite du Lyonnais (Massif central français). Paris: Elsevier 319, 791–796.
- Earle, M. M. (1980). A note on the relationship between inclined isothermal surfaces and subduction-zone metamorphism. *Tectonophysics* 68, 313–324.
- Engel, W., Franke, W., Grote, C., Weber, K., Ahrendt, H. & Eder, F. W. (1983). Nappe Tectonics in the Southeastern Part of the Rheinisches Schiefergebirge. In: Martin, H. & Eder, F. W. (eds) *Intracontinental Fold Belts*. Berlin, Heidelberg: Springer, 267–287.
- Ernst, W. G. (1970). Comparative Study of Low-grade Metamorphism in the California Coast Ranges and the Outer Metamorphic Belt of Japan. Geological Society of America.
- Ernst, W. G. (1972). Occurrence and mineralogic evolution of blueschist belts with time. *American Journal of Science*. *American Journal of Science* 272, 657–668.
- Ernst, W. G. (1973). Blueschist metamorphism and P-T regimes in active subduction zones. *Tectonophysics* 17, 255–272.
- Ernst, W. G. (1979). Coexisting sodic and calcic amphiboles from high-pressure metamorphic belts and the stability of barroisitic amphibole*. *Mineralogical Magazine*. Cambridge University Press 43, 269–278.
- Ernst, W. G. (1988). Tectonic history of subduction zones inferred from retrograde blueschist P-T paths. *Geology*. *GeoScienceWorld* 16, 1081–1084.
- Ernst, W. G., Maruyama, S. & Wallis, S. (1997). Buoyancy-driven, rapid exhumation of ultrahigh-pressure metamorphosed continental crust. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. *National Academy of Sciences* 94, 9532–9537.
- Ernst, W. G. (2001). Subduction, ultrahigh-pressure metamorphism, and regurgitation of buoyant crustal slices — implications for arcs and continental growth. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 127, 253–275.
- Ernst, W. G. (2006). Preservation/exhumation of ultrahigh-pressure subduction complexes. *Lithos* 92, 321–335.
- Ernst, W. G. (2010). Subduction-zone metamorphism, calc-alkaline magmatism, and convergent-margin crustal evolution. *Gondwana Research* 18, 8–16.
- Faccenna, C., Funicello, F., Giardini, D. & Lucente, P. (2001). Episodic back-arc extension during restricted mantle convection in the Central Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters* 187, 105–116.
- Faure, M., Leloix, C. & Roig, J.-Y. (1997). L'Évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bulletin de la Société Géologique de France*. *GeoScienceWorld* 168, 695–705.

- Faure, M., Bé Mézème, E., Duguet, M., Cartier, C. & Talbot, J.-Y. (2005). Paleozoic tectonic evolution of medio-Europa from the example of the French Massif Central and Massif Armoricaïn. *Journal of the Virtual Explorer* 19.
- 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 Armoricaïn. *Tectonics* 27.
- Faure, M., Lardeaux, J.-M. & Ledru, P. (2009). A review of the pre-Permian geology of the Variscan French Massif Central. *Comptes Rendus Geoscience* 341, 202–213.
- Faure, M., Cocherie, A., Gaché, J., Esnault, C., Guerrot, C., Rossi, P., Wei, L. & Qiuli, L. (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, London, Special Publications. Geological Society of London 405, 289–311.
- Faure, M., Li, X.-H. & Lin, W. (2017). The northwest-directed “Bretonian phase” in the French Variscan Belt (Massif Central and Massif Armoricaïn): A consequence of the Early Carboniferous Gondwana–Laurussia collision. *Comptes Rendus Geoscience* 349, 126–136.
- Ferry, J. & Watson, E. (2007). New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Springer 154, 429–437.
- Ficini, E., Dal Zilio, L., Doglioni, C. & Gerya, T. V. (2017). Horizontal mantle flow controls subduction dynamics. *Scientific Reports*. Nature Publishing Group 7, 7550.
- Floc’h, J.-P. (1983). La série métamorphique du Limousin central: une traverse de la branche ligérienne de l’orogène varisque, de l’Aquitaine à la zone broyée d’Argentat (Massif central français). .
- Ford, M., Duchêne, S., Gasquet, D. & Vanderhaeghe, O. (2006). Two-phase orogenic convergence in the external and internal SW Alps. *Journal of the Geological Society*. GeoScienceWorld 163, 815–826.
- Forestier, F.-H. (1961). Métamorphisme hercynien et antéhercynien dans le bassin du haut-Allier (Massif Central français). Phd thesis, Faculté des Sciences de l’Université de Clermont-Ferrand.
- Franke, D. (1995). The North Variscan Foreland. In: Dallmeyer, R. D., Franke, W. & Weber, K. (eds) *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*. Berlin, Heidelberg: Springer, 554–566.
- Franke, W., Cocks, L. R. M. & Torsvik, T. H. (2017). The Palaeozoic Variscan oceans revisited. *Gondwana Research* 48, 257–284.

- Gao, X.-Y., Zheng, Y.-F., Xia, X.-P. & Chen, Y.-X. (2014). U–Pb ages and trace elements of metamorphic rutile from ultrahigh-pressure quartzite in the Sulu orogen. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Elsevier 143, 87–114.
- Gebauer, D., Bernard-Griffiths, J. & Grünenfelder, M. (1981). U–Pb zircon and monazite dating of a mafic-ultramafic complex and its country rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Springer 76, 292–300.
- Gerya, T. V., Stöckhert, B. & Perchuk, A. L. (2002). Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel: A numerical simulation. *Tectonics* 21, 6-1-6–19.
- Gerya, T. (2011). Future directions in subduction modeling. *Journal of Geodynamics* 52, 344–378.
- Gerya, T. V., Perchuk, L. L. & Burg, J.-P. (2008). Transient hot channels: Perpetrating and regurgitating ultrahigh-pressure, high-temperature crust–mantle associations in collision belts. *Lithos* 103, 236–256.
- Gill, J. B. (1981). Geophysical Setting of Volcanism at Convergent Plate Boundaries. In: Gill, J. B. (ed.) *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Berlin, Heidelberg: Springer, 44–63.
- Goffé, B., Bousquet, R., Henry, P. & Pichon, X. L. (2003). Effect of the chemical composition of the crust on the metamorphic evolution of orogenic wedges. *Journal of Metamorphic Geology* 21, 123–141.
- Goffe, B. & Chopin, C. (1986). High-pressure metamorphism in the Western Alps: zoneography of metapelites, chronology and consequences. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 66, 41–52.
- Green, E., Holland, T. & Powell, R. (2007). An order-disorder model for omphacitic pyroxenes in the system jadeite-diopside-hedenbergite-acmite, with applications to eclogitic rocks. *American Mineralogist*. Mineralogical Society of America 92, 1181–1189.
- Green, E. C. R., White, R. W., Diener, J. F. A., Powell, R., Holland, T. J. B. & Palin, R. M. (2016). Activity–composition relations for the calculation of partial melting equilibria in metabasic rocks. *Journal of Metamorphic Geology* 34, 845–869.
- Guillot, S., Hattori, K. H., de Sigoyer, J., Nägler, T. & Auzende, A.-L. (2001). Evidence of hydration of the mantle wedge and its role in the exhumation of eclogites. *Earth and Planetary Science Letters* 193, 115–127.
- Guillot, S., Hattori, K., Agard, P., Schwartz, S. & Vidal, O. (2009). Exhumation Processes in Oceanic and Continental Subduction Contexts: A Review. In: Lallemand, S. & Funicello, F. (eds) *Subduction Zone Geodynamics*. Berlin, Heidelberg: Springer, 175–205.
- Guiraud, M., Burg, J.-P. & Powell, R. (1987). Evidence for a Variscan suture zone in the Vendée, France: a petrological study of blueschist facies rocks from Bois de Cené. *Journal of Metamorphic Geology* 5, 225–237.

- Guiraud, M., Powell, R. & Rebay, G. (2001). H₂O in metamorphism and unexpected behaviour in the preservation of metamorphic mineral assemblages. *Journal of Metamorphic Geology* 19, 445–454.
- Hager, B. H. (1984). Subducted slabs and the geoid: Constraints on mantle rheology and flow. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 89, 6003–6015.
- Hacker, B. R. (1996). Eclogite formation and the Rheology, Buoyancy, Seismicity, and H₂O Content of Oceanic Crust. Subduction. *American Geophysical Union (AGU)*, 337–346.
- Hacker, B. R., Abers, G. A. & Peacock, S. M. (2003). Subduction factory 1. Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds, and H₂O contents. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108.
- Hatcher, R. D. (2007). 4-D Framework of Continental Crust. Geological Society of America.
- Hattori, K. H. & Guillot, S. (2007). Geochemical character of serpentinites associated with high- to ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Alps, Cuba, and the Himalayas: Recycling of elements in subduction zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8.
- Henk, A., Blanckenburg, F. von, Finger, F., Schaltegger, U. & Zulauf, G. (2000). Syn-convergent high-temperature metamorphism and magmatism in the Variscides: a discussion of potential heat sources. Geological Society, London, Special Publications. Geological Society of London 179, 387–399.
- Hermann, J., Rubatto, D., Korsakov, A. & Shatsky, V. S. (2001). Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav Massif, Kazakhstan). *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Springer 141, 66–82.
- Hermann, J. & Rubatto, D. (2003). Relating zircon and monazite domains to garnet growth zones: age and duration of granulite facies metamorphism in the Val Malenco lower crust. *Journal of Metamorphic Geology*. Wiley Online Library 21, 833–852.
- Heuret, A. (2005). Dynamique des zones de subduction : étude statistique globale et approche analogique. Phd thesis, Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc.
- Heuret, A. & Lallemand, S. (2005). Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 149, 31–51.
- Hinton, R. & Upton, B. (1991). The chemistry of zircon: variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Elsevier 55, 3287–3302.
- Holland, T. & Blundy, J. (1994). Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116, 433–447.
- Holland, T. J. B. & Powell, R. (1998). An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology* 16, 309–343.

- Holland, T. J. B. & Powell, R. (2011). An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids. *Journal of Metamorphic Geology* 29, 333–383.
- Hoskin, P. W. O. & Black, L. P. (2000). Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology* 18, 423–439.
- Hoskin, P. W. O. & Ireland, T. R. (2000). Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geology. GeoScienceWorld* 28, 627–630.
- Husson, L. (2006). Dynamic topography above retreating subduction zones. *Geology. GeoScienceWorld* 34, 741–744.
- Husson, L., Brun, J.-P., Yamato, P. & Faccenna, C. (2009). Episodic slab rollback fosters exhumation of HP–UHP rocks. *Geophysical Journal International* 179, 1292–1300.
- Hyndman, R. D. (2005). Subduction zone backarcs, mobile belts, and orogenic heat. *GSA TODAY* 7.
- Jackson, S. E., Pearson, N. J., Griffin, W. L. & Belousova, E. A. (2004). The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology* 211, 47–69.
- Jolivet, L., Goffé, B., Monié, P., Truffert-Luxey, C., Patriat, M. & Bonnaeu, M. (1996). Miocene detachment in Crete and exhumation P–T–t paths of high-pressure metamorphic rocks. *Tectonics* 15, 1129–1153.
- Jolivet, L. et al. (1998). Midcrustal shear zones in postorogenic extension: Example from the northern Tyrrhenian Sea. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 103, 12123–12160.
- Jolivet, L., Faccenna, C., Goffé, B., Burov, E. & Agard, P. (2003). Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens. *American Journal of Science. American Journal of Science* 303, 353–409.
- Jolivet, L., Raimbourg, H., Labrousse, L., Avigad, D., Leroy, Y., Austrheim, H. & Andersen, T. B. (2005). Softening triggered by eclogitization, the first step toward exhumation during continental subduction. *Earth and Planetary Science Letters* 237, 532–547.
- Jolivet, L., Augier, R., Faccenna, C., Negro, F., Rimmelé, G., Agard, P., Robin, C., Rossetti, F. & Crespo-Blanc, A. (2008). Subduction, convergence and the mode of backarc extension in the Mediterranean region. *Bulletin de la Société Géologique de France. GeoScienceWorld* 179, 525–550.
- Jolivet, L. & Brun, J.-P. (2010). Cenozoic geodynamic evolution of the Aegean. *International Journal of Earth Sciences* 99, 109–138.
- Kirby, S., Engdahl, R. E. & Denlinger, R. (1996). Intermediate-Depth Intraslab Earthquakes and Arc Volcanism as Physical Expressions of Crustal and Uppermost Mantle

- Metamorphism in Subducting Slabs. Subduction. American Geophysical Union (AGU), 195–214.
- Kohn, M. J. & Spear, F. S. (1989). Empirical calibration of geobarometers for the assemblage garnet + plagioclase + quartz. *American Mineralogist*. *GeoScienceWorld* 74, 77–84.
- Kohn, M. J. & Spear, F. S. (1990). Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont. *American Mineralogist*. *GeoScienceWorld* 75, 89–96.
- Kooijman, E., Mezger, K. & Berndt, J. (2010). Constraints on the U–Pb systematics of metamorphic rutile from in situ LA-ICP-MS analysis. *Earth and Planetary Science Letters* 293, 321–330.
- Kooijman, E., Berndt, J. & Mezger, K. (2012). U-Pb dating of zircon by laser ablation ICP-MS: recent improvements and new insights. *European Journal of Mineralogy*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Science Publishers 24, 5–21.
- Kroner, U. & Romer, R. L. (2013). Two plates — Many subduction zones: The Variscan orogeny reconsidered. *Gondwana Research* 24, 298–329.
- Labrousse, L. (2001). L'exhumation des roches métamorphiques de très haute pression : le cas des Calédonides de Norvège. These de doctorat, Paris 6.
- Lafay, R., Deschamps, F., Schwartz, S., Guillot, S., Godard, M., Debret, B. & Nicollet, C. (2013). High-pressure serpentinites, a trap-and-release system controlled by metamorphic conditions: Example from the Piedmont zone of the western Alps. *Chemical Geology* 343, 38–54.
- Lafon, J. M. (1986). Géochronologie U-Pb appliquée à deux segments du massif central français, le Rouergue oriental et le Limousin central.
- Lallemand, S., Liu, C.-S., Dominguez, S., Schnürle, P. & Malavieille, J. (1999). Trench-parallel stretching and folding of forearc basins and lateral migration of the accretionary wedge in the southern Ryukyus: A case of strain partition caused by oblique convergence. *Tectonics* 18, 231–247.
- Lallemand, S. E., Heuret, A. & Boutelier, D. (2003). Control of slab dip on upper plate strain regime in subduction zones. paper presented at the EGS - AGU - EUG Joint Assembly 11278.
- Lallemand, S., Heuret, A. & Boutelier, D. (2005). On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion, and crustal nature in subduction zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6.
- 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.

- Lardeaux, J. M., Schulmann, K., Faure, M., Janoušek, V., Lexa, O., Skrzypek, E., Edel, J. B. & Štípská, P. (2014). The Moldanubian Zone in the French Massif Central, Vosges/Schwarzwald and Bohemian Massif revisited: differences and similarities. Geological Society, London, Special Publications. Geological Society of London 405, 7–44.
- 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. GeoScienceWorld 185, 281–310.
- Laurent, O., Couzinié, S., Zeh, A., Vanderhaeghe, O., Moyen, J.-F., Villaros, A., Gardien, V. & Chelle-Michou, C. (2017). Protracted, coeval crust and mantle melting during Variscan late-orogenic evolution: U–Pb dating in the eastern French Massif Central. International Journal of Earth Sciences 106, 421–451.
- Laurent, V., Lanari, P., Nair, I., Augier, R., Lahfid, A. & Jolivet, L. (2018). Exhumation of eclogite and blueschist (Cyclades, Greece): Pressure-temperature evolution determined by thermobarometry and garnet equilibrium modelling. Journal of Metamorphic Geology 36, 769–798.
- Leake, B. E. et al. (1997). Nomenclature of Amphiboles; Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. Mineralogical Magazine. Cambridge University Press 61, 295–310.
- Ledru, P. & Calvez, J. (1988). Implications géodynamiques de la datation du complexe leptyno-amphibolique de Vergonzac (Limousin, Massif central français) par la méthode d'évaporation des mono-zircons (207 Pb/206 Pb).
- Ledru, P. et al. (1989). Ou sont les nappes dans le massif central français ? Bulletin de la Société Géologique de France. GeoScienceWorld V, 605–618.
- Ledru, P., Autran, A. & Santallier, D. (1994). Lithostratigraphy of Variscan Terranes in the French Massif Central: A Basis for Paleogeographical Reconstruction. In: Chantraine, J., Rolet, J., Santallier, D. S., Piqué, A. & Keppie, J. D. (eds) Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas. Berlin, Heidelberg: Springer, 276–288.
- Ledru, P. (2001). The Cadomian crust of Brittany (France): 3D imagery from multisource data (GéoFrance 3D). Tectonophysics 331.
- Lewis, T. J., Bentkowski, W. H., Davis, E. E., Hyndman, R. D., Souther, J. G. & Wright, J. A. (1988). Subduction of the Juan de Fuca Plate: Thermal consequences. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 93, 15207–15225.
- Lister, C. R. B. (1974). On the Penetration of Water into Hot Rock. Geophysical Journal International 39, 465–509.

- Lotout, C., Pitra, P., Poujol, M., Anczkiewicz, R. & Van Den Driessche, J. (2018). Timing and duration of Variscan high-pressure metamorphism in the French Massif Central: A multimethod geochronological study from the Najac Massif. *Lithos* 308–309, 381–394.
- Lotout, C., Poujol, M., Pitra, P., Anczkiewicz, R. & Van Den Driessche, J. (2020). From Burial to Exhumation: Emplacement and Metamorphism of Mafic Eclogitic Terranes Constrained Through Multimethod Petrochronology, Case Study from the Lévézou Massif (French Massif Central, Variscan Belt). *Journal of Petrology* 61.
- Luvizotto, G. L. et al. (2009). Rutile crystals as potential trace element and isotope mineral standards for microanalysis. *Chemical Geology* 261, 346–369.
- Malatesta, C., Gerya, T., Scambelluri, M., Federico, L., Crispini, L. & Capponi, G. (2012). Intraoceanic subduction of “heterogeneous” oceanic lithosphere in narrow basins: 2D numerical modeling. *Lithos* 140–141, 234–251.
- Mancktelow, N. S. (1993). Tectonic overpressure in competent mafic layers and the development of isolated eclogites. *Journal of Metamorphic Geology* 11, 801–812.
- Martin, C., Duchêne, S., Luais, B., Goncalves, P., Deloule, E. & Fournier, C. (2010). Behavior of trace elements in relation to Lu–Hf and Sm–Nd geochronometers during metamorphic dehydration–hydration in the HP domain of Vårdalsneset, Western Gneiss Region, Norway. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Springer 159, 437–458.
- Martínez Catalán, J. R., Collett, S., Schulmann, K., Aleksandrowski, P. & Mazur, S. (2020). Correlation of allochthonous terranes and major tectonostratigraphic domains between NW Iberia and the Bohemian Massif, European Variscan belt. *International Journal of Earth Sciences* 109, 1105–1131.
- Matte, P. & Burg, J. P. (1981). Sutures, thrusts and nappes in the Variscan Arc of western Europe: plate tectonic implications. Geological Society, London, Special Publications. Geological Society of London 9, 353–358.
- Matte, P. (1986). La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bulletin de la Société Géologique de France*. GeoScienceWorld II, 9–24.
- 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. (2007). Variscan thrust nappes, detachments, and strike-slip faults in the French Massif Central: Interpretation of the lineations. *Geological Society of America Memoirs*. Geological Society of America 200, 391–402.
- 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. *Bulletin de la Société Géologique de France*. GeoScienceWorld 180, 283–292.
- Melleton, J., Cocherie, A., Faure, M. & Rossi, P. (2010). Precambrian protoliths and Early Paleozoic magmatism in the French Massif Central: U–Pb data and the North

- Gondwana connection in the west European Variscan belt. *Gondwana Research* 17, 13–25.
- Ménot, R.-P. (1988). Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes françaises): contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. Université de Rennes I.
- Mercier, L., Lardeaux, J. & Davy, P. (1991). On the tectonic significance of retrograde P-T-t paths in eclogites of the French Massif Central. *Tectonics*. Wiley Online Library 10, 131–140.
- Mével, C. & Cannat, M. (1991). Lithospheric Stretching and Hydrothermal Processes in Oceanic Gabbros from Slow-Spreading Ridges. In: Peters, Tj., Nicolas, A. & Coleman, R. G. (eds) *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere*. Dordrecht: Springer Netherlands, 293–312.
- Miyashiro, A. (1961). Evolution of Metamorphic Belts. *Journal of Petrology* 2, 277–311.
- Miyashiro, A. (1967). Orogeny, regional metamorphism, and magmatism in the Japanese islands. *Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening* 17, 390–446.
- Monier, G. (1980). *Petrologie des granitoides du sud millevaches (Massif Central Français) : minéralogie, géochimie, géochronologie*.
- Montigny, R. (1974). A la recherche des océans perdus ; les eclogites de Vendée, témoins métamorphisés d'une ancienne croûte océanique.
- Morimoto, N. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*. Springer 39, 55–76.
- Muckensturm, N. (2019). *Evolution métamorphique des Unités Méta-sédimentaires du Limousin (Massif Central Français)*.
- Murali, A. V., Parthasarathy, R., Mahadevan, T. M. & Das, M. S. (1983). Trace element characteristics, REE patterns and partition coefficients of zircons from different geological environments—A case study on Indian zircons. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47, 2047–2052.
- Nakakuki, T. & Mura, E. (2013). Dynamics of slab rollback and induced back-arc basin formation. *Earth and Planetary Science Letters* 361, 287–297.
- Nakamura, D. (2009). A new formulation of garnet–clinopyroxene geothermometer based on accumulation and statistical analysis of a large experimental data set. *Journal of Metamorphic Geology*. Wiley Online Library 27, 495–508.
- Newton, R. C., Charlu, T. V. & Kleppa, O. J. (1980). Thermochemistry of the high structural state plagioclases. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44, 933–941.
- Nicollet, C. & Leyreloup, A. (1978). *Pétrologie des niveaux trondhjémiques de haute pression associés aux éclogites et amphibolites des complexes leptyno-amphiboliques du*

- Massif Central français. *Canadian Journal of Earth Sciences*. NRC Research Press 15, 696–707.
- O'Brien, P. J. (2000). The fundamental Variscan problem: high-temperature metamorphism at different depths and high-pressure metamorphism at different temperatures. Geological Society, London, Special Publications. Geological Society of London 179, 369–386.
- Paquette, J. L., Peucat, J.-J., Bernard-Griffiths, J. & Marchand, J. (1985). Evidence for old Precambrian relics shown by U-Pb zircon dating of eclogites and associated rocks in the Hercynian belt of South Brittany, France. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section* 52, 203–216.
- Paquette, J.-L. (1987). Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme écolitique. Chaîne Hercynienne et chaîne Alpine. phdthesis, Université Rennes 1.
- Paquette, J.-L., Monchoux, P. & Couturier, M. (1995). Geochemical and isotopic study of a norite-eclogite transition in the European Variscan belt: Implications for U-Pb zircon systematics in metabasic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 1611–1622.
- Paquette, J.-L., Ballèvre, M., Peucat, J.-J. & Cornen, G. (2017). From opening to subduction of an oceanic domain constrained by LA-ICP-MS U-Pb zircon dating (Variscan belt, Southern Armorican Massif, France). *Lithos* 294–295, 418–437.
- Paterson, B., Stephens, W., Rogers, G., Williams, I., Hinton, R. & Herd, D. (1992). The nature of zircon inheritance in two granite plutons. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 83, 459–471.
- Peacock, S. M. (1987). Thermal effects of metamorphic fluids in subduction zones. *Geology*. GeoScienceWorld 15, 1057–1060.
- Peacock, S. M. (1990). Numerical simulation of metamorphic pressure-temperature-time paths and fluid production in subducting slabs. *Tectonics* 9, 1197–1211.
- Peacock, S. M. (1993). Large-scale hydration of the lithosphere above subducting slabs. *Chemical Geology* 108, 49–59.
- Peacock, S. M. (1996). Thermal and Petrologic Structure of Subduction Zones. *Subduction*. American Geophysical Union (AGU), 119–133.
- Peacock, S. M. & Wang, K. (1999). Seismic Consequences of Warm versus Cool Subduction Metamorphism: Examples from Southwest and Northeast Japan. *Science*. American Association for the Advancement of Science 286, 937–939.
- Peacock, S. M. (2003). Thermal structure and metamorphic evolution of subducting slabs. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*. AGU American Geophysical Union 138, 7–22.

- Pearce, N. J. G., Perkins, W. T., Westgate, J. A., Gorton, M. P., Jackson, S. E., Neal, C. R. & Chenery, S. P. (1997). A Compilation of New and Published Major and Trace Element Data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 Glass Reference Materials. *Geostandards Newsletter* 21, 115–144.
- Petrini, K. & Podladchikov, Y. (2000). Lithospheric pressure–depth relationship in compressive regions of thickened crust. *Journal of Metamorphic Geology* 18.
- Peucat, J. J., Vidal, Ph., Godard, G. & Postaire, B. (1982). Precambrian U-Pb zircon ages in eclogites and garnet pyroxenites from South Brittany (France): an old oceanic crust in the West European Hercynian belt? *Earth and Planetary Science Letters* 60, 70–78.
- Pin, C. & Lancelot, J. (1982). U-Pb dating of an early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and of its further metamorphic evolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Springer 79, 1–12.
- 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. *Geodynamica Acta*. Taylor & Francis 15, 63–77.
- Pitra, P., Ballèvre, M. & Ruffet, G. (2010). Inverted metamorphic field gradient towards a Variscan suture zone (Champtoceaux Complex, Armorican Massif, France). *Journal of Metamorphic Geology* 28, 183–208.
- Platt, J. P. (1993). Exhumation of high-pressure rocks: a review of concepts and processes. *Terra Nova* 5, 119–133.
- Powell, R. & Holland, T. J. B. (2008). On thermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology* 26, 155–179.
- Priest, G. R. (1990). Volcanic and tectonic evolution of the Cascade Volcanic Arc, central Oregon. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 95, 19583–19599.
- Ranalli, G., Pellegrini, R. & D'Offizi, S. (2000). Time dependence of negative buoyancy and the subduction of continental lithosphere. *Journal of Geodynamics* 30, 539–555.
- Regorda, A., Lardeaux, J.-M., Roda, M., Marotta, A. M. & Spalla, M. I. (2020). How many subductions in the Variscan orogeny? Insights from numerical models. *Geoscience Frontiers* 11, 1025–1052.
- Ricard, Y., Doglioni, C. & Sabadini, R. (1991). Differential rotation between lithosphere and mantle: A consequence of lateral mantle viscosity variations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 96, 8407–8415.
- Ring, U., Pantazides, H., Glodny, J. & Skelton, A. (2020). Forced Return Flow Deep in the Subduction Channel, Syros, Greece. *Tectonics* 39, e2019TC005768.
- Roig, J.-Y., Faure, M. & Ledru, P. (1996). Polyphase wrench tectonics in the southern french Massif Central: kinematic inferences from pre- and syntectonic granitoids. *Geologische Rundschau* 85, 138–153.

- Royden, L. H. & Husson, L. (2006). Trench motion, slab geometry and viscous stresses in subduction systems. *Geophysical Journal International* 167, 881–905.
- Rubatto, D., Gebauer, D. & Compagnoni, R. (1999). Dating of eclogite-facies zircons: the age of Alpine metamorphism in the Sesia–Lanzo Zone (Western Alps). *Earth and Planetary Science Letters*. Elsevier 167, 141–158.
- Rubatto, D. (2002). Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology* 184, 123–138.
- Rubatto, D. (2017). Zircon: The Metamorphic Mineral. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. GeoScienceWorld 83, 261–295.
- Rubie, D. (1990a). Role of kinetics in the formation and preservation of eclogites. *Eclogite facies rocks*. Chapman and Hall 111–140.
- Rubie, D. C. (1990b). Mechanisms of reaction-enhanced deformability in minerals and rocks. In: Barber, D. J. & Meredith, P. G. (eds) *Deformation Processes in Minerals, Ceramics and Rocks*. Dordrecht: Springer Netherlands, 262–295.
- Santallier, D., Briand, B., Menot, R. P. & Piboule, M. (1988). Les complexes leptyno-amphiboliques (C.I.A.); revue critique et suggestions pour un meilleur emploi de ce terme. *Bulletin de la Société Géologique de France*. GeoScienceWorld IV, 3–12.
- Santallier, D. S., Lardeaux, J. M., Marchand, J. & Marignac, Ch. (1994). Metamorphism. In: Chantraine, J., Rolet, J., Santallier, D. S., Piqué, A. & Keppie, J. D. (eds) *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*. Berlin, Heidelberg: Springer, 324–340.
- 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. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Springer 134, 186–201.
- Schulz, B., Triboulet, C., Audren, C., Pfeifer, H.-R. & Gilg, A. (2001). Two-stage prograde and retrograde Variscan metamorphism of glaucophane-eclogites, blueschists and greenschists from Ile de Groix (Brittany, France). *International Journal of Earth Sciences* 90, 871–889.
- Schulz, B. (2009). EMP-monazite age controls on P-T paths of garnet metapelites in the Variscan inverted metamorphic sequence of La Sioule, French Massif Central. *Bulletin de la Société Géologique de France*. GeoScienceWorld 180, 271–282.
- Schwartz, S., Allemand, P. & Guillot, S. (2001). Numerical model of the effect of serpentinites on the exhumation of eclogitic rocks: insights from the Monviso ophiolitic massif (Western Alps). *Tectonophysics* 342, 193–206.
- Sdrolias, M. & Müller, R. D. (2006). Controls on back-arc basin formation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7.

- Shaw, A., Downes, H. & Thirlwall, M. F. (1993). The quartz-diorites of Limousin: Elemental and isotopic evidence for Devonian-Carboniferous subduction in the Hercynian belt of the French Massif Central. *Chemical Geology* 107, 1–18.
- Smith, D. C. (1984). Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics. *Nature*. Nature Publishing Group 310, 641–644.
- Sobolev, N. V. & Shatsky, V. S. (1990). Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation. *Nature*. Nature Publishing Group 343, 742–746.
- Springer, M. & Förster, A. (1998). Heat-flow density across the Central Andean subduction zone. *Tectonophysics* 291, 123–139.
- Stein, S. & Stein, C. A. (1996). Thermo-mechanical evolution of oceanic lithosphere: Implications for the subduction process and deep earthquakes. Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series 96, 1–17.
- Stern, R. J. (2002). Subduction Zones. *Reviews of Geophysics* 40, 3-1-3–38.
- Sun, S. -s & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications. Geological Society of London 42, 313–345.
- Tajčmanová, L., Connolly, J. a. D. & Cesare, B. (2009). A thermodynamic model for titanium and ferric iron solution in biotite. *Journal of Metamorphic Geology* 27, 153–165.
- Thomson, A. B. & England, P. C. (1984). Pressure—Temperature—Time Paths of Regional Metamorphism II. Their Inference and Interpretation using Mineral Assemblages in Metamorphic Rocks. *Journal of Petrology* 25, 929–955.
- Uyeda, S. & Kanamori, H. (1979). Back-arc opening and the mode of subduction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 84, 1049–1061.
- Uyeda, S. (1984). Subduction zones: Their diversity, mechanism and human impacts. *GeoJournal*. Springer 8, 381–406.
- Van Achterbergh, E., Ryan, C., Jackson, S. & Griffin, W. (2001). Data reduction software for LA-ICP-MS: Appendix. *Laser Ablation-ICP Mass Spectrometry in the Earth Sciences: Principles and Applications*; Sylvester, PJ, Ed 239–243.
- Vanderhaeghe, O., Laurent, O., Gardien, V., Moyen, J.-F., Gébelin, A., Chelle-Michou, C., Couzinié, S., Villaros, A. & Bellanger, M. (2020). Flow of partially molten crust controlling construction, growth and collapse of the Variscan orogenic belt: the geologic record of the French Massif Central. *Bulletin de la Société Géologique de France* 191.
- Vermeesch, P. (2018). IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers* 9, 1479–1493.

- 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.
- Watson, E. B. & Harrison, T. (2005). Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth. *Science*. American Association for the Advancement of Science 308, 841–844.
- Watson, E., Wark, D. & Thomas, J. (2006). Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 151, 413.
- White, R., Powell, R., Holland, T. & Worley, B. (2000). The effect of TiO₂ and Fe₂O₃ on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolite facies conditions: mineral equilibria calculations in the system K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-TiO₂-Fe₂O₃. *Journal of Metamorphic Geology*. Blackwell Science Inc 350 Main St, Malden, MA 02148 USA 18, 497–511.
- White, R., Powell, R. & Holland, T. (2007). Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *Journal of metamorphic Geology*. Wiley Online Library 25, 511–527.
- Whitehouse, M. J. (2003). Rare earth elements in zircon: a review of applications and case studies from the Outer Hebridean Lewisian Complex, NW Scotland. Geological Society, London, Special Publications. Geological Society of London 220, 49–64.
- Whitehouse, M. J. & Platt, J. P. (2003). Dating high-grade metamorphism—constraints from rare-earth elements in zircon and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Springer 145, 61–74.
- Whitney, D. L. & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*. Mineralogical Society of America 95, 185–187.
- 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 and Planetary Science Letters* 430, 224–234.
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W. L., Meier, M., Oberli, F., Quadrt, A. V., Roddick, J. C. & Spiegel, W. (1995). Three Natural Zircon Standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, Trace Element and Ree Analyses. *Geostandards Newsletter* 19, 1–23.
- Wiedenbeck, M. et al. (2004). Further Characterisation of the 91500 Zircon Crystal. *Geostandards and Geoanalytical Research* 28, 9–39.
- Yamato, P. (2006). Des contraintes pour les zones de convergence : confrontation des données du métamorphisme et des modélisations numériques thermomécaniques : application aux Alpes et à l’Oman. These de doctorat, Paris 6.

- Yamato, P., Agard, P., Burov, E., Pourhiet, L. L., Jolivet, L. & Tiberi, C. (2007). Burial and exhumation in a subduction wedge: Mutual constraints from thermomechanical modeling and natural P-T-t data (Schistes Lustrés, western Alps). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 112.
- Yamato, P., Burov, E., Agard, P., Le Pourhiet, L. & Jolivet, L. (2008). HP-UHP exhumation during slow continental subduction: Self-consistent thermodynamically and thermomechanically coupled model with application to the Western Alps. *Earth and Planetary Science Letters* 271, 63–74.

Auteur : Anissa BENMAMMAR

Titre : Comment expliquer la dualité thermique des subductions pré-orogéniques ? exemple du métamorphisme de haute-pression dans le Massif Central français.

Directrice de thèse : Stéphanie DUCHÊNE

Directeur de thèse : Abderrahmane BENDAOUD

Co-directeur de thèse : Julien BERGER

Lieu et date de soutenance : à Toulouse, le 15/09/2021

Abstract:

Through a petrochronological study of high-pressure (HP) rocks, this thesis aims to improve the general understanding of variscan dynamics in the french Massif Central (FMC) by addressing different questions: i) Which units recorded HP metamorphism in the FMC? ii) What is the origin of the diversity in HP metamorphism in the FMC? iii) What is the age of HP metamorphism? iv) What is the number of subduction zones involved in FMC structuration. i) It is generally accepted that eclogites evidencing HP metamorphism in the FMC are localized in the Upper Gneiss Unit (UGU), a unit formed by migmatitic paragneiss containing retrogressed eclogites. However, pressure-temperature (P-T) investigations in the southern part of the massif (Najac-Laguépie units) evidenced a second HP unit. The presence of eclogitic micaschists (570°C, 16 kbar) containing lenses of fresh eclogites in the Najac massif has been attributed to the existence of an Intermediate Unit (IU) which have already been mentioned in the Limousin. The amphibolites of Laguépie that recorded granulitic conditions (710°C, 10 kbar) around 363 Ma have been associated with the UGU. Thus, it is proposed in this work that HP metamorphism in the MCF is localized in two distinct structural units. ii) The subdivision of eclogites in the MCF is based on temperatures of crystallization at the pressure peak. Hence, we distinguish HP/LT eclogites having crystallized below 700°C and HP/HT eclogites having crystallized above 700°C. In the Limousin, a P-T study comparing the two types of eclogites located in the two different tectono-metamorphic units (fresh eclogites of the IU and retrogressed eclogites of the UGU) shows different geothermal gradients at the pressure peak, about *ca.* 8°C/km for the IU and 9-13°C/km for the UGU. The plurality in calculated gradients reflect different pressures for comparable temperatures (grossly between 650-700°C). The conditions of exhumation are significantly different between the two units: the IU eclogites characterize an exhumation supported by a decrease in temperature while the UGU eclogites show an exhumation at constant temperature or even with a slight heating. Thus, the diversity in HP metamorphism in the FMC can be mostly attributed to a contrasted post-eclogitic evolution more than to different crystallization temperatures at pressure peak. In comparison with Aegean dynamics, two different exhumation processes are proposed. The UGU eclogites would reflect an exhumation by accretion to the upper plate, driven by a slab roll-back mechanism. This mechanism explains the "hot" exhumation as suggested for some HP rocks of the Cyclades (Naxos). The eclogites of the IU would have been exhumed in the accretionary prism like the HP units of Crete. iii) The geochronological study of the two eclogites allowed to constrain U-Pb age for HP metamorphism by LA-ICP-MS on zircons at 377 ± 1 Ma in the UGU eclogites, and at 364 ± 3 Ma in the IU eclogites. These upper Devonian ages are younger than the Silurian-Devonian age attributed to the HP metamorphism in the FMC. Nevertheless, they are consistent with the recent studies acquired in the southern parts of the massif and the rest of the variscan belt.

iv) Data obtained in this work does not support a Silurian to lower Devonian subduction zone as it was proposed by polycyclique geodynamic model explaining the variscan structuration of the FMC. Consequently, this thesis proposes a monocyclic geodynamic scenario, involving a single middle to upper Devonian subduction.

Keywords: French Massif Central, high-pressure metamorphism, subduction, exhumation, Devonian.

Discipline administrative : Terre interne et Litosphère

Laboratoire :

Géosciences Environnement Toulouse (UMR 5563)

14, avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse

Auteur : Anissa BENMAMMAR

Titre : Comment expliquer la dualité thermique des subductions pré-orogéniques ? exemple du métamorphisme de haute-pression dans le Massif Central français.

Directrice de thèse : Stéphanie DUCHÊNE

Directeur de thèse : Abderrahmane BENDAOUD

Co-directeur de thèse : Julien BERGER

Lieu et date de soutenance : à Toulouse, le 15/09/2021

Résumé :

A travers une étude pétrochronologique des roches de haute-pression (HP), cette thèse a pour objectif de contribuer à la compréhension de la dynamique varisque dans le Massif Central français (MCF) via différentes questions : i) Quelles unités ont enregistré le métamorphisme de HP dans le MCF ? ii) Quelle est l'origine de la diversité du métamorphisme de HP dans le MCF ? iii) Quel est l'âge du métamorphisme de HP ? iv) Quel est le nombre de zones de subduction impliquées dans la structuration du MCF ?

i) Il est généralement admis que les éclogites témoignant du métamorphisme de HP dans le MCF affleurent dans l'Unité Supérieure des Gneiss (UGU), une unité formée par des paragneiss migmatitiques contenant des éclogites rétro-morphosées. Cependant, des investigations pression-température (P-T) dans les terrains sud du massif (unités de Najac-Laguépie) ont permis d'identifier une seconde unité de HP. La présence de micaschistes éclogitiques (570°C, 16 kbar) renfermant des lentilles d'éclogites fraîches dans le Massif de Najac a été attribuée à l'existence d'une Unité Intermédiaire (IU), déjà reconnue dans le Limousin. Les amphibolites de Laguépie ayant enregistré des conditions granulitiques (710°C, 10 kbar) vers 363 Ma ont été associées à l'UGU. Ainsi, il est proposé dans ce travail que le métamorphisme de HP dans le MCF se localise dans deux unités structurales distinctes.

ii) La subdivision des éclogites dans le MCF est classiquement basée sur les températures de cristallisation au pic de pression. On distingue ainsi des éclogites de HP/BT ayant cristallisé en dessous de 700°C et des éclogites de HP/HT ayant cristallisé au-delà de 700°C. Dans le Limousin, une étude P-T comparative entre les deux types d'éclogites situées dans les deux unités tectono-métamorphiques différentes (éclogites fraîches de l'IU et éclogites rétro-morphosées de l'UGU) montre des gradients géothermiques différents au pic de pression, de 7-8°C/km pour l'IU et 8-12°C/km dans l'UGU. La différence dans les gradients calculés reflète différentes pressions pour des températures comparables (globalement entre 650-700°C). Les conditions d'exhumation sont nettement différentes entre les deux unités : les éclogites de l'IU caractérisent une exhumation accompagnée d'une diminution de température tandis que les éclogites de l'UGU témoignent d'une exhumation à température constante voire avec un léger réchauffement. Ainsi, la diversité du métamorphisme de HP dans le MCF est le résultat d'une évolution post-éclogitique contrastée plus qu'à des températures de cristallisation différentes au pic de pression. Par comparaison avec la dynamique égéenne, deux processus d'exhumation différents sont proposés. Les éclogites de l'UGU seraient liées à une exhumation par accréation à la plaque supérieure via un mécanisme de retrait du panneau plongeant. Ce mécanisme explique l'exhumation « chaude » à l'instar de certaines roches des cyclades (Naxos). Les éclogites de l'IU auraient été exhumées dans le prisme d'accréation à l'image des unités de Crète.

iii) L'étude géochronologique des deux éclogites a permis de contraindre un âge U-Pb du métamorphisme de HP par LA-ICP-MS sur zircons de 377 ± 1 Ma dans les éclogites de l'UGU et de 364 ± 3 Ma dans celles de l'IU. Ces âges Dévoniens supérieurs plus jeunes que l'âge siluro-dévonien connu pour le métamorphisme de HP dans le MCF sont compatibles avec les données récentes acquises dans les terrains sud du massif. Ils s'inscrivent également dans l'âge de la HP reconnu dans le reste de la chaîne varisque.

iv) Le modèle polycyclique d'évolution de la convergence varisque, impliquant deux zones de subduction dont une d'âge Silurien à Dévonien inférieur, ne rend pas compte des données acquises dans ce travail. Par conséquent, un scénario géodynamique monocyclique, impliquant une seule subduction au Dévonien moyen à supérieur, est finalement proposé.

Mots clés : Massif Central français, métamorphisme de haute-pression, subduction, exhumation, Dévonien.

Discipline administrative : Terre interne et Litosphère

Laboratoire :

Géosciences Environnement Toulouse (UMR 5563)

14, avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse