



HAL
open science

Modalités du recyclage de la croûte continentale dans l'orogène varisque par traçage in situ des zircons hérités(mesures U-Pb/LA-MC-ICPMS).

Jérémie Melleton

► **To cite this version:**

Jérémie Melleton. Modalités du recyclage de la croûte continentale dans l'orogène varisque par traçage in situ des zircons hérités(mesures U-Pb/LA-MC-ICPMS).. Tectonique. Université d'Orléans, 2008. Français. NNT: . tel-00388706

HAL Id: tel-00388706

<https://theses.hal.science/tel-00388706>

Submitted on 27 May 2009

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

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

ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES ET TECHNOLOGIES
Bureau des Ressources Géologiques et Minières (BRGM)
Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO)

THÈSE présentée par : **Jérémie Melleton**

Soutenue le 9 décembre 2008

Pour obtenir le grade de : **Docteur de l'université d'Orléans**
Discipline/ Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Atmosphère

Modalités du recyclage de la croûte continentale dans l'orogène varisque par traçage in situ des zircons hérités (mesures U-Pb/LA-MC-ICPMS)

THÈSE dirigée par :

M. Michel Faure
M. Philippe Rossi
M. Alain Cocherie

Professeur, Université d'Orléans
Ingénieur-chercheur, B.R.G.M.
Ingénieur-chercheur, B.R.G.M.

RAPPORTEURS :

M. Pierre Barbey
M. Jean-Jacques Peucat

Professeur, Université Henri Poincaré Nancy I
Directeur de recherche, C.N.R.S., Géosciences Rennes

JURY :

M. Pierre Barbey
M. Patrick Ledru
M. Jean-Jacques Peucat
M. Michel Faure
M. Philippe Rossi
M. Alain Cocherie

Professeur, Université Henri Poincaré Nancy I **Président du jury**
Ingénieur-chercheur, A.R.E.V.A.
Directeur de recherche, C.N.R.S., Géosciences Rennes
Professeur, Université d'Orléans
Ingénieur-chercheur, B.R.G.M.
Ingénieur-chercheur, B.R.G.M.

Remerciements

En juillet 2005, un coup de téléphone matinal m'invitait pour une entrevue l'après-midi même à Orléans. Je rencontrais pour la première fois trois personnes qui garderont une place privilégiée dans mon cursus. Une équipe complémentaire : Michel Faure et sa connaissance du domaine varisque - merci de m'avoir transmis une partie de ce savoir - Alain Cocherie - qui m'a initié à une méthode géochronologique de pointe, avec toute la rigueur que celle-ci implique - et Philippe Rossi - toujours disponible malgré un emploi du temps surchargé pour discuter et m'aiguiller au cours de ce travail. Je tiens à vous témoigner ma reconnaissance pour m'avoir accordé votre confiance. Encore une fois, merci à vous pour l'opportunité que vous m'avez offerte et le temps que vous m'avez consacré.

Je remercie Jean-Jacques Peucat et Pierre Barbey de m'avoir fait l'honneur de rapporter et d'examiner ce manuscrit ainsi que pour leur participation à mon jury de thèse.

Je tiens à remercier Patrick Ledru, pour sa participation à mon jury de thèse, mais aussi pour son implication antérieure : lorsque j'étais étudiant de licence à Lyon, ses enseignements ont éveillé mon intérêt pour la géologie «profonde» ; puis lors de mon stage de Master Recherche dans les pentes abruptes de Belledonne ; et enfin pour m'avoir informé de l'existence de ce financement de thèse. Je tiens aussi à remercier Véronique Gardien, qui a initié et accompagné les balbutiements de mes travaux de recherche lors de mes stages de Maîtrise et de Master Recherche.

Ce travail a été financé par le conseil général de la région Centre et le BRGM, je les en remercie.

Je souhaite aussi remercier Elisabeth Vergès, puis Ary Bruand de m'avoir accepté au sein de l'ISTO, ainsi que Joël Le Métour au BRGM.

Je voudrais témoigner toute ma gratitude à Michèle Robert, aux commandes du Neptune lors des analyses, ainsi qu'à Pierre Jézéquel, qui m'a initié à la séparation et la reconnaissance des minéraux en grain. Sans vous, ce travail n'aurait tout simplement pas été possible. Je remercie également Claire Bény qui m'a patiemment enseigné l'utilisation du MEB. Je remercie également Christian Gilles et Olivier Rouer pour les analyses microsondes et surtout pour tous les bons moments passés en votre compagnie, au restaurant du BRGM et lors de mes passages à la microsonde.

Je remercie également Catherine Guerrot qui a réalisé les analyses Sm/Nd et éclaircit mes idées sur les résultats obtenus.

Je tiens également à remercier Nathalie Pothier pour son aide à la recherche des références bibliographiques.

Merci aussi à Mireille Breton, Jocelyne Baudoin, Chantal Le Coq, Marie-Noëlle Pailhès et Fabienne Le Bihan qui ont été toujours d'un grand secours pour toutes les petites tracasseries administratives.

Je voudrais aussi remercier l'ensemble des chercheurs et enseignants-chercheurs de l'ISTO et ingénieurs-chercheurs du BRGM que j'ai côtoyés au cours de ces trois années.

Je tiens aussi à remercier et témoigner de mon affection pour toutes les personnes qui ont fait que ces années se sont agréablement écoulés : Tom (spécialiste), «Dj Matteo Lupin», Homan (attention je t'ai à l'œil...), Bibou (mon seul vrai pote varois), Priscilli (lanceuse d'assiette), Mathieu (en espérant un boeuf pour bientôt), Manucho (professionnel du dictionnaire), Manu (Burnos) et Milie, Fabrice (grand maître Francs-Marcel) et Giada, *Lucasino* (la pétanquerie), Idù, Roberto (pas plus de deux jours...), Polo (4/5 à la balle), Yannouch (j'ai acheté un aquarium...), Fet (y a pas que de la pomme...), Didith «Picon», Fred, Gerardo, Manu Chapron, Khalifa, Rémi et Caroline, Charlotte, Mourad, Nicolas, Audrey, David, Romain, Charles et Flo., Seb., Juju, Eric, Eugène, Didiwah, Eric Ma, Fred « le bobo chiant » et Lulu, -l'ancien Nantu- Dada et Coco, Nico, Carotte, Benjo, Garry, Crasse, Angélique, Marie et ses betteraves, Pablo et Pauline, Arnaud le sud africain, Adelin (keepsonsussor...) et Marlène, Xav (grand chef) et Camille, Fanny, Miloute et Frrrançois, Mathieu et Valérie, Grand Fred - les golden boys : Lagoutte, Wilsa, François - la première colloc. : Guillem, Jojo, Max et Momo.

Que de bons moments passés, devant nos claviers respectifs, avec mon ami Pierrot... Merci pour tous tes bons conseils et toutes les petites incartades un peu plus relax. Ton aide, comme ton amitié, ont été des plus précieuses. En espérant de fructueuses collaborations géologico-musicales !!!

Enfin tous les remerciements ne suffiront pas pour témoigner de ma gratitude et mon affection pour vous qui m'avez toujours soutenu : papa, maman, Amélie, et toute la famille.

Mie ultime parole sono per te, Marina, mio amore. Merci pour ta présence et ton soutien.

« Alors si maintenant les gens ne s'intéressent plus aux choses qu'intéressent pas les gens sous prétexte que ça ne les intéresse pas, où on va ? »

Coluche

Table des matières

| | |
|---|-----------|
| Introduction | 9 |
| Chapitre 1. Le magmatisme en contexte continental : les granitoïdes | 15 |
| I. Naissance et processus de mise en place des granites dans la croûte continentale | 18 |
| I.1 La fusion partielle de la croûte continentale | 18 |
| I.2 La ségrégation et l'ascension des liquides de fusion. | 22 |
| II. Classification des granitoïdes | 26 |
| III. Génération de la croûte continentale et importance du plutonisme granitique | 30 |
| IV. Bilan | 34 |
| Chapitre 2. Le socle Ouest Européen | 35 |
| I. Les évènements ante-varisques | 37 |
| I.1 L'Archéen et le Paléoprotérozoïque | 37 |
| I.2 Les âges néoprotérozoïques | 39 |
| I.3 Le magmatisme cambro-ordovicien | 42 |
| II. La chaîne varisque | 45 |
| II.1 Généralités | 45 |
| II.2 Structure de la chaîne varisque européenne. | 47 |
| II. 2. 1. La marge Nord du Gondwana | 49 |
| II. 2. 2. Le domaine central armoricain. | 53 |
| II. 2. 3. Le domaine du Léon. | 54 |
| II.3 Evolution tectonique de la chaîne varisque | 55 |
| II. 3. 1. Evolution tectono-métamorphique | 55 |
| II. 3. 2. Le magmatisme varisque. | 57 |
| II. 3. 3. Modèles géodynamiques de l'orogénèse varisque. | 60 |
| III. Formation de la croûte continentale ouest européenne | 61 |
| IV. Bilan et problématique | 62 |
| Chapitre 3. Les méthodes géochronologiques | 65 |
| I. Généralités | 67 |
| II. La méthode de datation in situ U-Pb sur zircon | 68 |
| II.1 Le zircon | 68 |
| II. 1. 1. Structures | 68 |
| II. 1. 2. Morphologie, typologie des zircons | 69 |
| II. 1. 3. Apports de l'imagerie en cathodoluminescence | 71 |
| II. 1. 4. Conditions de formation et de conservation du zircon | 73 |
| II.2 Les principes de la méthode | 77 |
| II.3 Diagramme Concordia | 78 |
| II.4 L'acquisition des rapports isotopiques : le couplage laser / MC - ICPMS | 78 |
| II. 5. Le traitement des données | 83 |
| II. 7. Exploitation géochronologique des analyses isotopiques | 85 |
| II. 6. Validation du couplage Laser/MC-ICPMS | 88 |
| III. Datation in situ U-Th/Pb de la monazite à la microsonde électronique | 90 |
| IV. Les âges modèles Nd | 92 |
| Chapitre 4. L'héritage dans les granites syn à tardi-collisionnels | 95 |
| I. Premier cas d'étude : granitoïdes du Sillon Houiller et d'Autun (Massif Central) | 97 |
| I.1 Cadre structurale | 97 |

| | |
|--|------------|
| I.2 Description pétrologique | 100 |
| I. 2. 1. Le granite de Montmarault | 100 |
| I. 2. 2. Le granite de Glénat | 100 |
| I. 2. 3. Le granite de Boisset | 100 |
| I.3 Résultats de la datation U-Pb sur zircon | 100 |
| I. 3. 1. Granite de Montmarault (MTM30) | 100 |
| I. 3. 2. Granite de Glénat (AU7) | 104 |
| I. 3. 3. Granite de Boisset (AU49) | 105 |
| II. Seconde zone d'étude : le golfe du Morbihan (domaine Sud Armoricaïn) | 108 |
| II.1 Cadre structurale | 108 |
| II.2 Description pétrologique | 110 |
| II. 2. 1. Le granite de Sarzeau | 110 |
| II. 2. 2. Les migmatites | 110 |
| II. 2. 3. Les filons de leucogranite | 111 |
| II.3 Résultats radiochronologiques | 111 |
| II. 3. 1. Leucogranite de Sarzeau (Saint Armel, SA0501 et SA0502) | 111 |
| II. 3. 2. Migmatite (Sarzeau, SA0505) | 117 |
| II. 3. 3. Migmatite (Port Navalo, SA0506B) | 120 |
| II. 3. 4. Filons de leucogranite (Port Navalo, SA0506A et SA0506C) | 122 |
| III. Conclusion | 126 |
| Annexe | 130 |
| | |
| Chapitre 5. Magmatisme cambro-ordovicien et zircons détritiques des séries méta-sédimentaires | 131 |
| I. Datation U-Pb in situ sur zircon | 134 |
| I.1 Premier cas d'étude : le Limousin (Massif Central) - Présentation de l'article | 134 |
| I.1.1. Article 1 : New insights for Precambrian protoliths and Early Paleozoic magmatism in the west European Variscan belt: Contribution of in situ LA-MC-ICPMS zircon U-Pb geochronology | 134 |
| I.1.2 Abstract. | 135 |
| I.1.3 Introduction | 135 |
| I.1.4 Geological setting | 137 |
| I.1.5 Sampling and analytical method | 141 |
| I.1.6 Geochronological results | 142 |
| I.1.7 Discussion | 160 |
| I.1.8 Conclusion | 166 |
| I.1.9 Références (reportées en fin de manuscrit) | 167 |
| I.2 Second exemple : le golfe du Morbihan. | 169 |
| II. Datation chimique U-Th-Pb in situ sur monazite | 175 |
| II.1 Présentation de l'article | 175 |
| II.2 Article 2 : Monazite U-Th/Pb chemical dating of the Early Carboniferous syn-kinematic MP/MT metamorphism in the Variscan French Massif Central | 175 |
| II.2.1 Abstract | 176 |
| II.2.2 Introduction | 176 |
| II.2.3 Tectonic framework of the French Massif Central (FMC) | 177 |
| II.2.4 Petrological setting of the D2 event | 179 |
| II.2.5 Sampling and petrological descriptions | 180 |
| II.2.6 Geochronology | 183 |
| II.2.7 Discussion | 187 |
| II.2.8 Conclusion | 189 |
| II.2.9 Acknowledgement | 190 |

| | |
|--|------------|
| II.2.10 Références (reportées en fin de manuscrit) | 190 |
| III. Ages modèles Nd | 191 |
| IV. Bilan | 194 |
| Chapitre 6. Synthèse et discussion | 199 |
| I. Ages de mise en place des granitoïdes varisques étudiés et sources des magmas | 200 |
| II. Modalités du recyclage de la croûte continentale Ouest européenne | 209 |
| Conclusion | 215 |
| Références bibliographiques | 219 |

Introduction

Introduction

La compréhension de la structure et de l'évolution de la lithosphère continentale est un des objectifs majeurs des investigations structurales, pétrologiques, géophysiques, et géochimiques. La croûte inférieure demeure difficilement accessible, sa composition minéralogique et chimique, son âge et origine, varient au sein d'un même continent (Downes, 1993). Les méthodes géophysiques, comme la modélisation des variations de vitesses sismiques, constituent un outil d'observation indirecte de sa structure (Holbrook et al., 1992). Cependant, seul un échantillonnage direct permet d'appréhender localement la nature et l'évolution de la croûte inférieure. Trois voies permettent de l'échantillonner directement : (i) les xénolithes granulitiques remontés par les magmas alcalins ; (ii) les copeaux de croûte continentale amincie (type Golfe de Gascogne) mis en place tectoniquement lors de phénomènes de collision postérieurs aux fermetures océaniques ; (iii) et, de façon plus indirecte, les magmas granitiques issus de la fusion de la croûte continentale inférieure.

Outre les données issues de la géophysique, notre connaissance de la nature et de la composition de la croûte continentale inférieure ouest européenne repose essentiellement sur les résultats des études portant sur les xénolithes granulitiques, comme ceux du Massif Central, remontés par le volcanisme tertiaire et quaternaire (Leyreloup, 1974 ; Dupuy et al., 1977 ; Leyreloup et al., 1977 ; Dostal et al., 1980 ; Downes & Leyreloup et al., 1986). Trois types de xénolithes ont été identifiés : (i) orthodérivées mafiques, représentant des magmas basaltiques sous-plaqués entre 360 et 290 Ma (Downes et al., 1990 ; 1991), un âge U-Pb sur zircon à 305 Ma ayant été obtenus dans les xénolithes de ce type de la localité de Bournac (Costa et al., 1993) ; (ii) orthodérivées acides ; et (iii) paradérivées.

Les granulites orthodérivées acides ont fourni des âges supérieurs à 600 Ma (Supply, 1981). L'étude morphologique et la datation des zircons contenus dans les granulites métasédimentaires de Bournac, (kinzigites de Leyreloup, 1974), ont révélé la présence de plusieurs générations de zircons. On y a recensé à la fois la présence de zircons hérités d'âges pré-varisque, entre 630 et 430 Ma, avec deux pics à 550 et 430 Ma, et une seconde population s'étalant entre 380 et 150 Ma, marquant l'enregistrement des principaux événements varisques et éo-alpins connus dans la croûte supérieure (Rossi et al., 2006).

A l'exception de la présence de terrains paléoprotérozoïques au Nord du massif Armoricaïn, et cadomiens dans ce même massif et dans le Sud-ouest de l'Espagne, les plus anciennes formations visibles en Europe de l'Ouest affleurent principalement dans les massifs issus du cycle orogénique varisque. S'étalant sur plus de 8000 km, depuis les Appalaches jusqu'au Caucase, la chaîne varisque résulte de l'ouverture puis de la fermeture de plusieurs domaines océaniques, impliquant la présence de plusieurs microcontinents et séparant deux supercontinents, le Gondwana au Sud et la Laurussia au Nord (Matte, 1986 ; 1991, Stampfli et Borel 2002). Dans ce contexte, le Massif Central français et le massif Sud Armoricaïn appartiennent à la marge Nord de Gondwana déformée et métamorphisée lors de la collision dévonienne. Effacée par ces événements, l'évolution pré-varisque de la marge Nord du Gondwana reste encore très peu connue. En Europe de l'Ouest, la chaîne varisque ne montre globalement pas de formations magmatiques plus anciennes que l'épisode cambro-ordovicien ou de socle métamorphique ancien. Le Sud du Massif Central est caractérisé par la présence d'une épaisse succession de métapelites et de méta-grauwackes d'âge néoprotérozoïque à ordovicien. Par analogie avec les enclaves granulitiques des formations volcaniques tertiaires et quaternaires, la croûte inférieure granulitique du Massif Central provient majoritairement du sous-charriage de ces formations panafricaines et paléozoïque inférieure lors de la collision.

D'après Condie (1998), 75 à 80 % de la croûte continentale juvénile a été extraite du manteau durant l'Archéen et le Paléoprotérozoïque. La contribution varisque consiste principalement à un recyclage d'éléments crustaux plus anciens (Downes & Duthou, 1988 ; Pin & Duthou, 1990), une très faible proportion de matériaux juvéniles étant présente, comme par exemple les filons intrusifs basiques et la ligne tonalitique limousine (Shaw et al. 1993). Dans la chaîne varisque, caractérisée par l'abondance des intrusions acides résultant de la fusion de la croûte inférieure (Downes & Duthou, 1988 ; Pin & Duthou, 1990 ; Shaw et al., 1993 ; Williamson et al, 1996 ; Downes et al., 1997), les granitoïdes peuvent fournir une image transposée de la composition de cette croûte inférieure granulitique.

Dans ce contexte, afin de mieux contraindre les processus pré- et syn-orogéniques, mais aussi de modéliser l'évolution du recyclage de la croûte continentale ouest européenne, la caractérisation des protolithes -et notamment celle de leur âge- est déterminante. La présence de zircons hérités dans les roches magmatiques, ou de zircons détritiques dans les formations sédimentaires, peut en effet dispenser des informations complémentaires sur leurs sources et leurs origines et par conséquent sur l'âge et la nature de la croûte inférieure du continent européen. L'originalité du zircon réside en particulier dans sa capacité à enregistrer plusieurs événements successifs, via la cristallisation d'auréoles périphériques, la présence d'un -voir plusieurs- cœur(s) hérité(s) étant fréquente. Il se caractérise en effet par une haute résistance aux événements de réouverture partielle ou complète du système isotopique U-Pb notamment à cause de sa résistance à la dissolution. Le développement des techniques analytiques *in situ*, microsonde ionique et plus récemment l'utilisation d'un ICMPS couplé à un système à ablation laser, permet

maintenant d'effectuer de façon systématique des datations *in situ* de plusieurs zones de croissance d'un même zircon avec une précision de l'ordre de 1% pour des âges paléozoïques. Cette information peut être utilement complétée par des analyses isotopiques Sm-Nd. En effet, le fractionnement Sm-Nd se produit principalement lors d'épisodes de croissance crustale, ce qui renseigne donc sur l'époque d'incorporation de matériaux juvéniles dans la croûte à partir d'un réservoir mantellique.

La compréhension de l'évolution et de la structuration des segments français de la chaîne varisque, les positions des sutures et des structures tectoniques majeures, l'âge des événements ainsi que les scénarii géodynamiques restent encore sujet à débat. Les données chronologiques sur des secteurs clefs, dans des contextes tectoniques et métamorphiques bien étudiés, fait encore très souvent défaut.

Dans ce travail, nous allons chercher à caractériser et à dater les populations de zircons hérités dans des formations du Massif Central et du Massif Armoricaïn afin de qualifier les protolithes recyclés à l'origine de la formation de la croûte varisque. Pour ce faire, nous utiliserons un ICMPS multi collecteur couplé à un système à ablation laser. Nous rechercherons en outre à dater la mise en place des roches-hôtes des zircons en utilisant (en même temps que le zircon lui-même) le chronomètre U-Th-Pb sur monazite (via la méthode de datation chimique à la microsonde électronique, EPMA), dans le but de compléter l'information chronologique sur les événements varisques ayant affecté les échantillons étudiés.

Le **chapitre 1** expose les processus de genèse des granitoïdes et l'intérêt de cette connaissance dans le cadre de notre étude. Le **chapitre 2** fait le point sur les connaissances acquises sur le socle anté-varisque Ouest européen notamment en effectuant une synthèse critique des âges anciens connus, ainsi qu'une présentation des segments de la chaîne varisque en France. Les méthodes de datation qui ont été utilisées au cours de ce travail sont décrites dans le **chapitre 3**. Le **chapitre 4** expose les résultats obtenus sur des échantillons issus du magmatisme tardi-orogénique varisque. Les données nouvelles que nous avons obtenues y sont présentées –dont les âges de mise en place– ainsi que de nouveaux arguments pour la caractérisation de la source des magmas granitiques. Le **chapitre 5** détaille les nouvelles données géochronologiques concernant les magmatismes néoprotérozoïques et cambro-ordoviciens. La détermination d'âges maximum de dépôt obtenus par l'analyse systématique de zircons détritiques y est discutée. La datation U-Th-Pb sur monazite de l'événement D2 dans le Massif Central est exposée. Enfin, l'origine des orthogneiss et des métasédiments impliqués dans la chaîne varisque ainsi que leur rôle dans le processus de croissance de la croûte continentale varisque y sont discutés. Le **chapitre 6** fait la synthèse des résultats obtenus et compare les données obtenues à celles de la littérature récente sur la croûte européenne et continentale à l'échelle du globe.

Chapitre 1

Le magmatisme en contexte continental : les granitoïdes

Chapitre 1

Le magmatisme en contexte continental : les granitoïdes

L'objectif de notre étude étant de modéliser le recyclage crustal dans l'orogène varisque, la connaissance des modalités de production des magmas à l'origine des granitoïdes ainsi que des caractéristiques des magmas produits et de leur sources est un préalable essentiel à notre travail.

Le traceur que nous avons privilégié est le zircon ; avant de nous intéresser à son comportement dans les cycles de fusion, cristallisation, dissolution ou blastèse, nous analyserons brièvement l'état de la connaissance sur les granitoïdes hôtes.

Les phénomènes magmatiques assurent les transferts de matière et d'énergie de l'asthénosphère vers la lithosphère, participent à la formation et la structuration des masses continentales, contribuent largement à la composition de l'hydrosphère et de l'atmosphère et sont enfin à l'origine de nombre de gîtes minéraux. Dans les contextes de plaques en convergence, le magmatisme est un marqueur majeur des orogènes.

Les phénomènes magmatiques peuvent être observés dans trois types de contextes géodynamiques. i) le magmatisme des dorsales océaniques, en zone de divergence lithosphérique produit actuellement les plus grands volumes de magma. On estime qu'environ deux tiers de la production s'effectuent dans ce contexte anorogénique, la remontée de panache mantellique étant considérée comme à l'origine de l'activité magmatique en position intra-plaque qu'elle soit continentale ou océanique. ii) Dans les zones de convergence lithosphérique, la genèse de magma est omniprésente, en particulier en contexte de subduction, où elle se traduit par une intense activité volcanique en surface. Cette activité ne représente toutefois qu'une fraction faible du magmatisme en comparaison du plutonisme qui s'exprime par la mise en place de larges massifs intrusifs s'étendant parfois sur plusieurs centaines de kilomètres (Atherton & Petford, 1996). Dans ce contexte, la mise en place de magma juvénile assure un des modes de croissance continentale les plus efficaces. (iii) En contexte de collision continentale, les manifestations magmatiques résultent essentiellement de l'anatexie crustale ; les migmatites ou les granites sont ubiquistes dans les systèmes orogéniques nés de la convergence lithosphérique et en constituent un des marqueurs majeurs.

L'activité magmatique terrestre résulte de processus de fusion partielle dans le manteau et la croûte. La ségrégation et l'ascension des liquides de fusion issus de la croûte inférieure vont ensuite migrer jusqu'à la croûte supérieure et s'y mettre en place.

Ce chapitre expose quelques caractéristiques du magmatisme orogénique en s'intéressant aux phénomènes de genèse et de mise en place de granitoïdes au sein de la lithosphère continentale.

I. Naissance et processus de mise en place des granites dans la croûte continentale

L'étude du magmatisme granitique continental amène à considérer des mécanismes qui interviennent à des ordres de grandeur allant du micromètre jusqu'au millier de kilomètres : la fusion partielle, la ségrégation du magma, son ascension et sa mise en place.

I.1 La fusion partielle de la croûte continentale

La fusion d'un solide est usuellement associée à un accroissement de température ($+\Delta T$). Cependant, elle peut aussi apparaître à température constante par décompression ($-\Delta P$) ou suite à l'advection de fluide ($+\Delta X_{\text{fluide}}$).

Une augmentation de la température peut apparaître dans plusieurs contextes :

- les transferts de chaleur associés à des mouvements convectifs ou advectifs de roches ou de magma sont un moyen pour accroître la température d'une roche. La croûte continentale inférieure peut par exemple être efficacement réchauffée par la juxtaposition de magma chaud issu du manteau au dessus d'une plaque subductée ou d'un panache mantellique (Fig. I-1, Fig. I-2). Le magma mantellique peut provenir d'une remontée asthénosphérique liée à la rupture de la plaque plongeante. Ce mécanisme est par exemple invoqué pour expliquer l'événement de fusion lié à la mise en place du dôme du Velay dans le Massif Central (Ledru et al., 2001).
- une augmentation de température suffisante peut aussi être engendrée par « shear heating » dans des zones très localisées le long de failles avec des taux de déformation très élevés (Fig. I-1) (Leloup et al., 1999).
- la désintégration d'éléments radiogéniques comme K, Th, et U produit un apport thermique notable. Cependant, la cinétique de production de chaleur est très faible, ce qui suggère que ce mécanisme seul ne suffirait pas à la fusion d'une roche.
- l'épaississement crustal engendré par la collision continentale ou dans les zones de subduction induit un déséquilibre du géotherme, la base de la croûte épaissie atteint donc des températures supérieures au solidus de la plupart

des roches crustales (Fig. I-2b). L'enfouissement tectonique à la base d'une pile de nappes va en effet induire une remontée des géothermes. Dans ce contexte, l'apport de température devient optimale pour induire une fusion après quelques dizaines de millions d'années (Patiño Douce et al., 1990).

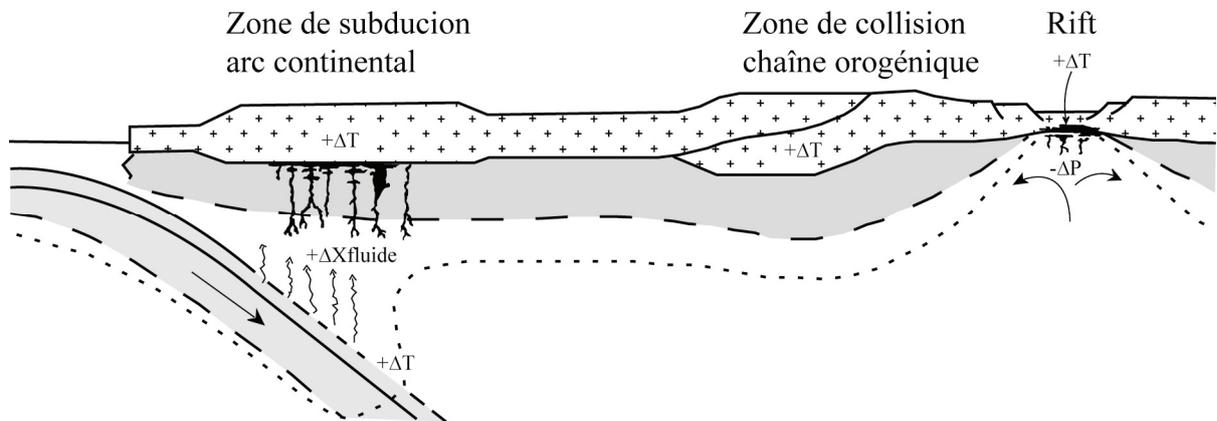


Figure I-1 : Environnements tectoniques de fusion de la croûte continentale suite à des perturbations de la pression (P), de la température (T) ou incréments de fluides (+ ΔX_{fluide}) (D'après Best, 2003).

La décompression adiabatique, d'une source dans des conditions proches de son solidus peut induire sa fusion partielle du fait de la pente positive de la courbe du solidus ou des courbes des réactions de fusion-déshydratation (voir plus loin). Ce phénomène paraît être le principal mécanisme de fusion des roches du manteau et semble responsable de la formation abondante de magma dans les dorsales océaniques et au dessus des panaches mantelliques. La remontée des unités profondes chaudes vers de basses pressions (dômes thermiques tardi-tectonique) pourrait cependant être aussi à l'origine de l'anatexie crustale (Fig. I-2c).

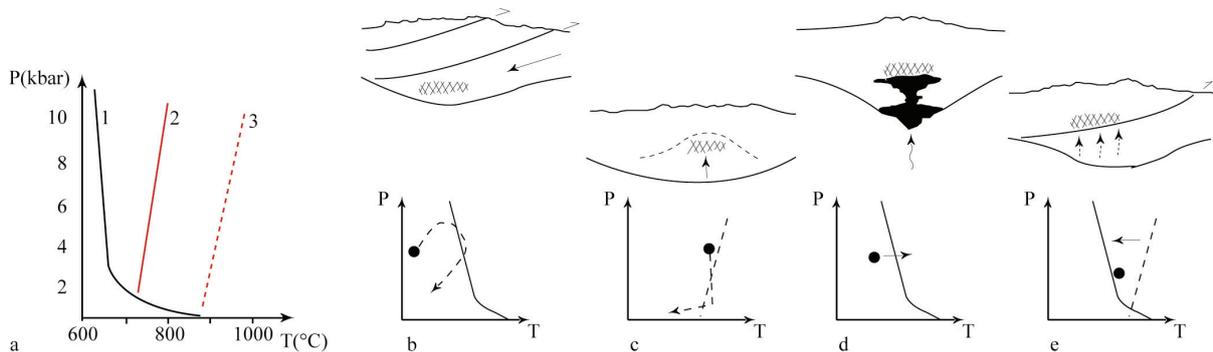


Figure I-2 : (a) Différents solidus pour un magma granitique. 1 : solidus hydraté 2 : Solidus sous-saturé 3 : Solidus « sec ». (b à c) Différents trajet Pression/Température entraînant la fusion partielle de la croûte épaissie (D'après Caron et al., 2003).

La présence de fluide (principalement H₂O) abaisse la température du solidus des magmas granitiques. Les unités non déshydratées par le métamorphisme subiront plus facilement la fusion partielle en comparaison des granulites anhydres dont la fusion est très difficile. Les réactions de déshydratation minérale liées au métamorphisme affectant l'unité inférieure d'un chevauchement génèrent un apport en eau suffisant pour induire la fusion de l'unité se trouvant à l'aplomb du chevauchement (Fig. I-2e).

Trois types de régimes tectoniques peuvent réunir une (ou plusieurs) de ces conditions qui permettent la fusion partielle de la croûte continentale inférieure (par ordre croissant de volumes de magma produit) (Fig. I-1) :

- les arcs continentaux à l'aplomb des zones de subduction, où de larges volumes de magma mafique chaud provenant du coin mantellique pénètrent ou sous-plaquent la croûte inférieure, fournissant l'apport de chaleur nécessaire à la fusion partielle.
- les rifts continentaux ou les zones à l'aplomb des panaches mantelliques, où l'arrivée de magmas issus du manteau provoque un fort accroissement de la température.
- la croûte continentale épaissie lors des collisions continentales comme la collision Himalayenne ou Varisque, où la chaleur provient du réajustement des géothermes.

La croûte continentale est toutefois très hétérogène. Elle est en effet formée par l'assemblage de roches sédimentaires, grès, grauwacke, argiles, carbonates et de roches magmatiques telles que les rhyolites, dacites, andésites, basaltes et leurs équivalents plutoniques.

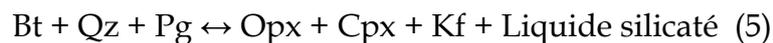
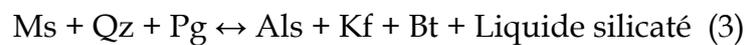
Dans un contexte de collision continentale, les roches enfouies peuvent subir un métamorphisme intense qui peut provoquer des réactions progrades de fusion. En théorie, ces réactions pourraient intervenir en conditions totalement anhydres (c'est-à-dire sans intervention de phase fluide libre ou constituante des minéraux). Cependant les températures nécessaires dans ce dernier cas sont rarement atteintes dans le milieu naturel, et les produits de ce type de fusion restent donc rares. En revanche, la présence de phase fluide, essentiellement l'eau, va favoriser voir initier la fusion. L'eau peut se retrouver confiner sous forme libre dans des inclusions ou en films à la frontière des grains. Dans ce cas, les réactions entre l'eau et les minéraux sont par exemple (Spear, 1993) :



Où : Ms = muscovite ; Pg = plagioclase ; Qz = quartz ; H₂O = eau libre

Les températures de réactions avoisinent les 640°C pour $P \leq 5$ kb. Néanmoins, ces processus n'engendrent que de faibles quantités de magma (inférieures à 3 %).

Cependant, la porosité des roches diminuant de façon drastique sous l'effet de la compaction, la fraction de fluide libre présente dans les roches de la croûte inférieure est très faible. Néanmoins, l'eau peut provenir des minéraux hydratés ou hydroxylés comme la biotite, la muscovite et l'amphibole mais aussi de minéraux accessoires comme l'épidote ou l'apatite. Dans ce cas, la libération de fluides va permettre d'abaisser la température de fusion du système, par déplacement vers de plus basses températures de la courbe du solidus (Tuttle & Bowen, 1958). Les minéraux hydratés commencent tout d'abord par se désagréger en libérant leur eau pour former un liquide silicaté. Le quartz, les feldspaths et les autres minéraux anhydres sont ensuite dissous dans le liquide. Les principales réactions invoquées, de types incongruentes et dites de « fusion-déshydratation » sont (Thompson, 1982 ; Le Breton & Thompson, 1988) :



Où : Als = silicate d'alumine ; Bt = biotite ; Cpx = clinopyroxène ; Crd = cordiérite ; Grt = grenat ; Hbl = hornblende ; Kf = feldspath alcalin ; Ms = muscovite ; Opx = orthopyroxène ; Pg = plagioclase ; Qz = quartz.

Dans le cas, de la réaction (3), qui décrit la déstabilisation de la muscovite, à 850°C et environs 10 kb, toute la muscovite a été consommée, produisant environs 15 % de magma (Vielzeuf & Schmidt, 2001). Ces réactions peuvent cependant produire jusqu'à 40 % de liquide granitique (Clemens, 1984 ; Clemens & Vielzeuf, 1987 ; Petford et al., 2000). Vielzeuf & Schmidt (2001) ont mis en évidence des analogies remarquables pour la fusion des métapélites, métagrauwackes et metabasaltes, avec le rôle essentiel de minéraux hydratés, la biotite et/ou muscovite pour les protolithes paradérivés, l'amphibole et/ou l'épidote pour les metabasaltes. Ces deux paires ont un comportement similaire : avec pour des basses pressions, une seule phase hydratée (biotite ou amphibole) ; pour des pressions intermédiaires, la muscovite coexiste avec la biotite dans les métapélites, et l'épidote avec l'amphibole dans les metabasaltes ; enfin à pour des plus hautes pressions, de nouveau une seule phase hydratée (muscovite ou épidote). Au dessus de 10 kb, la plupart des réactions de fusion en l'absence de fluide peut être attribuée à des réactions impliquant la muscovite et l'épidote, deux minéraux ont des températures de fusion et de disparition entre 150 et 200°C plus basses que la biotite et l'amphibole.

I.2 La ségrégation et l'ascension des liquides de fusion.

La plupart des roches granitiques ont pour origine des roches partiellement fondues dans la croûte moyenne à inférieure (Chappell, 1984 ; Atherton, 1993 ; Brown, 1994). Les liquides de fusion se séparent de la matrice et s'accumulent pour former un magma, qui migre ensuite à travers la croûte pour se mettre en place dans des niveaux supérieurs. Dès que le contexte est favorable à la fusion partielle d'une roche, les premières gouttes de liquide apparaissent à l'interface et aux points triples entre les minéraux de natures différentes. La première ségrégation du liquide va consister en la séparation de cette phase liquide et des minéraux solides par le déplacement du liquide depuis des poches infra millimétriques intergranulaires vers des sites d'accumulations primaires plus volumineux (Barraud, 2001). Cette ségrégation est contrôlée par le champ des forces externes. Elle ne sera possible que s'il existe des mouvements entre la matrice et le fluide. La viscosité du liquide et l'angle de mouillage sont des facteurs clefs pour cette première migration et collecte du liquide.

La viscosité des liquides magmatiques est fonction de la température, de la proportion de cristaux, de sa composition chimique (fig. I-3a) et de la teneur en eau dissoute. En effet, plus la température ou la proportion d'eau dissoute augmente, plus la viscosité diminue (fig. I-3b). Le magma dérivé de la croûte continentale est un lieu d'échange d'eau entre la phase fluide et la matrice solide, ce qui a une influence sur la viscosité des deux phases. La teneur en silice de la phase fluide joue aussi un rôle prépondérant dans le contrôle de la viscosité : plus la concentration augmente, plus le magma sera visqueux.

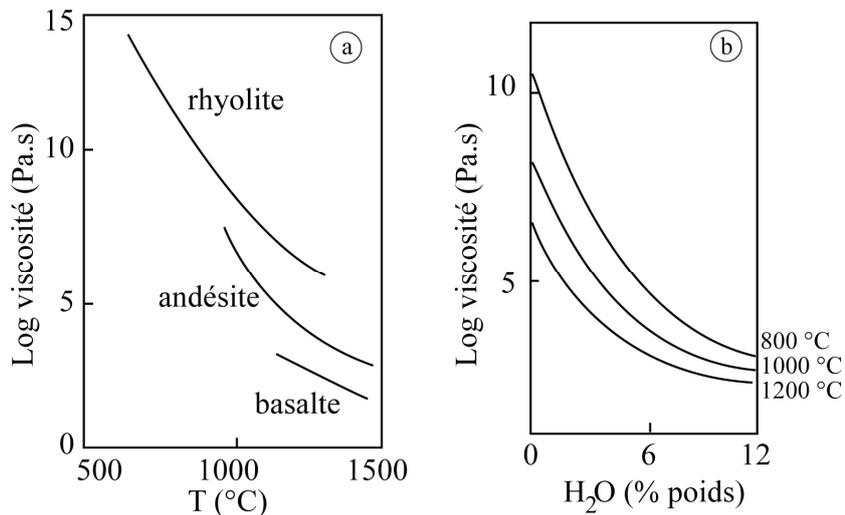


Figure I-3 : Effets des changements de la température et du pourcentage en H₂O sur les viscosités des magmas. (a) variation de viscosité des magmas rhyolitiques, andésitiques et basaltiques en fonction de la température. (b) Variation de la viscosité d'un magma rhyolitique en fonction de la teneur en H₂O dissoute et de la température (D'après Best, 2003).

L'angle de mouillage d'un liquide est une fonction de l'énergie de surface entre un liquide et un solide ou bien entre deux solides. Un liquide qui mouille bien les cristaux aura tendance à séparer ces derniers et ainsi « mouiller » les joints. Il pourra ainsi s'écouler facilement même quand son pourcentage volumique est encore très faible. Un liquide produit par la fusion d'olivine mouille bien les grains. En revanche, un liquide produit par la fusion de quartz mouille beaucoup moins bien. Cette notion d'angle de mouillage est fondamentale car elle va définir la limite de percolation qui correspond au pourcentage de liquide nécessaire pour permettre un écoulement potentiel du liquide entre les grains, c'est-à-dire la séparation entre le liquide et le solide. Ainsi si l'angle de mouillage est inférieur à 60° , le liquide est parfaitement interconnecté même si la fraction volumique de liquide est très faible. Le liquide formera un réseau de canaux interconnectés le long des arrêtes des grains. Si l'angle de mouillage est supérieur à 60° , la phase liquide est distribuée en poches isolées au sommet des grains. Dans ce cas, la connexion entre les poches de liquide ne se fera que si le pourcentage de liquide est supérieur au seuil de connectivité (Laporte & Watson, 1995) (fig. I-4).

La ségrégation des liquides de fusion peut se dérouler suivant deux contextes. Dans le cas d'une ségrégation sans déformation imposée, une différence de pression entre deux régions à porosités différentes induite par la pression exercée par la matrice sur le liquide va entraîner une migration vers les zones où la porosité sera la plus élevée (Mc Kenzie, 1984 ; Petford, 1995 ; Ricard et al., 2001). La ségrégation des liquides de fusion nécessite donc que la matrice de la roche partiellement fondue soit perméable. La migration et la canalisation du magma résultent essentiellement d'une relation non linéaire entre la porosité et la perméabilité du réseau interconnecté de fluide. Ainsi, des instabilités entraînent une augmentation de la porosité qui va faciliter l'extraction.

Quand la porosité est faible, la compaction va entraîner une remontée du liquide vers la surface engendrée par la différence de pression entre la phase fluide et la phase solide. Les poches de magmas générées pendant la compaction migrent vers la surface sous l'effet des forces de flottabilités. Les vitesses relatives de la matrice et du fluide doivent être de signes opposés, ce qui induit une migration de la phase liquide et une compaction de la phase solide (diminution de la porosité), la seule façon de compacter la phase solide étant l'expulsion de la phase liquide (Ricard et al., 2001). McKenzie (1984) et Ricard et al. (2001) montrent que l'efficacité de la compaction correspond à une longueur de compaction qui dépend de la viscosité des deux phases. D'après Rabinowicz & Vigneresse (2004), cette longueur de compaction correspond à la distance qui sépare les veines principales des liquides ségrégés. Au-delà de cette longueur, les forces mises en jeu doivent être beaucoup plus importantes. La compaction sépare le magma de la phase solide lorsque l'obstruction est drastique, ce qui est toujours le cas lors des processus de canalisation. Ce phénomène induit des zones verticales de collecte du liquide dans lesquelles la porosité augmente, provoquant ainsi un déplacement vertical notable du liquide de fusion (Rabinowicz & Vigneresse, 2004). La ségrégation par compaction sous l'effet du poids de la matrice solide sera réaliste dans le manteau mais reste cependant beaucoup plus difficile dans la croûte, du fait de la très faible longueur de

compaction d'un magma granitique (Petford, 1995 ; Ricard et al., 2001) en comparaison d'un magma basaltique.

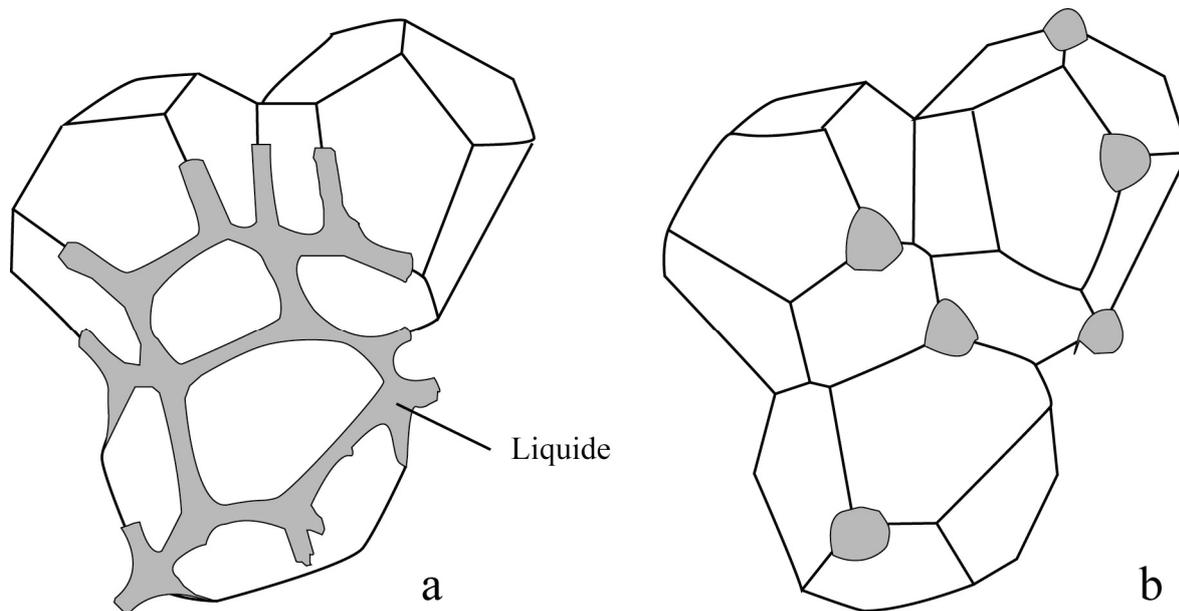


Figure I-4 : Répartition des liquides de fusion en fonction de l'angle de mouillage. (a.) pour un angle de mouillage inférieur à 60° . Le liquide forme un réseau interconnecté le long des arrêtes des grains. (b.) pour un angle de mouillage supérieur à 60° . Le liquide est piégé dans des poches isolées au sommet des grains. (D'après Laporte & Watson (1995)).

Ceci implique que la compaction s'effectuerait trop lentement pour être géologiquement raisonnable. Cependant, Jackson et al. (2003) ont montré par des modèles numériques quantitatifs que la ségrégation des liquides de fusion pourrait s'effectuer par le couplage de la compaction avec des rééquilibrations thermodynamiques.

La ségrégation des liquides de fusion peut aussi être induite par la déformation de la roche partiellement fondue. Il apparaît que les contraintes de cisaillement ont un impact supérieur à la compaction sur la collecte des liquides de fusion. Elles entraînent une ségrégation en veines que l'on peut assimiler aux leucosomes dans les migmatites. La direction de ces veines correspond au maximum du profil de porosité initiale (Rabinowicz & Vigneresse, 2004) et au minimum de contraintes (perpendiculaire à la direction de raccourcissement). Plusieurs auteurs ont pu montrer que l'extraction du liquide est discontinue (Vigneresse & Burg, 2000 ; Barraud et al., 2001 ; Rabinowicz & Vigneresse, 2004). Cette extraction discontinue est une conséquence directe de l'interaction non linéaire entre la compaction et le cisaillement. La mise en œuvre conjointe de ces deux instabilités va permettre la ségrégation du liquide. D'après Rabinowicz & Vigneresse (2004), plusieurs cycles d'extraction peuvent intervenir si la production de fluide et les possibilités

d'extraction sont suffisantes. Ainsi, en dessous d'une valeur critique du taux de fusion égale à 5%, l'extraction serait beaucoup plus difficile. Barraud (2001) a montré que plusieurs mécanismes de ségrégation interviennent lors d'une phase de raccourcissement horizontale. Avant le plissement, le liquide s'accumule par compaction de la matrice dans des veines parallèles à la foliation. Pendant le plissement, de nouvelles poches de liquide se forment dans les flancs ou dans le plan axial du pli. Ce type de modèle est principalement basé sur l'observation de migmatites et le fait qu'elles représentent la source des granites est encore sujet à débat. Les migmatites peuvent en effet très rarement être associées génétiquement aux granites mis en place à des niveaux supérieurs et ont été définies comme des granites avortés où le magma granitique a été retenu proche de la source comme pourrait l'illustrer les leucosomes (White & Chappell, 1990 ; Clemens & Mawer, 1992). Le granite constituerait dans ce cas la phase ultime de migmatisation. Les leucosomes peuvent indiquer le passage de liquide silicaté dans la croûte (Barbey et al., 1996 ; Hinchey & Carr, 2006).

Les mécanismes de remontée et de mise en place des magmas granitiques sont encore très controversés. Cependant, trois hypothèses coexistent (Bons et al., 2004 + références incluses) :

- les contrastes de viscosité et de densité entre le magma et son encaissant permettent la remontée de magma sous la forme d'un diapir (Fig. I-5a). La vitesse d'ascension est dans ce cas contrôlée par la déformation de l'encaissant (Weinberg & Podladchikov, 1994 ; Paterson & Vernon, 1995). Des morceaux d'encaissant ou des restites peuvent être entraînés lors du transfert.
- l'ascension du magma s'effectue au travers de fractures présentes dans l'encaissant qui servent de drain au liquide (système de dykes, Fig. I-5b) (Clemens & Mawer, 1992).
- le magma peut aussi remonter à travers un espace poreux ou grâce à un réseau de fractures tectoniques ou hydrauliques (Fig. I-5c).

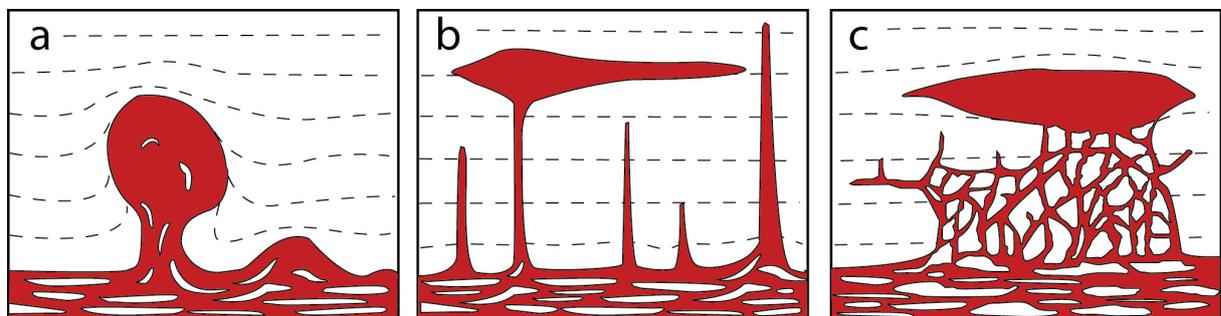


Figure I-5 : Modèles hypothétiques de mise en place des magmas granitiques (D'après Bons et al., 2004).

Le mécanisme de remontée par diapirisme a été favorisé pendant de longues années. Idéalement, la remontée de magma devrait réchauffer l'encaissant changeant sa viscosité et entraînant son fluage autour du pluton, et permettant ainsi au magma de remonter rapidement sans perte notable de chaleur (Weinberg, 1994). Ceci est possible dans la croûte inférieure où les roches sont plus facilement déformées, mais devient cependant beaucoup plus difficile à envisager dans la croûte supérieure à comportement majoritairement fragile. A l'heure actuelle, un consensus semble émerger autour du mécanisme fondé sur la propagation de fractures. L'ascension du magma s'effectuant dans des canaux le long de dykes qui se propagent le long de failles préexistantes ou dans des réseaux des zones de cisaillement (Clemens, 1998).

Petford et al. (2000) ont suggéré que le magmatisme granitique est très rapide, avec des processus qui pourraient être inférieurs à 10^5 ans. Cependant, la mise en place des plutons zonés peut s'étendre sur plusieurs millions d'années, par incrémentations successives (Coleman et al., 2004).

II. Classification des granitoïdes

Les roches granitiques montrent une grande diversité du fait de la variété de sources, du taux et des conditions de fusion, de l'évolution et de la mise en place dans des niveaux structuraux différents, sous des régimes tectoniques et des environnements géodynamiques distincts. L'étude de leurs compositions géochimiques, minéralogiques et leurs conditions de mise en place donnent donc des indications sur leurs environnements tectoniques de formation.

De nombreuses classifications des granitoïdes ont été proposées suivant différents paramètres discriminants comme par exemple des critères géochimiques (Chappell & White, 1974 ; 1983 ; Debon & Lefort, 1983 ; 1988 ; Pearce et al., 1984 ; Frost et al., 2001), pétrographiques (Capdevila et al., 1973 ; Orsini, 1976 ; 1979), minéralogiques (Lameyre, 1980 ; Pupin, 1980 ; 1985 ; Nachit et al., 1985 ; Rossi & Chèvremont, 1987), la présence d'enclave (Didier et al., 1982) et l'environnement tectonique (Pitcher, 1983). Chaque classification met en exergue un caractère particulier de ces roches, mais il n'existe pas de classification universelle (Bonin et al., 2008).

Les roches granitiques occupent une place de prépondérante dans la plupart des orogènes. Dans le Massif Central, les granites représentent près de 50 % des roches affleurantes. Barbarin (1996) distingue deux grands types de granitoïdes symptomatiques des zones de convergence continentale : les granites peralumineux et les granites métalumineux. Les granites peralumineux de type CPG (« Cordierite-bearing Peraluminous Granitoids ») et MPG (« Muscovite-bearing Peraluminous Granitoids ») se mettent en place dans une croûte épaissie résultant de la collision de deux lithosphères continentales. Les granites peralumineux sont définis chimiquement par le rapport des proportions molaires d' Al_2O_3 à la somme de CaO, Na_2O et K_2O . Ces deux types de granites, qui contiennent occasionnellement de la tourmaline, du grenat et de la monazite ont une origine crustale qui est maintenant

admise par tous. Les granites de type MPG correspondent aux granites à deux micas et aux leucogranites riches en muscovite. Généralement intrusifs, ils sont pauvres en enclaves basiques, on n'y trouve que des xénolithes d'encaissants assimilés au cours de la remontée ou plus rarement des restites. Les leucogranites du Haut Himalaya (Le Fort et al., 1981) et les granites à deux micas de la chaîne varisque (Lameyre et al., 1980) en sont d'autres très bons exemples. Le principal processus de différenciation proposé pour rendre compte de leur genèse est la cristallisation fractionnée. Les granites de type CPG contiennent de la cordiérite, parfois associée à la sillimanite et plus rarement à l'andalousite ainsi qu'un peu de muscovite. Les types d'enclaves reconnus sont des restites riches en micas et des enclaves mafiques microgranulaires. Dans le Sud-est de l'Australie, la «Lachlan Fold Belt», contient aussi des granitoïdes à cordiérite de type CPG (White & Chappell, 1983). Ces granites sont qualifiés de «S-type granite» dans la classification proposée par Chappell & White (1974). Leur genèse reste sujette à controverse (Clemens, 2003). Les mécanismes impliqués seraient la cristallisation fractionnée ou le modèle de «restite unmixing» (White et al., 1999). Cependant, des études pétrologiques et géochimiques ont montré que la plupart des enclaves observées dans les magmas de type S sembleraient être des xénolithes qui correspondraient à des fragments de roches moins profondes que la source potentielle des granites, recoupées et incorporées lors de la mise en place, plutôt que des restites de la zone source (Maas et al., 2001). Clemens et al. (1997) ont en outre démontré que les magmas granitiques peuvent potentiellement avoir une grande capacité de dissolution des restites durant leur ascension.

Plusieurs mécanismes entraînant la formation de magmas granitiques peralumineux ont donc été proposés. Les granites peralumineux représentent de faibles proportions des suites granitiques métalumineuses formant de larges plutons ou batholithes. Ils seraient produits par cristallisation fractionnée à partir de magmas métalumineux (Zen, 1988) ou hybridation par assimilation de roches sédimentaires alumineuses durant la mise en place (Ugidos & Recio, 1993). Des granites peralumineux subsolvus pourraient résulter d'une altération de granitoïdes peralumineux ou métalumineux (Martin & Bowden, 1981). Cependant, ces mécanismes de formation ne suffiraient pas pour expliquer la formation de larges volumes de magmas peralumineux (Barbarin, 1996). L'anatexie d'une source pélitique, de roches sédimentaires immatures comme les arkoses et les graywackes ou bien encore d'un orthogneiss semble être un moyen de production beaucoup plus efficace.

Les études expérimentales de fusion de basalte ont néanmoins montré que des magmas peralumineux peuvent être obtenus par fusion d'une source métalumineuse (Helz, 1976). Il apparaît donc que la génération de magmas peralumineux dépendrait plutôt des conditions d'anatexie que de la composition de la source.

Les granitoïdes de type CPG et MPG sont communément visibles dans les mêmes chaînes orogéniques. Chappell & White (1992) ont suggéré que les leucogranites à deux micas de la «Lachlan Fold Belt» représentent la fraction la plus «évoluée» des granites de type S. Cependant, dans la chaîne varisque où les

leucogranites sont beaucoup plus abondants, ceux-ci sont très nettement séparés des granites à cordiérite. Ces deux types de granites peuvent donc se mettre en place dans le même contexte géodynamique, à partir de la même source, mais ils appartiennent à des suites magmatiques distinctes. Barbarin (1996) a en effet montré que les CPG sont dispersés à travers les chaînes orogéniques alors que les MPG se retrouvent le long des cisaillements et des chevauchements (à l'exemple de la zone sud-armoricaine) et a de plus proposé un modèle pétrogénétique pour ces deux types de granitoïdes (Fig. I-6). La fusion partielle est déclenchée par l'addition de chaleur provenant de l'intrusion de magmas mantelliques pour les granitoïdes de type CPG, entraînant une fusion anhydre, alors que l'addition d'eau engendrée par la présence de failles d'échelle crustale va faciliter la fusion partielle hydratée dans le cas des MPG.

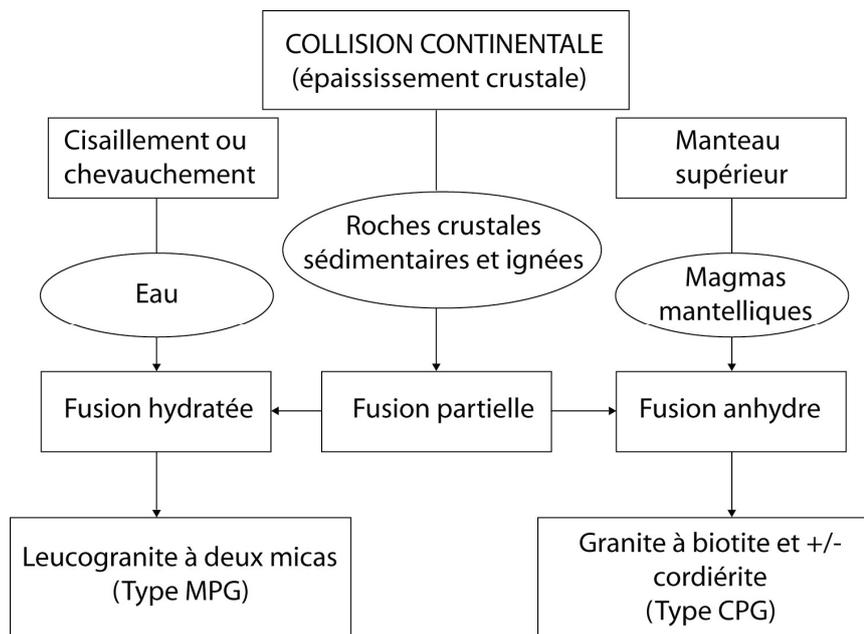


Figure I-6 : Modèle pétrogénétique pour les granites peralumineux de type CPG et MPG (D'après Barbarin, 1996).

Les granites métalumineux et calco-alkalins représentent un second ensemble de granitoïdes présents dans les zones de convergences. Barbarin (1999) distingue les types KCG (« K-rich Calc-alkaline Granitoids ») et ACG (« Amphibole-bearing Calc-alkaline Granitoids »). Ces deux types de granites ont une origine mixte mantellique et crustale. En comparaison des granites peralumineux, ces deux types contiennent de l'amphibole, du pyroxène, de la titanite et de la magnétite. Ils montrent une présence abondante d'enclaves mafiques de tailles pluri-métriques mais jamais de nature restitique. Les granodiorites riches en amphibole et les tonalites, qui correspondent au type ACG, forment de vastes batholithes et sont symptomatiques des orogènes liés à la subduction. Ils sont en effet très représentés dans la cordillère des Andes. Les granitoïdes de type I de la « Lachlan Fold Belt » appartiennent aussi

à ce type (Chappell & White, 1992). La cristallisation fractionnée ou les mélanges de magma permettent la différenciation de ce type de granite. Le type KCG contient très rarement de l'amphibole mais montrent très souvent la présence de feldspath potassique porphyroclastique et les enclaves y sont abondantes. Cependant, les enclaves peuvent être de nature magmatique mafique (moins abondantes que dans le type ACG) ou restitiques. Les processus de différenciation invoqués sont la cristallisation fractionnée ou le mélange de magma. Ce type de granite, aussi appelé « sub-alcalins ou shoshonitique » par Lameyre et al., 1980, est très abondant dans les orogènes comme dans le Massif Central.

La classification des granitoïdes repose donc à la fois sur leur composition mais aussi en partie sur la nature de leur source. Plusieurs outils coexistent et sont utilisés pour l'identification de cette dernière, tels que la pétrologie, la géochimie des éléments en traces ou isotopiques comme par exemples les couples Sm-Nd ou Rb-Sr. En outre, la typologie et la composition chimique du zircon (Pupin, 1980) peut fournir des informations sur son origine et ses conditions de croissance (cf. chapitre 3). Barbey et al. (1995) ont ainsi utilisé cette méthode pour investiguer les relations entre migmatites et leucogranite dans le cas de Manaslu (chaîne himalayenne), ils ont pu montrer que les migmatites n'étaient pas la source de ce granite. Les liens génétiques entre des granites et les formations ortho et para-dérivées environnantes (Williams, 1992 ; Keay et al. 1999 ; Fiannacca et al., 2008) ont pu être précisés grâce au traçage de la distribution de l'héritage des zircons des formations encaissant le granite.

III. Génération de la croûte continentale et importance du plutonisme granitique

Durant l'Archéen, l'observation de la grande abondance de roches magmatiques dans les formations de type « Greenstone belts », a fourni un certain nombre d'éléments pour modéliser le développement de la croûte continentale. En premier lieu, des points de vue très divergents cohabitent sur le taux de croissance crustale. Certains auteurs argumentent une croissance épisodique depuis l'Eo-archéen (Taylor & McLennan, 1985 ; McLennan & Taylor, 1991 ; Condie, 1998 ; 2000 ; Condie et al., 2008), alors que d'autres suggèrent que la plus grosse partie de la croûte continentale a été formée avant 3 Ga (Armstrong, 1991) puis a depuis été recyclée dans le manteau (Dimroth, 1985 ; Nielson et al., 2002 ; Arndt, 2004) (Fig. I-7, I-8, I-9).

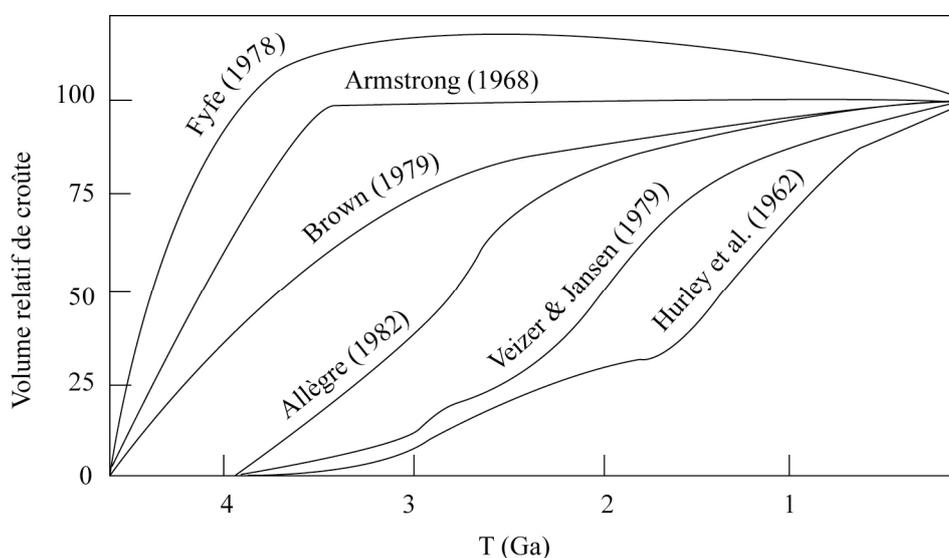


Figure I-7 : Compilation de quelques modèles de croissance crustale continentale (D'après Bowring & Housh, 1995).

Un évènement majeur de formation de croûte continentale s'est déroulé aux environs de 2.7 Ga. Il est caractérisé par la création d'un volume notable de croûte juvénile et/ou par une forte empreinte thermique, reconnue sur tous les continents, qui ont affectée la croûte préexistante. Plusieurs pics d'extension plus régionale sont aussi connus à 2.5 Ga en Inde et Asie, 2.1 Ga en Afrique de l'Ouest et Amérique du Sud, et 1.8-1.9 en Amérique du Nord, Australie et Chine (Fig. I-9 ; Abouchami et al., 1990 ; Boher et al., 1992 ; Condie, 1998 ; Arndt, 2004 ; Condie et al., 2008). Ceci suggère l'existence de périodes tectoniquement très actives, reliées aux pics, intercalées de périodes relativement statiques (en particulier de subduction), ce que signalerait aussi l'enregistrement isotopique de carbone global (Eriksson et al., 2004). Condie (1998) a souligné les volumineuses mises en place de magmas juvéniles durant l'Archéen (36%) et le Paléoproterozoïque (39%) (Fig. I-10).

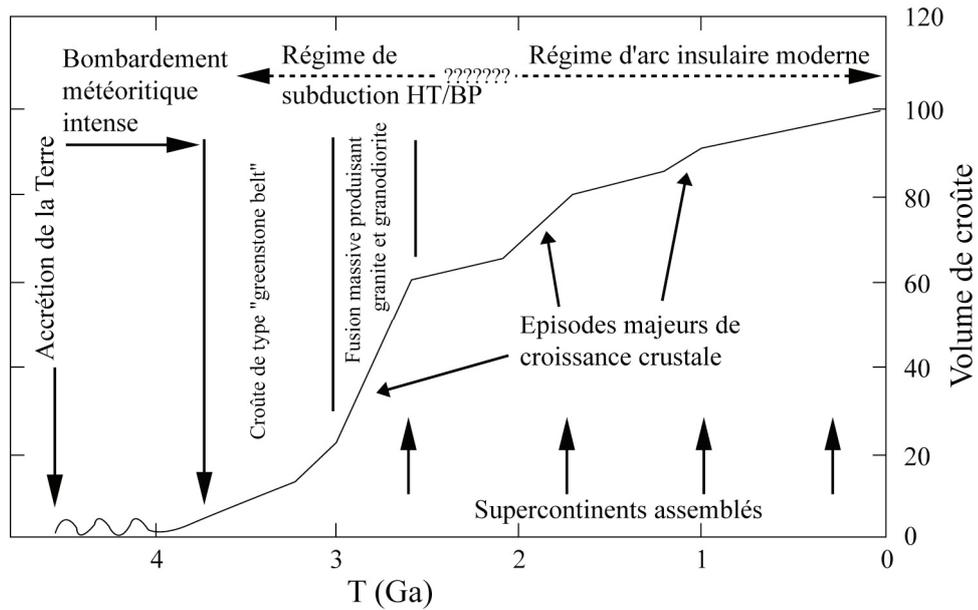


Figure I-8 : Modèle d'évolution de la croissance crustale (D'après Taylor & McLennan, 1985).

Les investigations géochimiques menées dans les « Greenstone Belt » archéennes révèlent une grande diversité de roches magmatiques, qui contraignent différents types de source, de processus pétrogénétiques et d'environnements tectoniques (Arndt, 1994 ; Polat & Kerrich, 2001 ; Wyman et al., 2002 ; Polat et al., 2002 ; 2004).

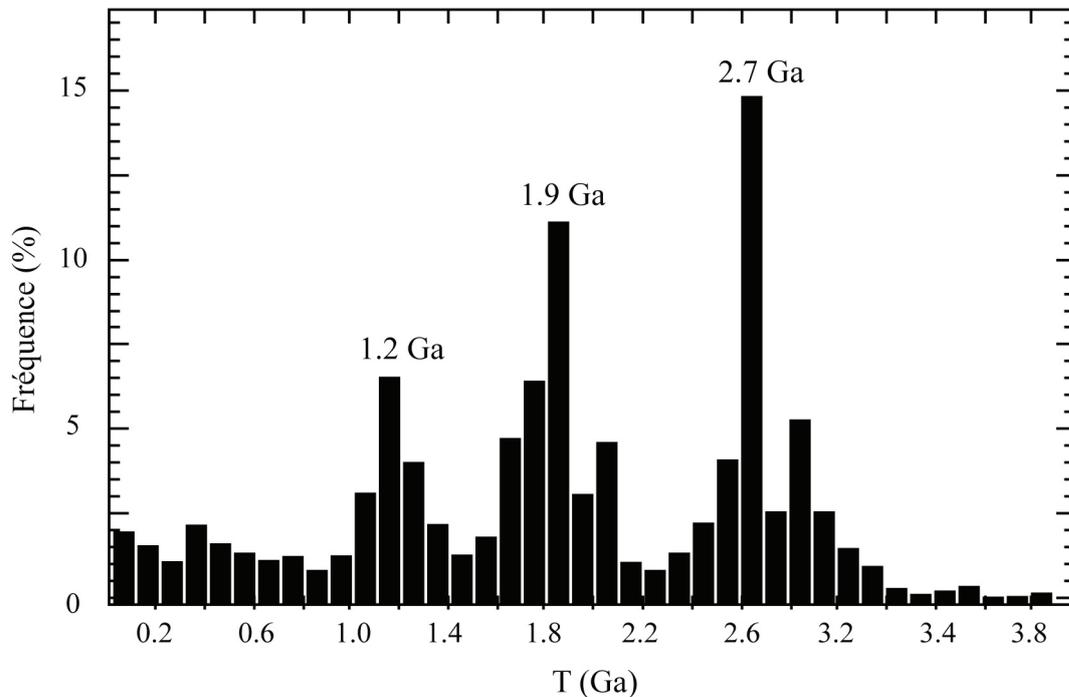


Figure I-9 : Distribution des âges U-Pb sur zircon (D'après Condie, 1998).

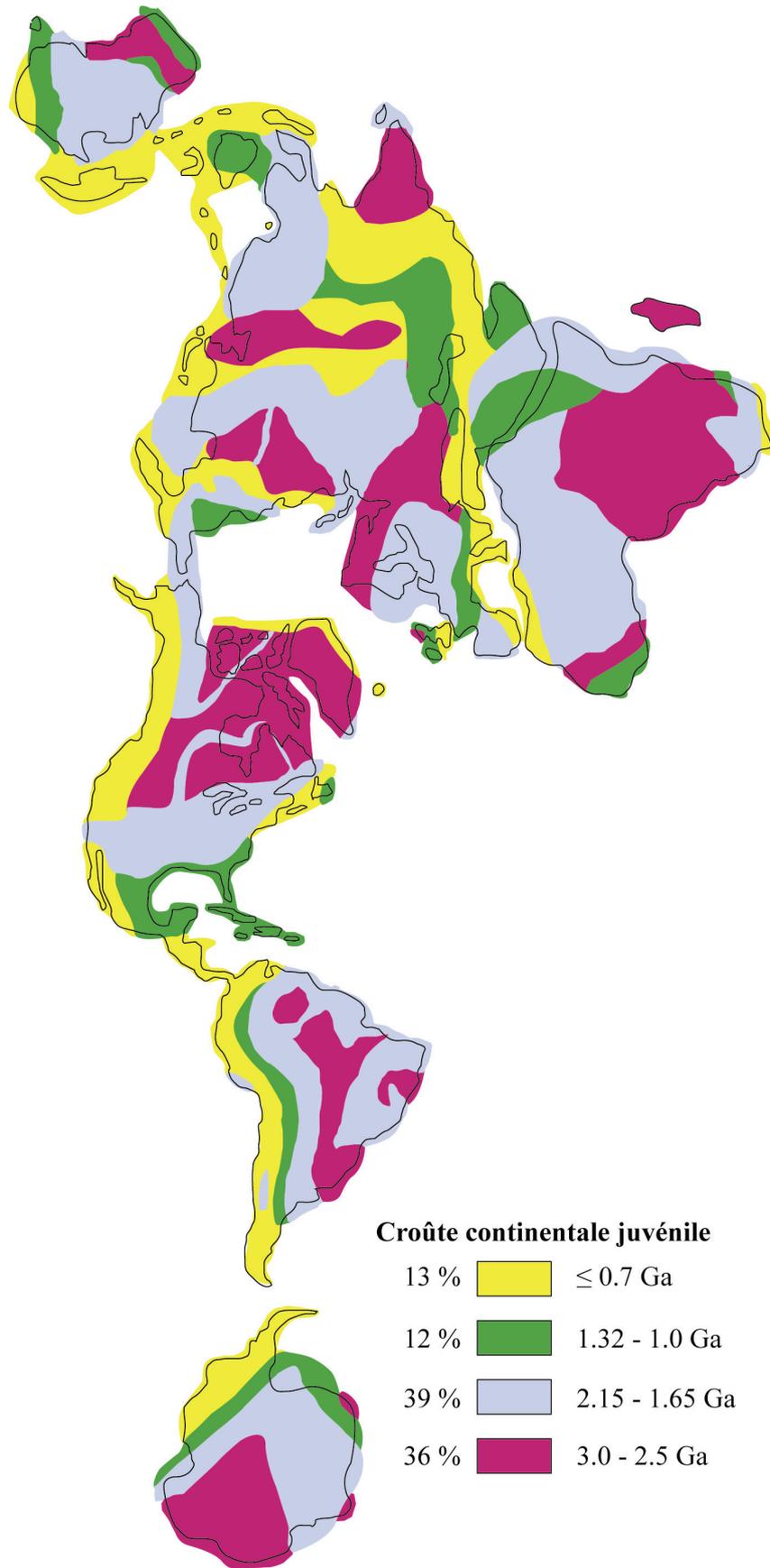


Figure I-10 : Age de la croûte continentale juvénile (D'après Condie, 1998).

La croûte juvénile provient de la fusion mantellique au niveau des zones de subduction (Dewey & Horsfiel, 1970 ; Ringwood, 1974) ou des panaches en domaines intraplaques ou continentaux (Malloé, 1982 ; Kröner & Layer, 1992 ; Stein & Hoffman, 1994). Une plus forte activité mantellique a été identifiée à l'Archéen et au Paléoprotérozoïque (Campbell et al., 1989 ; Reymer & Schubert, 1984 ; Eriksson & Catuneanu, 2004). Les panaches mantelliques apportent à la fois des magmas qui sous-plaquent (et donc comme vu précédemment, permettent la fusion de roches crustales) mais aussi se mettent en place dans ou en surface de la croûte (ex. des provinces volcaniques type Trapps) alors que les mouvements horizontaux des plaques génèrent la part plus notable de matériels volcano-plutoniques dans les marges actives et les rides médio-océaniques (Fisher & Schmincke, 1984). Dans les cratons de Pilbara (Australie) et Indien, un diapirisme granitique à grande échelle a été mis en évidence (Chardon et al., 1998 ; Hickman & Van Kranendonk, 2004 et références incluses), associé à une tectonique verticale (modèle de la sagduction).

Les données sur le craton Nord Américain font apparaître d'autres processus comme celui de l'interaction entre un panache mantellique et un système d'arc lié à la subduction (Dostal & Mueller, 1997 ; Mueller & Mortensen, 2002, Daigneault et al., 2004). Le craton du Yilgarn, montre un rift daté à 2.7 Ga rapidement rempli de basaltes et de komatiites, puis vers 2670 Ma l'initiation d'une phase de subduction évoluant ensuite vers une collision continentale, avec le développement d'une déformation régionale et suivie d'un plutonisme granitique très développé (Mueller & Nelson, 2004 et références incluses).

Le mode de mise en place des roches granitiques, qui constituent un des composants majeurs des terrains archéens, est encore controversé. Pour certains auteurs, cette mise en place (au cours de l'Archéen) se ferait par le biais de processus diapiriques (Hickman, 1984 ; Collins et al., 1998), tandis que pour d'autres, il s'effectuerait par le biais de champs de déformation induits par le régime tectonique, durant la compression (De Wit et al., 1987 ; Bickle et al., 1993), durant l'extension (Zegers et al., 1996) ou une tectonique décrochante (Zegers et al., 2001 ; 2004). La formation de larges volumes de suite de Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite (TTG) constitue l'ingrédient essentiel de la formation de croûte continentale durant l'Archéen (Zegers et al., 2004). Les TTG sont généralement considérés comme le résultat de la fusion partielle de basalte hydraté et du recyclage de la base de croûte mafique enfouie dans le manteau lithosphérique. Deux environnements géodynamiques sont considérés comme propices à leur formation : (i) subduction peu profonde d'une lithosphère océanique chaude (Martin & Moyen, 2002) ou (ii) différenciation crustale *in situ* et délamination (Anderson, 1979 ; Kröner, 1985 ; Zegers & Van Keken, 2001). De larges volumes de granitoïdes (granite, monzogranite, granodiorite et syénite) se forment par fusion des TTG et se mettent ensuite en place sous forme de larges laccolithes.

IV. Bilan

Les processus de génération et de mise en place des granites, tout en restant complexes et encore sujets à débats, font l'objet de consensus sur les points suivants :

- i) les magmas granitiques proviennent de la fusion partielle de matériaux profonds d'origine crustale ou mantellique.
- ii) dans les orogènes, les granitoïdes sont issus de la fusion de la croûte inférieure.
- iii) durant l'ascension de ces magmas, ils peuvent inclure des matériaux provenant de l'encaissant ou bien de formations proches de leur source.

Les granitoïdes constituent donc un moyen efficace pour reconnaître la nature de la croûte moyenne et inférieure. Un caractère remarquable des granites issus de la fusion crustale est l'occurrence de zircons hérités souvent au cœur des zircons néogènes. Les paramètres physico-chimiques qui permettent la conservation de ces zircons au sein d'un bain silicaté seront discutés dans le chapitre 3. Cette caractéristique se révèle pouvoir être utilisée comme un outil d'investigation efficace pour tracer la source des magmas granitiques.

Le chapitre suivant expose l'état des connaissances sur le socle Ouest européen et les segments français de la chaîne varisque dont quelques formations vont être étudiées au cours de ce travail.

Chapitre 2

Le socle Ouest Européen

Chapitre 2

Le socle Ouest Européen

Ce chapitre fait le point sur les principaux épisodes ante mésozoïques reconnus qui ont conduit à la structuration du socle Ouest Européen. Ce socle, principalement composé de formations issues du cycle varisque, contient néanmoins des témoins de formations plus anciennes (terrains affleurants, enclaves ou bien encore minéraux reliques) dont il convient d'effectuer le recensement. Bien que nombreuses, les données géochronologiques obtenues par la méthode Rb/Sr ne seront pas prises en compte ici du fait des incertitudes entachant les résultats obtenus par cette méthode.

I. Les évènements ante-varisques

En Europe de l'Ouest, les formations ante-varisques sont très discrètes au regard des bassins sédimentaires mésozoïques et cénozoïques et des massifs varisques. Cependant, des reliques de croûte continentale plus anciennes sont connues, soit à l'affleurement comme dans le domaine Nord armoricain soit sous forme de croûte recyclée traçable par la géochimie Nd-Sm (Ben othman et al, 1984a & b ; Michard et al., 1985 ; Peucat et al., 1988 ; Simien, 1998) ou la présence de zircons hérités (Peucat et al., 1981 ; 1982 ; Guerrot et al., 1989 ; Gebauer et al., 1989 ; Alexandrov et al., 2000).

I.1 L'Archéen et le Paléoprotérozoïque

La présence de reliques d'Archéen et de Paléoprotérozoïque a déjà été reconnue en France. Les témoignages de formations archéennes ne se retrouvent plus que grâce à la présence de zircons hérités dans des formations néoprotérozoïques ou paléozoïques. Dans le gabbro de La Flotte, dans le Limousin, Lafon (1986) a révélé la présence de zircons à 2.89 Ga. Des zircons de 2.9 Ga, 2.76 Ga et 2.6 Ga ont de plus été datés par sonde ionique dans des sédiments du Cambrien moyen et de l'Ordovicien inférieur du Sud de la Montagne Noire (U/Pb sur zircon, Gebauer et al., 1989). Dans des formations ordoviciennes orthodérivées des Pyrénées orientales et de la Montagne Noire, Cocherie et al. (2005a) ont obtenu des âges hérités archéens à 3.5 Ga, 2.8 Ga et 2.5 Ga, ainsi qu'un âge paléoprotérozoïque à 2 Ga (U/Pb sur zircon). Une autre étude sur une métadacite de la Montagne Noire a, là aussi, fournie un âge hérité à 2.83 Ga (U/Pb sur zircon, Lescuyer & Cocherie, 1992). En Corse, les zircons

des granites Mg-K viséens présentent aussi des âges hérités à 2.5 et 2.8 Ga (Paquette et al., 2003).

Une éclogite du complexe de Champtoceau, dans le massif Sud Armoricaïn, a livré un âge hérité à 2208 ± 39 Ma (U-Pb sur zircon ; Peucat et al., 1982). Dans le Massif Central, Alexandrov et al. (2000) ont souligné la présence d'âges hérités à 1.9 Ga dans le granite de Blond (Limousin, U/Pb sur zircon). Dans le Limousin, des orthogneiss ont aussi révélé des âges paléoprotérozoïques (1.8 à 2.1 Ga ; U/Pb sur zircon ; Alexandre, 2007). Pin (1981) a de plus souligné la présence de zircons hérités à 1.9 Ga dans le granite du Pinet et à 1.7 Ga dans l'orthogneiss de Marvejols (U/Pb sur zircon). Dans les Pyrénées, un méta-leucogranite et un méta-microgranite ont fourni des âges hérités à 2 Ga (U/Pb sur zircon ; Cocherie et al., 2005a). Des zircons hérités datés à 2092 Ma et 2029 Ma ont de plus été observés dans le tuf (limite Trias / Jurassique) de Ségalas (U/Pb sur zircon ; Rossi et al., 2003). Cependant, ces zircons recyclés qui contiennent des reliques anciennes, témoins indirectes d'évènements paléoprotérozoïques, ne constituent pas les seuls indices de la préexistence de formations ante-varisques en France.

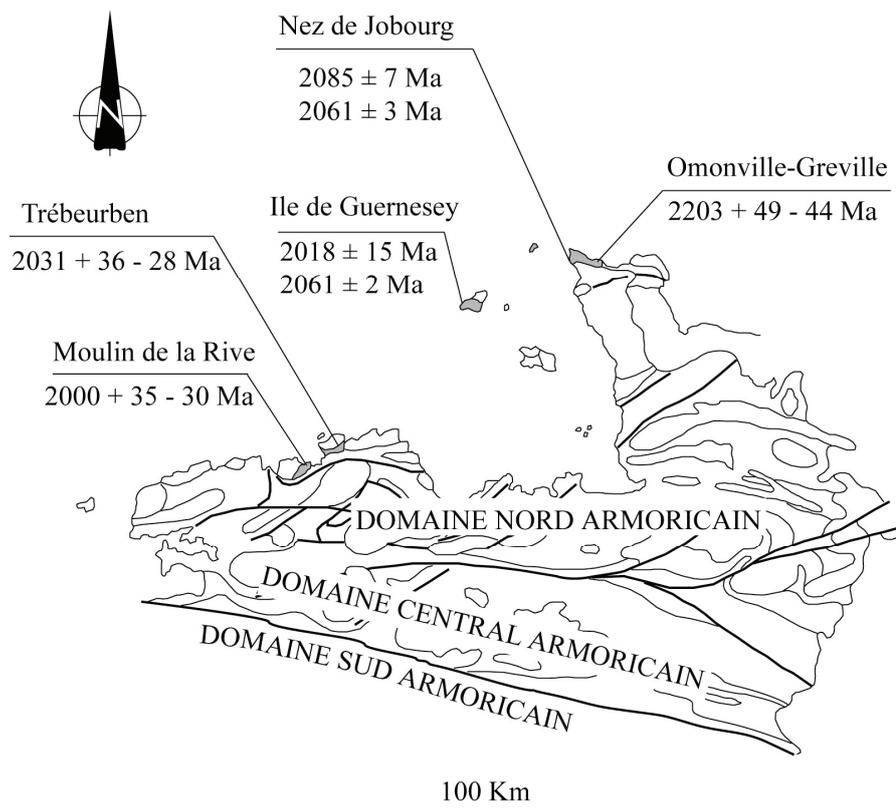


Figure II-1 : Distribution des reliques du socle icartien dans le massif Nord Armoricaïn (D'après Calvez & Vidal, 1978 ; Auvray et al., 1980 ; Piton, 1985 ; Dupret et al., 1990 ; Samson & D'Lemos, 1998 ; Inglis et al., 2003). Les âges U/Pb présentés ont été obtenus par la méthode U/Pb sur zircon (Références dans le texte).

En effet, dans le domaine Nord du massif Armoricaire, affleurent, au sein de formations d'âge néoprotérozoïques, des roches plus anciennes datées du Paléoprotérozoïque. Ces formations appartiennent au socle icartien (Fig. II-1 ; Adams, 1976 ; Calvez & Vidal, 1978 ; Auvray et al., 1980 ; Vidal et al., 1981). L'orthogneiss de Trébeurden, dans le Trégor, de composition granodioritique à quartz-dioritique est daté à $2031 \pm 36 / -28$ et $2000 \pm 35 / -30$ Ma (U/Pb sur zircon, Auvray et al., 1980). Sur l'île de Guernesey, les orthogneiss d'Icart ont fourni des âges à 2018 ± 15 Ma (U/Pb sur zircon, Calvez & Vidal, 1978) et 2061 ± 2 Ma (U/Pb sur zircon, Samson & D'Lemos, 1998). L'orthogneiss de Culeron (près de La Hague) a quant à lui été daté à 2061 ± 3 Ma (Inglis et al., 2003).

Dans le golfe de Gascogne, une granulite draguée dans le golfe de Gascogne (témoin de la croûte inférieure européenne exhumée au Crétacé lors de l'ouverture de l'Atlantique Nord) a fourni des âges de protolithe à 2.7 Ga et 2.0 Ga (U/Pb sur zircon, Guerrot et al., 1989).

I. 2 Les âges néoprotérozoïques

Selon Gebauer et al. (1989), les âges grenvilliens caractériseraient le continent de Laurussia et leur absence serait caractéristique du Gondwana. La multiplication des datations U-Pb sur zircon ces dernières années a amené à revenir sur cette assertion. Des âges reliques autour de 1 Ga sont maintenant observés avec une certaine fréquence au sud de la suture éovarisque, notamment dans le NO de l'Espagne (Fernández-Suárez et al., 2000). En outre, quelques zircons hérités ont donné des âges «tardi-grenvilliens» aux environs de 1 Ga. Les tuffs de Ségala (magmatisme mésozoïque) montrent par exemple des zircons hérités à 914 et 817 Ma (U/Pb sur zircon (SHRIMP) ; Rossi et al., 2003). La présence de zircons hérités à 1046 ± 34 Ma, 1016 ± 30 Ma et 1033 ± 22 Ma dans des méta-granites de la Montagne Noire et des Pyrénées orientales, (SHRIMP ; Cocherie et al., 2005a ; Castiñeiras et al., 2008), ainsi qu'en Corse à 1012 ± 34 Ma (Rossi et al., 1992) constitue de nouveaux exemples.

Des fragments de la chaîne panafricaine sont connus des deux côtés de l'espace Nord Atlantique et s'étendent depuis la côte Est du continent Nord américain jusqu'au massif de Bohême en Europe Centrale (Strachan & Taylor, 1990 ; Nance & Murphy, 1996). Une des portions les plus étudiées de cette chaîne se situe au Nord du massif Armoricaire, il s'agit du bloc cadomien (Fig. II-1 et II-2). Très peu affecté par l'épisode varisque, ce bloc continental est composé de roches néoprotérozoïques, dont les âges s'échelonnent entre 620 et 540 Ma (Briovérien), et qui surmontent localement un socle composite icartien (cf. I.1) de 2 Ga et pentévrien (750 Ma) (Egal et al., 1996 et références incluses). Le bloc cadomien du domaine Nord armoricaire est séparé au Sud du domaine central armoricaire par le Cisaillement Nord Armoricaire. Cinq unités y ont été définies (Fig. II-2 ; Auvray et al., 1980 ; Brown, 1995 ; Egal et al., 1996 ; Strachan et al., 1996 ; Chantraine et al., 2001) :

- l'unité du Trégor, très peu déformée durant l'orogénèse cadomienne et composée d'un complexe volcano-plutonique (le batholithe du Nord Trégor)

d'affinité mixte crustale et mantellique (Auvray et al., 1980 ; Guerrot, 1989 ; Egal et al., 1996).

- l'unité de Saint-Brieuc, qui exhibe une série magmatique juvénile composite déformée et métamorphisée (BP-HT) durant le raccourcissement d'un segment de croûte préalablement amincie (Hébert et al., 1997).
- l'unité de Guingamp, composée de migmatites et de leucogranites de protolithe inconnu.
- l'unité de Saint-Malo, qui présente des formations métasédimentaires partiellement fondues et déformées autour d'un dôme migmatitique (Martin, 1980).

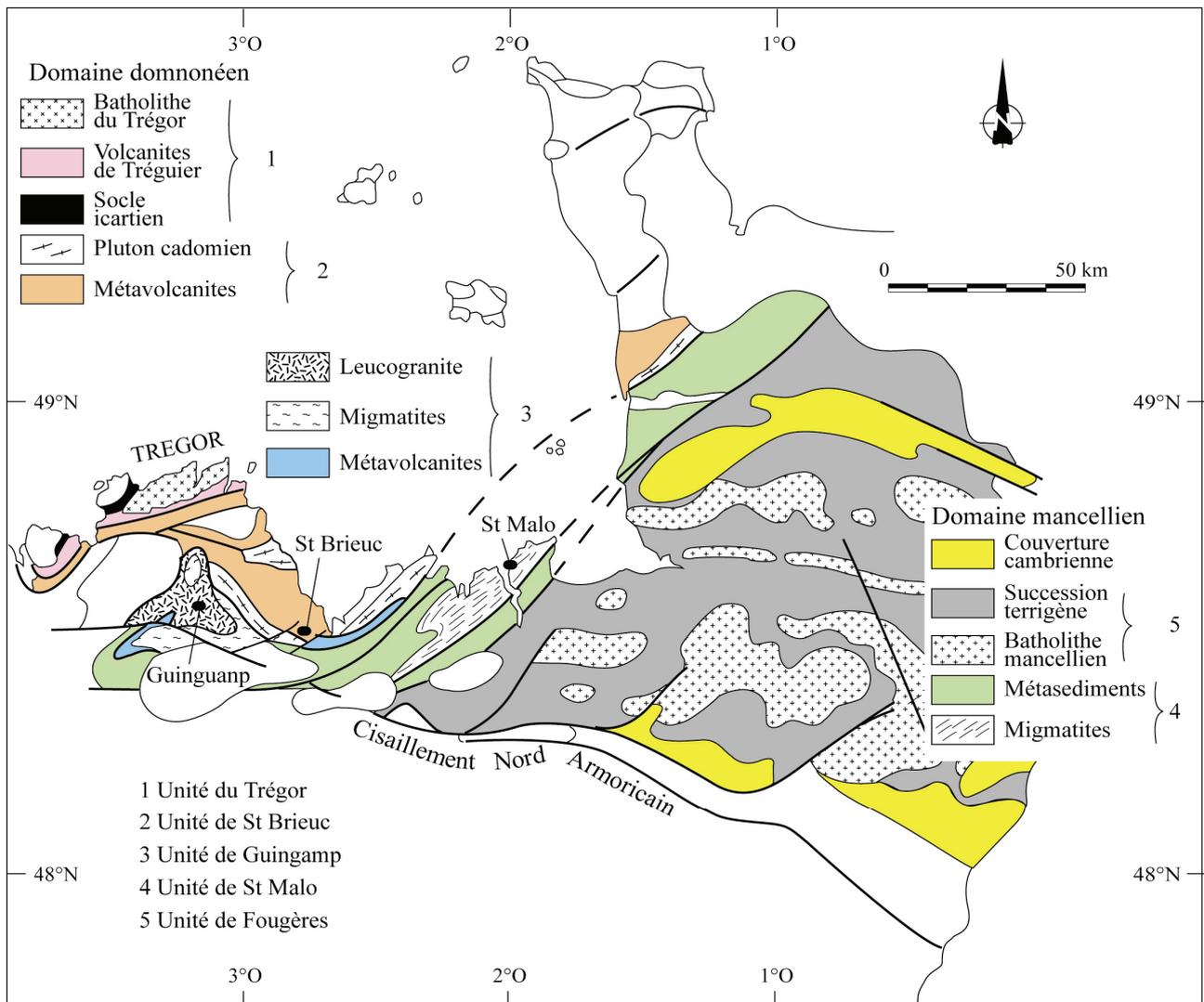


Figure II-2 : Le segment Nord armoricain de la chaîne cadomienne (Modifiée d'après Chantraine et al., 2001).

- l'unité de Fougères, qui présente une épaisse succession terrigène peu déformée et recoupée par le batholithe Mancellien d'origine crustale.

Ces unités tectoniques sont séparées par des failles majeures liées à l'évolution tectonique cadomienne (épaississement crustale ou accréation latérale) qui ont été réactivées durant l'orogénèse varisque.

Les données géochronologiques sont nombreuses dans le domaine cadomien, seuls quelques exemples caractéristiques sont fournis ci-après.

L'unité du Trégor comprend les fragments de socle icartien. Le batholithe du Nord Trégor, qui a été datée à $615 \pm 13 / -7$ Ma (Graviou et al., 1988), est constitué de magmas d'origine crustale (Guerrot, 1989 ; Egal et al., 1996). En résumé, cette unité correspond à un complexe volcano-plutonique d'affinité crustale, mis en place autour de 615 Ma dans la croûte continentale icartienne (≈ 2000 Ma) (Chantraine et al., 2001).

L'unité de St Briec est composée de plusieurs formations accolées, ayant subi un métamorphisme s'accroissant du Nord vers le Sud, avec plus particulièrement une succession volcano-sédimentaire de type arc datée à 610 ± 9 Ma (Pb/Pb sur zircon ; Egal et al., 1996), une suite volcanique bimodale de type rift datée à 588 ± 11 Ma (Pb/Pb sur zircon ; Egal et al., 1996), des intrusions plutoniques granodioritiques et gabbrodioritiques mises en place entre 590 et 580 Ma (Vidal et al., 1974 ; Strachan et al., 1996 ; Egal et al., 1996) et enfin d'orthogneiss interprétés comme des reliques d'un socle plus ancien. En effet, ces formations, appelées « socle pentévrien », révèlent la présence d'un socle éo-cadomien, probablement lié au fonctionnement d'un arc précoce aux environs de 750 Ma (Thiéblemont et al., 1999). L'orthogneiss de Port Morvan a livré un âge à 746 ± 17 Ma (Pb/Pb sur zircon, Egal et al., 1996), 755 ± 1 et 746 ± 1 Ma (Samson et al., 2003). Samson et al. (2003) ont, de plus, souligné le caractère juvénile de ces formations qui sont caractérisées par des valeurs élevées de ϵ_{Nd} et ϵ_{Hf} . Des galets du conglomérats de Cesson ont en outre fourni des âges compris entre 667 et 635 Ma (U-Pb sur zircon ; Guerrot & Peucat, 1990 ; Samson et al., 2003).

L'unité de Guingamp est constituée de migmatite, dont le protolithe semble être de type métagreywacke (Chantraine et al., 2001), d'un leucogranite daté à 533 ± 12 Ma (Pb/Pb sur zircon ; Hébert et al., 1993) et d'un complexe basique à ultrabasique, dont le protolithe a été daté à 602 ± 8 Ma (U/Pb sur zircon ; Guerrot & Peucat, 1990) et 602 ± 4 Ma (U/Pb sur zircon ; Peucat et al., 1981).

L'unité de St Malo comprend une formation terrigène peu métamorphisée, un dôme migmatitique extensif daté à 541 ± 5 Ma (U/Pb sur zircon d'un granite anatectique ; Peucat, 1986) et un leucogranite d'origine crustale daté à 555 ± 16 Ma (Pb/Pb sur zircon ; Egal et al., 1996).

L'unité de Fougères appartient au domaine mancennien et est constituée d'une épaisse succession terrigène recoupée par le batholithe mancennien daté à 540 ± 10 Ma

(U-Pb sur monazite ; Pasteels & Doré, 1982), d'origine crustale similaire à la migmatite de l'unité de St Malo.

Chantraine et al. (2001) ont proposé le modèle d'évolution suivant pour ce segment de la chaîne cadomienne :

- 620 – 600 Ma : subduction à vergence Nord d'un océan séparant un continent Nord (ici représenté par l'arc du Trégor, avec un socle à 2000 Ma) et le Gondwana au Sud, subduction qui entraîne le fonctionnement de l'arc du Trégor.
- 600 – 580 Ma : extension matérialisée par les roches basiques et ultrabasiques de l'unité de St Brieuc.
- 580 – 560 Ma : raccourcissement et inversion du bassin de St Brieuc, avec une déformation importante matérialisée par la mise en place de chevauchements et de décrochements accompagnés d'un métamorphisme s'accroissant du Nord vers le Sud.
- 560 – 540 Ma : migration de la déformation vers le Sud accompagnée par l'exhumation de l'unité de Guingamp et la mise en place des derniers plutons.

D'autres témoins d'un événement néoprotérozoïque ont aussi été mis en évidence à l'extérieur du segment cadomien. Dans le Massif Central, ces témoins sont par exemple l'orthogneiss de Caplongue, daté à 557 ± 12 Ma (U/Pb sur zircon ; Lafon, 1986), celui des Palanges, à 600 ± 10 Ma (U/Pb sur zircon ; Lévêque, 1985) et celui du Mendic, à 608 ± 3 Ma (U/Pb sur zircon ; Lévêque, 1990). Alexandre (2007) a interprété un âge hérité à 617 ± 17 Ma obtenu dans un orthogneiss de l'Unité Inférieure des Gneiss comme l'âge du protolithe (U-Pb sur zircon). Les enclaves de kinzigite de la phonolite miocène de Bournac (Massif Central), témoins «ramonés» de la croûte inférieure varisque, montrent de plus des zircons hérités d'âge pan-africain (Rossi et al., 2006). Dans le massif des Maures, les gneiss migmatitiques des Cavalières ont donné des âges hérités à 630 ± 17 Ma et 612 ± 19 Ma (U/Pb sur zircon ; Moussavou, 1998). Dans les Pyrénées orientales, un méta-leucogranite a fourni un âge hérité à 631 ± 15 Ma, un méta-microgranite à 607 ± 16 Ma, une méta-rhyodacite à 616 ± 16 Ma avec un âge de mise en place à 581 ± 10 Ma (U-Pb sur zircon ; Cocherie et al., 2005a).

I. 3 Le magmatisme cambro-ordovicien

Une intense activité magmatique a affecté la bordure Nord du Gondwana au Paléozoïque inférieur. Les méta-granites, méta-volcanites, témoins de ces événements, sont en effet nombreux et s'étendent depuis la péninsule ibérique jusqu'en Europe de l'Est. Deux pics d'activité ont été mis en évidence (Tableau II-1) : au Cambrien inférieur et à l'Ordovicien inférieur.

Chapitre 2. Le socle Ouest Européen.

| Localisation | Âges (Ma) | Méthode | Références |
|---|--|---------|---|
| Événements Cambrien inférieur | | | |
| <i>Sudètes (complexe de Kaczawa)</i> | 493 - 512 ; 503 ± 3 | U-Pb | Tyszka et al., 2007 ; Kryza & Zalasiewicz, 2008 |
| <i>Massif de Bohême (Teplá)</i> | 513 ± 7 | di | Dörr et al., 1998 |
| <i>Massif de l'Erzgebirge</i> | | | |
| Gneiss gris interne | 541 ± 4 ; 528 ± 6 | U-Pb | Tichomirowa et al., 2001 |
| | 550 ± 7 ; 555 ± 7 | Pb | Kröner et al., 1995 |
| Gneiss rouge | 550 ± 9 ; 554 ± 10 | Pb | Kröner et al., 1995 |
| <i>Alpes orientales</i> | | | |
| Orthogneiss de la nappe de Silvettra | 519 ± 7 ; 526 ± 7 ; 533 ± 4 568 ± 6 ; 532 ± 30 | di | Muller et al., 1995, 1996 |
| Felbertal | 529 ± 18 | U-Pb | Eichhorn et al., 1999 |
| <i>Carpathes</i> | | | |
| Groupe de Lainici-Paius | 567-588 | di | Liégeois et al., 1996 |
| <i>Calabre</i> | | | |
| Massif de la Serre | 549 ± 4 | di | Senesi, 1999 |
| Massif d'Aspromonte | 516 ± 25 ; 562 ± 15 ; 547 ± 7 ; 539 ± 16 ; 526 ± 10 | di | Schenk & Todt, 1989 ; Micheletti et al., 2007 |
| <i>Massif Central</i> | | | |
| Leptynites de vergonzac (Unité Supérieure des Gneiss) | 525 ± 12 | U-Pb | Alexandrov et al., 2001 |
| Diorite de Picades (Aubrac) | 540 ± 15 | di | Pin & Lancelot, 1978 |
| Orthogneiss de Plaisance | 532 ± 13 | di | Ducrot et al., 1979 |
| <i>Massif des Maures (Leptynites)</i> | 548 ± 15 - 7 | di | Innocent et al., 2003 |
| <i>Centre de la péninsule ibérique</i> | | | |
| <i>Batholithe d'Avila</i> | 543 ± 6 ; 544 ± 14 | di | Bea et al., 2003 |
| Événements Cambrien supérieur - Ordovicien supérieur | | | |
| <i>Galice</i> | | | |
| Massif de Malpica-Tuy | 480 ± 2 | di | Santos Zalduegui et al., 1995 |
| Complexe d'Ordenes | 500 ± 2 | di | Abati et al., 1999 |
| <i>Centre de la péninsule ibérique</i> | | | |
| Ollo de Sapo | 468-488 | di | Valverde-Vaquero & Dunning, 2000 |
| Ollo de Sapo | 495 ± 5 ; 483 ± 3 ; 474 ± 4 | U-Pb | Montero et al., 2007 |
| <i>Pyrénées orientales - Montagne Noire</i> | | | |
| Massif du Canigou, Nuria, Roc de France | 461 ± 7 ; 477 ± 4 | U-Pb | Deloule et al., 2002 ; Cocherie et al., 2005a |
| Zone axiale | 450 ± 3 ; 450 ± 6 ; 471 ± 4 | di | Roger et al., 2004 ; Cocherie et al., 2005a |
| <i>Massif Armoricain</i> | | | |
| Orthogneiss de St Mars du Désert, Moëlan, Tréauray | 485 ± 6 ; 485 ± 11 ; 466 ± 12 | di | Références dans Jegouzo et al., 1986 |
| Unité de Cellier | 481 ± 6 | di | Ballèvre et al., 2002 |
| <i>Massif Central</i> | | | |
| Unité Inférieure des Gneiss | 457 ± 23 ; 495 ± 8 | U-Pb | Alexandre, 2007 ; Lafon, 1986 |
| Orthogneiss des Monts du Lyonnais | 467 ± 10 ; 470 ± 9 | di | Feybesse et al., 1995 |
| <i>Sardaigne</i> | | | |
| Orthogneiss | 469 ± 4 ; 464 ± 1 | Pb | Giacomini et al., 2006 |
| Orthogneiss de Tanaunella, Lodé, Lula | 458 ± 7 ; 456 ± 14 ; 474 ± 13 | U-Pb | Helbing & Tiepolo, 2005 |

di : dilution isotopique Pb : Pb-Pb évaporation U-Pb : analyses ponctuelles

Tableau II-1 : Âges U-Pb sur zircon d'orthogneiss de la chaîne varisque européenne (Modifié d'après Micheletti et al., 2007 et Von Raumer et al., 2002).

Chapitre 2. Le socle Ouest Européen.

| Localisation | Âges (Ma) | Méthode | Références |
|----------------------------|--------------------|---------|------------------------------|
| <i>Alpes occidentales</i> | | | |
| Orthogneiss de Thion | 500 ± 4 | di | Bussy et al., 1996 |
| Autres orthogneiss | 438-462 | di | Ref. dans Bussy et al., 1996 |
| Gneiss du massif du Rutor | 460 ± 7 ; 465 ± 11 | di | Guillot et al., 2002 |
| <i>Forêt Noire</i> | | | |
| Gneiss moldanubien | 497 ± 3 ; 506 ± 6 | Pb | Chen et al., 2000 |
| <i>Sudetes</i> | | | |
| Gneiss de Orlica-Snieznick | 495 ± 14 | U-Pb | Turniak et al., 2000 |
| Complexe de Kaczawa | 497 ± 5 ; 486 ± 2 | U-Pb | Kryza & Zalasiewicz, 2008 |
| <i>Massif de Bohème</i> | | | |
| Complexe de Domazlice | 480 ± 9 | di | Glodny et al., 1998 |

Tableau II-1 (suite) : Ages U-Pb sur zircon d'orthogneiss de la chaîne varisque européenne (Modifié d'après Micheletti et al., 2007 et Von Raumer et al., 2002).

En France, les orthogneiss de l'Unité Inférieure des Gneiss dans le Massif Central, de la Lande de Lanvaux dans le Massif Armorica, de la zone axiale des Pyrénées et de la Montagne Noire, ainsi que les porphiroïdes de Vendée, du Rouergue ou de Génis sont autant d'exemples qui témoignent de l'abondance de ce magmatisme.

La signification géodynamique ces événements est encore sujette à discussions. A la fin du Néoprotérozoïque (entre 600 et 542 Ma), la bordure Nord du Gondwana (d'où se détacheront les futurs microcontinents Avalon, Armorica, selon Matte (2001) ; ou bien les microcontinents du Hun Terrane selon Stampfli et al. (2002)) aurait été le siège d'une marge active liée à la subduction de l'océan Iapetus ou Proto-Thethys et identifiée par le magmatisme d'arc continental et par les dépôts volcano-détritiques des bassins arrière-arc (Neubauer, 2002 ; Stampfli et al., 2002 ; Von Raumer et al., 2002 ; 2003).

Les caractéristiques des formations magmatiques cambro-ordoviciennes, de type S (source crustale), I (calco-alcalines) et « Rapakivi » suggèrent en effet ce type d'environnement. Durant la même période, les séries d'Ouarzazate dans l'Anti-Atlas marocain témoignent de la formation d'un bassin arrière-arc (Navidad & Carreras, 2002). Durant le Cambrien, ce bassin arrière-arc aurait évolué à l'Ouest jusqu'à un océan et permettant la séparation de la plaque Avalon (Von Raumer et al., 2003). A l'Est, les microplaques de l'Europe méridionale seraient restées accolées au Gondwana durant le Cambrien et l'Ordovicien inférieur, avec la persistance d'une marge active au Nord et du bassin arrière-arc (Stampfli & Borel, 2002). Les variations sédimentologiques et l'intense activité magmatique caractérisant les formations d'Europe méridionale (Massif Armorica, Massif Central, Alpes, Ibérie, Pyrénées et Montagne Noire, Sardaigne et plus à l'Est jusqu'à la Bohème et les Sudètes) suggèrent leur individualisation de la marge Nord Gondwaniennne (Pin & Marini, 1993 ; Stampfli, 1996 ; Stampfli & Borel, 2002). Les témoins de cette ouverture océanique ordovicienne sont par exemple la présence de formations bimodales, le complexe leptyno-amphibolique dans le Massif Central (Gebauer et al., 1981 ; Pin &

Lancelot, 1982) et l'ophiolite de Chamrousse, dont l'âge à 496 ± 6 Ma (Ménot et al., 1988) suggère l'existence d'un espace océanique à cette période, et rend compte de la séparation des microcontinents européens.

Certains auteurs ont cependant souligné le caractère thermique anormalement «chaud» de l'évènement ordovicien. Fernández et al. (2008) a en effet montré que les magmas à composition ferro-siliceuse ($\text{FeO} > 4\%$, $\text{SiO}_2 > 63\%$) rencontrés dans le complexe de l'Ollo de Sapo (NO Espagne) proviennent d'une fusion pratiquement totale (80 – 90 %) d'une source crustale à très haute température ($1000^\circ\text{C} - 1200^\circ\text{C}$), ce qui suggère, comme environnement géodynamique possible, une zone d'arrière-arc soumise à l'extension, avec la formation des magmas ferro-siliceux suite à la remontée d'un panache mantellique.

II. La chaîne varisque

II. 1 Généralités

La chaîne varisque résulte de l'ouverture puis de la fermeture de plusieurs domaines océaniques, impliquant la présence de plusieurs microcontinents et séparant deux supercontinents, le Gondwana au Sud et la Laurussia au Nord (Matte, 1986 ; 1991). L'évolution de la marge Nord du Gondwana (assemblage des blocs Antarctique, Australie, Arabie, Inde, Afrique et Amérique du Sud) durant le Cambrien conduit à la formation de l'océan Rhéique et à la migration du microcontinent Avalon (cf. paragraphe précédent) (Fig. II-3). Comme l'indiquent les données paléomagnétiques et l'enregistrement biostratigraphique, l'océan Rhéique a pu constituer un large domaine océanique (Robardet et al., 1993 ; Tait et al., 1997 ; Torsvik, 1998). Dans le même temps, l'océan Iapétus, séparant Avalon et Laurentia est entré en subduction sous la Laurentia. Vers 425 Ma, la fermeture de l'océan Iapetus conduit à la collision entre les blocs Laurentia, Baltica et Avalon, ce qui aboutit à la formation du supercontinent Laurussia. Les témoins de cet évènement sont visibles en Europe du Nord et en Amérique du Nord dans la chaîne calédonienne.

Vers 480 Ma, d'autres microcontinents se détachent du Gondwana, les blocs Armorica-Iberia et Bohemia (ou microblocs du « Hun superterran » de Stampfli et al., 2002), conduisant à la formation de l'océan Médio-européen (Matte, 1986). L'existence de ces microcontinents et de l'océan Médio-européen est cependant encore controversée. En effet bien que l'existence d'ophiolites et de roches métamorphiques de haute pression voire ultra-haute pression supportent cette hypothèse, les données paléomagnétiques et biostratigraphiques n'apportent aucun témoignage dans ce sens (Robardet et al., 1993), cela pouvant être dû au fait que cet océan n'était pas très étendu.

Les reliques de roches métamorphiques de haute pression témoignent de la fermeture de l'océan Médio-européen et de sa subduction vers le Nord (sous l'Armorica) entre 430 et 390 Ma.

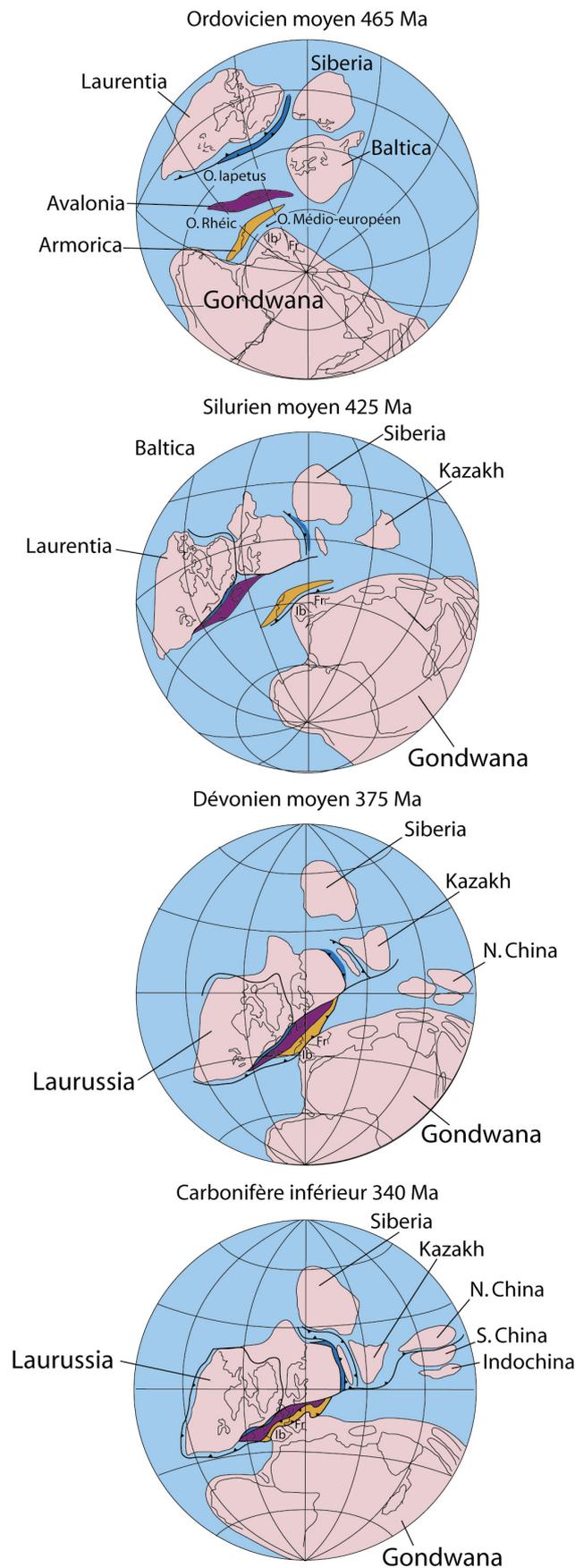


Figure II-3 : Tentative de reconstruction paléogéographique depuis l'Ordovicien moyen (465 Ma) jusqu'au Carbonifère inférieur (340 Ma). (D'après Matte, 2001).

Au Dévonien, intervient la collision entre les blocs continentaux, ainsi que l'amalgamation des derniers blocs continentaux du Gondwana à la Laurussia vers 360 Ma (Matte, 2001). La collision continentale se poursuit jusqu'au Carbonifère moyen, avec la structuration de la chaîne et la mise en place de nappes conduisant à l'épaississement crustal ainsi qu'au métamorphisme des unités enfouies, accompagné d'importants épisodes magmatiques. Les données structurales (Matte, 1986) et géophysiques (Pinet et al., 1987) ont montré des sens de subduction opposés, avec une subduction vers le Sud pour l'océan Rhéique et vers le Nord pour l'océan Médio-européen.

II. 2 Structure de la chaîne varisque européenne.

La chaîne varisque européenne, qui s'étend de la Pologne au Sud du Portugal, dessine une structure sinueuse, avec deux virgations importantes, la virgation ibéro-armoricaine et la virgation de Bohême (Fig. II-4). La reconstruction de la chaîne reste difficile du fait de la tectonique décrochante tardi-orogénique (Arthaud & Matte, 1977 ; Bard, 1997) puis de la surimposition des événements post-permiens comme l'ouverture des grands bassins mésozoïques et cénozoïques, les orogénèses alpines et pyrénéennes ainsi que l'ouverture du golfe de Gascogne et de la mer Méditerranée, qui a induit la dispersion des blocs Corse, Sardaigne et Kabylie.

Il est possible de distinguer trois zones principales au sein de la chaîne européenne :

- la zone méridionale, correspondant au Sud du Massif Central, à une large part de la péninsule ibérique et de la Sardaigne, et caractérisée par d'épaisses séries paléozoïques affectées par une tectonique en décollement. En Espagne, les complexes de Cabo-Ortegal, Ordennes, Bragança et Morais forment la nappe supérieure et contiennent les restes de l'océan Médio-européen, avec des metabasites, des péridotites et des roches de haute pression (granulites et éclogites). L'ensemble de ces séries est limité au Nord et à l'Ouest par la zone de suture Galice / Eo-varisque. Cette suture se retrouverait ensuite en Bohême et dans la zone de cisaillement des Massifs Cristallins Externes suivant une direction NNE-SSW (Ménot et al., 1988 ; Guillot & Ménot, soumis).

- la zone centrale, correspondant au microcontinent Armorica-Ibéria, limitée au Sud par la suture Galice / Eo-varisque marquant la subduction de l'océan médio-européen sous l'Armorica-Ibéria. Au Nord, elle est limitée par la suture marquant la subduction vers le Sud de l'océan Rhéique. Elle est principalement constituée d'un socle d'âge protérozoïque (cadomien) surmonté par des formations sédimentaires paléozoïques peu déformées.

- la zone septentrionale, subdivisée en deux branches, la zone saxo-thuringienne et la zone rhéno-hercynienne. La zone saxo-thuringienne est constituée d'un socle d'âge cadomien surmonté par des séries sédimentaires paléozoïques et séparée de la zone centrale par la suture de Tepla. Cette suture montre des ophiolites

reconnues au cap Lizard en Grande Bretagne (Franke, 1989, Matte et al., 1990 ; Robardet et al., 1993) et s'étend en suivant la virgation ibéro-armoricaine jusqu'au Sud du Portugal au niveau des ophiolites de Beja (Matte, 2002). La zone rhéno-hercynienne est caractérisée par des flyschs syn-orogéniques et une tectonique à vergence Nord, visibles en Cornouailles, dans les Ardennes, dans le Massif Schisteux Rhénan et dans le massif de Harz.

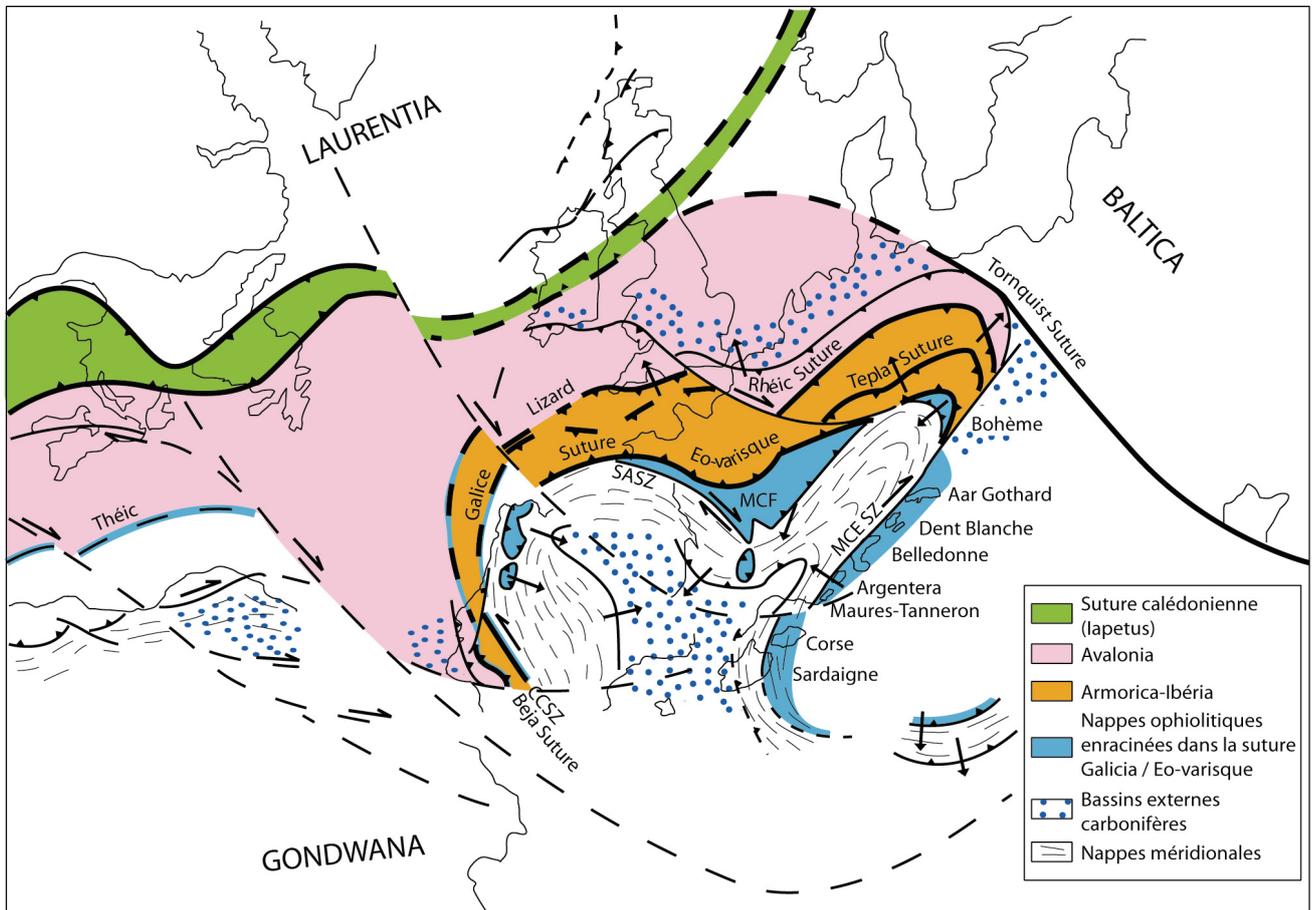


Figure II-4 : Chaîne varisque d'Europe de l'Ouest et d'Afrique septentrionale au Permien moyen (≈ 270 Ma) d'après Matte (2002) et Guillot et al. (soumis). CCSZ : Coïmbra-Cordoba Shear Zone. MCE SZ : Massif Cristallin Externe Shear Zone. SASZ : South Armorican Shear Zone. MCF : Massif Central.

Un des traits majeurs de la chaîne varisque en Europe de l'Ouest est son organisation en éventail, avec des domaines très déformés sur les marges d'un domaine médian peu structuré. Cette disposition pourrait résulter de la variation des pendages initiaux des plans de subduction (Matte, 1986 ; Franke, 1989). Cette structure s'accompagne également d'une zonation métamorphique. Une migration de la déformation dans le temps et dans l'espace est observée depuis les zones internes vers les zones externes.

En France, les formations issues de l'orogénèse varisque auxquelles nous allons nous intéresser dans ce travail sont : le Massif Armoricain et le Massif Central.

Ce sont en effet deux massifs qui présentent la particularité d'avoir été très peu affectés par les événements récents ainsi que d'avoir été très étudiés. Dans ces deux massifs, trois grands domaines paléogéographiques et tectoniques ont pu être reconnus.

II. 2. 1 La marge Nord du Gondwana

La marge Nord du Gondwana correspond au Massif Central et au Sud du Massif Armoricain (Fig. II-4). La structure de ces deux massifs est considérée comme un empilement de nappes crustales syn-métamorphiques (Ledru et al., 1989 ; Colchen & Rolin, 2001 ; Faure et al., 2005 et les références incluses).

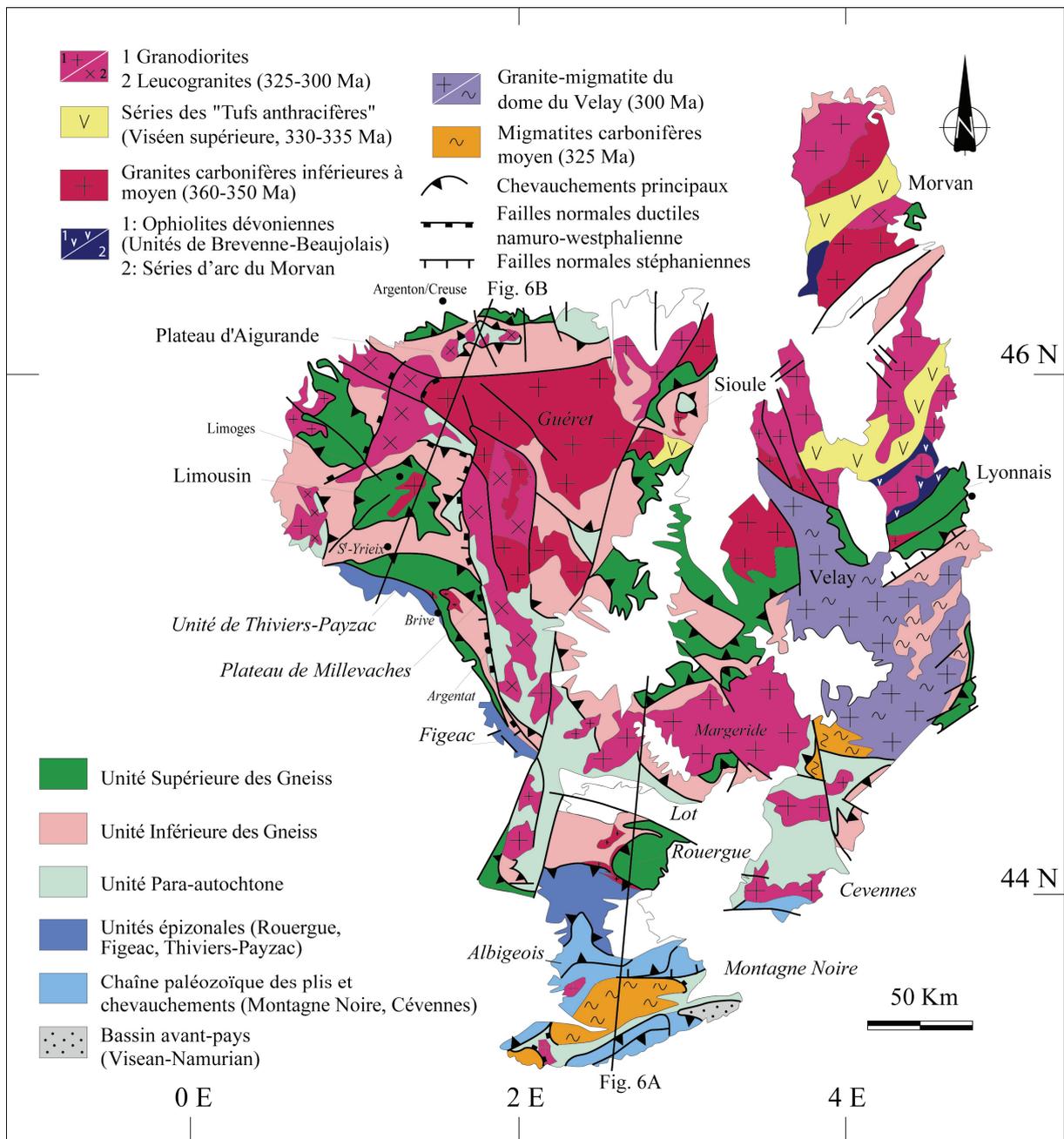


Figure II-5 : Carte structurale du Massif Central (D'après Faure et al., 2005).

Du bas vers le haut (Fig. II-5 et II-6) :

- le bassin d'avant-pays, d'âge viséo-namurien s'étend au Sud du Massif Central. Il est constitué de séries turbiditiques consistant dans la Montagne Noire de flysch contenant des olistolithes kilométriques de roches sédimentaires paléozoïques. En Vendée, un olistostrome tournaïso-viséen affleure avec des cherts et des métapélites d'âge Silurien, mais leur structure n'est pas encore bien contrainte (Colchen & Poncet, 1989).
- la chaîne des plis et chevauchements comprend des séries de plateforme et de marge continentale plus ou moins continues depuis le Cambrien jusqu'au Carbonifère inférieur, très peu métamorphisées et déformées par des plis kilométriques comme dans la Montagne Noire (Arthaud, 1970) mais absents dans le Massif Armoricain.
- l'Unité Para-autochtone (UP) chevauche au Nord les séries sédimentaires paléozoïques et est formée d'une épaisse série de métapélites, de métagrauwackes, de quartzites et, en plus faible proportion, d'argilites et d'amphibolites. Ces formations sont métamorphisées dans les faciès schistes verts et amphibolites et sont recoupées par des granitoïdes alcalins d'âge cambrien inférieur et ordovicien inférieur. L'UP affleure principalement dans les Cévennes, l'Albigeois et en Vendée. Bien que les datations stratigraphiques manquent, un âge néoprotérozoïque à ordovicien est généralement accepté. Dans le Massif Central, une foliation horizontale S1, contemporaine du métamorphisme régional, est issue d'un cisaillement plat synchrone à la tectonique de nappe. Elle est associée à une linéation d'étirement d'orientation NE-SO. Des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole, biotite et muscovite ont apporté des âges compris entre 340 et 330 Ma (Caron, 1994).
- l'Unité Inférieure des Gneiss (UIG) est lithologiquement similaire à l'UP. Les granitoïdes alcalins d'âge Paléozoïque inférieur sont aussi très répandus. Ces formations ont subi un métamorphisme MP/MT. Cette unité montre de plus localement une anatexie datée aux environs de 380 Ma (U/Pb sur zircon et monazite ; Faure et al., 2008a). Dans le massif de Sauviat (Limousin), des reliques de haute pression ont été décrites. Les conditions de pression et températures ont été estimées à un minimum de 1.5 GPa et 700-750°C (Santallier, 1981).
- l'Unité Supérieure des Gneiss (USG) se caractérise par la présence de reliques de haute pression sous forme de boudins d'éclogites et de granulites de haute pression incluses dans des paragneiss migmatitiques, des métasédiments et des orthogneiss (Santallier, 1981 ; Floc'h, 1983 ; Lardeaux et al., 2001). Les éclogites qui montrent localement la présence de coésite comme dans les Monts du Lyonnais ont pu être portées jusqu'à une profondeur de 60 kilomètres ($\approx 2.0\text{-}3.0$ GPa) (Lardeaux et al., 2001). L'éclogitisation a été datée entre 430 et 415 Ma (Pin & Lancelot, 1982 ; Pin & Peucat, 1986). L'USG contient

de plus une association magmatique bimodale connue sous le nom de «complexe leptyno-amphibolique» interprété comme témoin de la phase de rifting ordovicien.

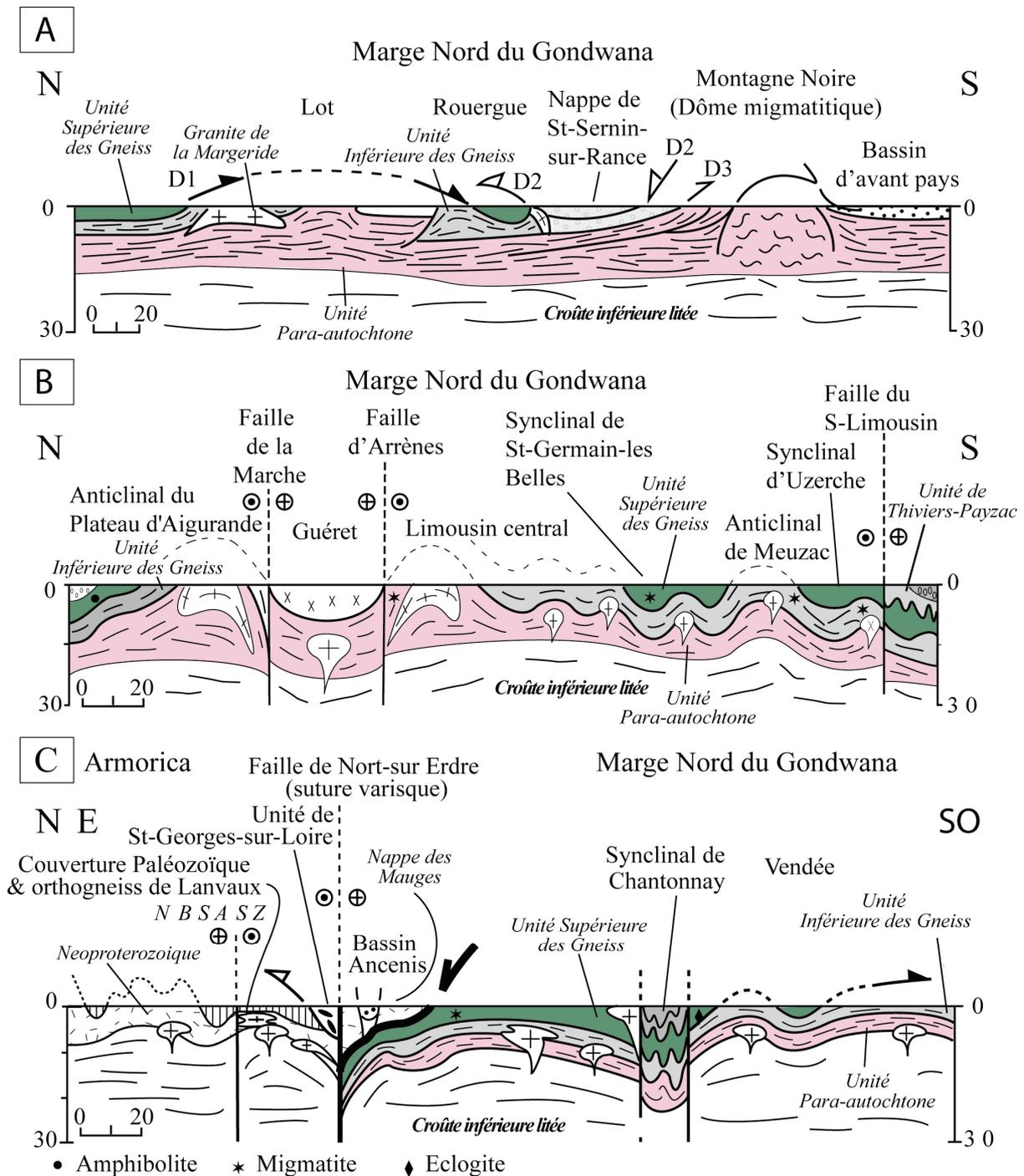


Figure II-6 : Coupes crustales simplifiées du Massif Central (A et B) et du domaine Sud du Massif Armoricain (C) (D'après Faure et al., 2005).

Dans le Massif Central, les rares métagabbros et roches ultramafiques serpentinisées sont considérées comme les restes de l'océan Médio-européen (Dubuisson et al., 1989 ; Matte, 1991). Dans le Massif Armoricain, les metabasites de la Baie d'Audierne et les péridotites serpentinisées sont aussi considérées comme les restes ophiolitiques de l'océan Médio-européen (Ballèvre et al., 1994). Ces formations, ainsi que les schistes bleus du Bois de Céné de l'île de Groix, le complexe de Champtoceaux sont aussi assimilées à l'USG. Les migmatites de l'USG ont été datées à 385 Ma (Rb/Sr sur roche totale; Duthou et al., 1994 ; et U-Pb sur monazite (Datation chimique U-Th-Pb sur monazite ; Cocherie et al., 2005b).

- l'Unité de Thiviers-Payzac (UTP), qui affleure dans le Sud du Limousin et dans le Quercy, constitue l'unité structurale la plus élevée dans le Massif Central et affleure dans le Sud du Limousin et dans le Quercy. En Vendée, elle est présente dans le synclinal de Chantonay (Duguet, 2003). Elle est essentiellement composée de métagrauwackes cambriens, de rhyolites et de quartzites et présente un gradient métamorphique croissant du toit de l'unité vers sa base, passant progressivement d'un métamorphisme dans le faciès des schistes verts au Nord vers le faciès amphibolite au Sud. Son allochtonie a été établie sur la base d'observations structurales et métamorphiques (Floc'h, 1983 ; Roig, 1997 ; Duguet, 2003). Cette unité est, de plus, similaire lithologiquement à l'unité Para-autochtone. L'UTP est séparée au Nord de l'USG par le décrochement polyphasé d'Estivaux dont le fonctionnement précoce sénestre contemporain d'un métamorphisme prograde a été daté à 346 ± 4 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite) (Roig et al., 1996). Un fonctionnement en décrochement dextre dans les conditions rétro-morphiques du faciès des schistes verts est documenté. Selon Roig (1997), ces décrochements sont postérieurs à une tectonique de nappe à vergence NO permettant la mise en place de l'UTP sur l'USG et l'UIG dans des conditions de métamorphisme de type barrovien.
- l'Unité de la Brévenne affleure au NE du Massif Central et consiste principalement en des roches basiques et ultrabasiques (gabbros, basaltes tholéïtiques), acides (rhyolites, trondhjémites) datées à 366 ± 5 Ma (U-Pb sur zircon ; Pin & Paquette, 1998) ainsi que des roches sédimentaires siliceuses (radiolarites, siltites). Cette unité chevauche l'unité supérieure des gneiss et la déformation la caractérisant est d'âge maximum viséen inférieur (Leloux et al., 1999).

L'unité de la Brévenne n'est pas reconnue dans le Massif Armoricain (Faure et al., 2005). La nappe du massif des Mauges, qui comprend des micaschistes néoprotérozoïques recouverts par des formations terrigènes non métamorphiques cambro-ordoviciennes et des épanchements volcaniques acides, chevauchent les roches métamorphiques HP du complexe de Champtoceaux (Fig. II-6C & II-7). La

limite entre la marge Nord du Gondwana et le domaine central armoricain se situe au niveau de la faille de Nort-sur-Erdre.

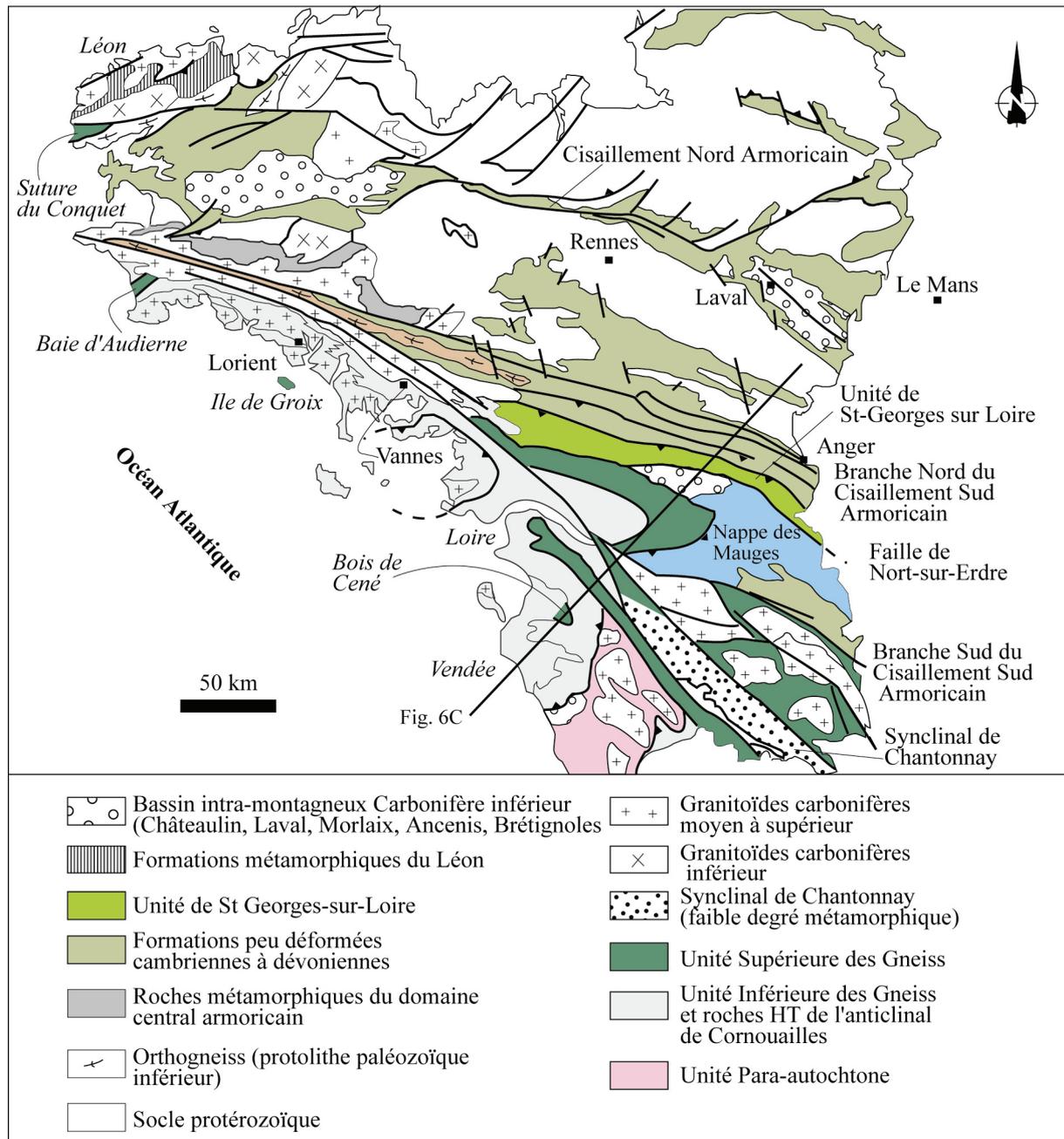


Figure II-7 : Carte structurale simplifiée du Massif Armoricain (D'après Faure et al., 2005 et références incluses).

II. 2. 2 Le domaine central armoricain.

Le domaine central armoricain est séparé au Nord du bloc du Léon par la suture du Conquet et du domaine Nord armoricain par le cisaillement Nord armoricain (Fig. II-6C & II-7). Il est principalement constitué par un socle d'âge cadomien (cf. section I. 2 de ce chapitre) recouvert par des formations sédimentaires

camбриennes à carbonifères inférieures et recoupé par de nombreux granitoïdes carbonifères. Deux sous-domaines sont distingués dans le domaine central armoricain (Rolet et al., 1986) :

- à l'Est près de Rennes et en Basse Normandie, les formations n'ont subi qu'une faible déformation accompagnée d'un métamorphisme de basse à moyenne température durant l'orogénèse varisque.
- A l'Ouest, près de Brest, les formations ont subies une tectonique et un métamorphisme varisque plus important, avec localement un métamorphisme de type amphibolite. Un important événement tardi-dévonien à carbonifère inférieur, connu sous le nom de phase bretonne, a joué un rôle important dans la structuration du domaine central armoricain (Cogné, 1974)

Dans la partie Sud de ce domaine, l'unité de Saint Georges-sur-Loire est constituée d'olistolithes de radiolarites siluriennes, de séries de métapelites dévoniennes, de métagrauwackes, de pillow-lavas, de gabbros et de rhyolites. Ces séries chevauchent au Nord les formations de l'anticlinal de Lanvaux, qui comprend des séries sédimentaires cambro-ordoviciennes et un orthogneiss ordovicien daté à 477 ± 4 (U-Pb sur zircon ; Béchenec et al., 2002). L'unité de St Georges-sur-Loire est interprétée comme un olitostrome d'une sous-unité méridionale d'âge dévonnaise et d'une sous-unité septentrionale terrigène (Cartier et al., 2001). Ces auteurs ont interprété cette unité comme correspondant aux reliques d'un bassin, le rift du Layon séparant l'Armorica d'un arc insulaire, le massif des Mauges.

II. 2. 3 Le domaine du Léon.

Le domaine du Léon est le plus petit domaine reconnu dans le Massif Armoricain (Fig. II-7). Sa structure consiste en un empilement de nappes mise en place dans des conditions ductiles du Sud vers le Nord, et recoupé par plusieurs plutons granitiques carbonifères (Le Corre et al., 1989 ; Rolet et al., 1994 ; Faure et al., 2005 ; 2008b). Cet empilement a ensuite été replissé sous la forme d'un anticlinal. Les différentes unités décrites sont, du bas vers le haut :

- l'Unité Para-autochtone, qui consiste en des paragneiss recoupés par des orthogneiss dont la mise en place a été datée à 400 ± 40 Ma (U-Pb sur zircon ; Cabanis et al., 1979) et migmatitisés entre 335 et 327 Ma (datation chimique U-Th-Pb sur monazite ; Faure et al., 2008b).
- la nappe inférieure, formée de gneiss à grenat-biotite-sillimanite possédant des enclaves d'éclogite rétro-morphosée dans le faciès amphibolite, des pyroxénites et des serpentinites. Les conditions du métamorphisme HP-BT ont été estimées à 1.4 -1.5 GPa et 650-700°C (Cabanis & Godard, 1987) et datées à 439 ± 12 Ma (Paquette et al., 1987).

- la nappe intermédiaire (nappe du Conquet-Penzé), qui comprend des amphibolites, des lentilles de métagabbro, un micaschiste à grenat-biotite-staurotide et des métacherts.
- la nappe supérieure est composée de micaschistes néoprotérozoïques recoupés par des granodiorites ordoviciennes datées à 460 ± 70 Ma (U-Pb sur zircon ; Cabanis et al., 1979).

Le métamorphisme prograde lié à l'empilement de nappes a été daté entre 340 et 335 Ma, la migmatitisation entre 335 et 327 Ma et la mise en place des granitoïdes aux environs de 320 Ma (Faure et al., 2008b). Le métagabbro du Conquet a fourni un âge à 478 ± 4 Ma interprété comme l'âge de mise en place.

Le domaine du Léon est interprété par Faure et al. (2008b) comme un microcontinent séparé de l'Armorica par la suture du Conquet-Penzé au Sud et à l'Est et de la Laurussia par la suture Rhéique au Nord.

II. 3 Evolution tectonique de la chaîne varisque

II. 3.1 Evolution tectono-métamorphique.

Les informations structurales liées à l'évènement métamorphique de haute pression et l'évolution métamorphique prograde précoce sont très peu documentées du fait que ces roches ne sont connues que sous forme relictuelle dans des boudins enclavés dans des migmatites ou des roches du faciès amphibolite. Cependant, un évènement D_0 lié au métamorphisme de haute pression est considéré grâce aux roches du faciès éclogite affleurant dans l'UGU. Les conditions de métamorphisme ont été évaluées à 1.8-2.0 GPa et 650-750°C dans le Massif Central et le Massif Armoricaïn (Lardeaux et al., 2001 ; Godard, 2001). Les données radiométriques datent cet évènement entre 420 et 400 Ma (Paquette et al., 1985 ; 1987 ; Pin & Peucat, 1986).

L'évènement D_1 correspond au stade le plus précoce de déformation, mis en évidence dans l'UGU, et correspond à une linéation NE-SO associée à un cisaillement vers le SO, et synchrone d'un métamorphisme de moyenne pression / moyenne température et de l'anatexie de l'encaissant des reliques éclogitiques (Floc'h, 1983 ; Faure et al., 1997 ; Roig & Faure, 2000 ; Cocherie et al., 2005b). Les âges obtenus sont de 384 ± 16 Ma dans le Lyonnais (Rb/Sr sur roche totale, Duthou et al., 1994), dans le Limousin à 383 ± 5 Ma pour l'USG (U-Pb sur zircon ; Lafon et al., 1986) et aux environs de 380 Ma pour l'UIG (U-Pb sur zircon et datation chimique U-Th-Pb sur monazite ; Faure et al., 2008a). Cependant, une éclogite provenant du complexe de Champtoceaux, a fourni un âge à 362 ± 25 Ma (Sm-Nd sur grenat, clinopyroxène et roche totale ; Bosse et al., 2000) et 358 ± 6 Ma (U-Pb sur zircon, recalculé à partir de Paquette et al., 1987 ; cité dans Bosse et al., 2000) et interprété comme l'âge du métamorphisme HP (évènement D_0). Cet âge est néanmoins plus jeune que l'âge

obtenu pour la migmatitisation de l'encaissant à 386 ± 6 Ma (Datation chimique U-Th-Pb sur monazite ; Cocherie et al., 2005b).

L'évènement D₂ est caractérisé par une linéation NO-SE associée à un cisaillement vers le NO. Ces structures sont largement réparties dans le Sud du Massif Central jusqu'au Massif Armoricain (Brun & Burg, 1982 ; Bouchez & Jover, 1986 ; Burg et al., 1984 ; 1987 ; Friedrich et al., 1988). Dans le Sud du Limousin, l'évènement D₂ est très développé dans l'UIG et l'unité Para-autochtone mais moins visible dans l'USG. Dans l'Unité de Thiviers-Payzac, la foliation verticale, la linéation horizontale et les critères cinématiques associés attestent d'un décrochement senestre développé autour de 350 Ma (Roig et al., 1996). Cependant, la foliation plate avec un cisaillement vers le NO a été verticalisée par le décrochement. Les conditions thermobarométriques associées à cet épisode ont été estimées dans le Limousin, le Rouergue et La Sioule (Floc'h, 1983 ; Feix, 1988 ; Burg et al., 1989 ; Duguet et al., 2007 ; Bellot & Roig, 2007 ; Schulz, 2008). Ces auteurs s'accordent pour estimer que les conditions du métamorphisme ont été prograde puis rétrograde de moyenne pression / moyenne température synchrone du cisaillement vers le NO. Dans l'UIG, les estimations thermobarométriques dans les paragneiss et les amphibolites ont fournies des températures de 550-600°C et 700-800°C respectivement, et des pressions à 0.8-1 GPa (Santallier, 1981 ; Bellot & Roig, 2007). Dans l'USG, les conditions de formation des minéraux syn-D₂ ont été évaluées à 0.7 GPa et 610°C (Bellot & Roig, 2007). Dans l'UTP, le pic de métamorphisme syn-D₂ a été estimé à 0.5-0.9 GPa et 600-670°C (Duguet et al., 2007 ; Bellot & Roig, 2007). Les structures associées à cet évènement ont aussi été décrites dans l'unité de la Brévenne, en particulier à la base de la nappe où une mylonite dont l'âge pré-viséen a été déduit de la discordance de conglomérats d'âge viséen inférieur sur l'USG (Leloix et al., 1999). Plusieurs âges ⁴⁰Ar/³⁹Ar sur des minéraux syn-D₂ ont de plus fourni des âges compris entre 360 et 350 Ma (Maluski & Monié, 1988 ; Costa, 1989). Dans le domaine central armoricain, l'évènement D₂ est caractérisé par des critères stratigraphiques et sédimentologiques ainsi que par un métamorphisme régional de moyenne pression / moyenne température, lié à la phase bretonne (Rolet et al., 1994). L'unité de Saint Georges-sur-Loire chevauche l'anticlinal de Lanvaux vers le Nord. Dans l'orthogneiss de Lanvaux et les formations sédimentaires de l'encaissant, des critères cinématiques liés à un cisaillement vers le NO a de plus été reconnu (Faure & Cartier, 1998).

Le troisième évènement D₃ est restreint au Sud du Massif Central. Dans les Cévennes et l'Albigeois, des formations métamorphosées dans les faciès des schistes verts et amphibolites de l'unité Para-autochtone sont déformées par des cisaillements ductiles vers le S vers 340 Ma (Faure et al., 2001 et références incluses). Cet épisode de chevauchement se propage plus au Sud, où il entraîne la formation de plis kilométriques du domaine méridional du Massif Central (chaîne des plis et chevauchements). Cet évènement est aussi visible en Vendée où un olistostrome tournaisien montre un cisaillement vers le Sud (Colchen & Poncet, 1989). Au Nord du Massif Central, la fin du Viséen se caractérise par le début de l'extension syn-orogénique contrôlée par une direction d'étirement NO-SE. L'étalement de la chaîne

est accommodé par de grands décrochements notamment dans le Massif Armoricaïn et dans le Limousin.

Les derniers épisodes de déformation ductile (antérieures à 320 Ma) prennent place durant l'effondrement de la chaîne, une activité magmatique volumineuse leur est associée.

II. 3.2 Le magmatisme varisque.

La chaîne varisque se caractérise par un magmatisme volumineux, principalement dérivé de la fusion de la croûte continentale, comme le démontrent les études de géochimie isotopique (Fourcade, 1981 ; Ben Othman et al., 1984a ; Downes & Duthou, 1988 ; Cocherie et al., 1994 ; Simien, 1998 ; Duchesne et al., 2008). Compte tenu du degré d'érosion de la chaîne, les témoins de ce magmatisme correspondent principalement à des systèmes plutoniques. Cependant, quelques rares reliques de magmatisme volcanique existent comme par exemple dans le Morvan, l'Estérel, ou en Corse.

Les traces du magmatisme lié aux stades précoces de l'orogénèse varisque (événements D₀) au Dévonien inférieur sont très rares. En effet, l'arc magmatique associé à la subduction de l'océan Médio-européen sous l'Armorica n'est pas identifié. Cependant, quelques rares roches calco-alcalines remaniées dans l'unité de Saint Georges-sur-Loire pourraient témoigner de l'existence de ce magmatisme de subduction (Faure et al., 2008a).

Le magmatisme associé à la tectonique de nappes de l'évènement D₁ (Dévonien moyen) est caractérisé par la présence de migmatites datés entre 385 et 375 Ma dans l'UIG et l'USG indique un important épisode de fusion crustale (Duthou et al., 1994 ; Lafon, 1986 ; Cocherie et al., 2005b ; Faure et al., 2008a).

Datée de la même période, la série de la Somme dans le Morvan est formée de volcanites calco-alcalines (trachytes et andésites) intercalées de formations terrigènes d'âge Dévonien moyen à supérieur telles que des grès, des silts et des conglomérats comportant des fragments d'origine volcanique (Pin et al., 1982 ; Delfour, 1989). En Vendée, des basaltes affleurent dans le synclinal de la Chantonnay (Wyns et al., 1989). La signature géochimique de ces basaltes montre une affinité d'arc tholéiitique suggérant que cette série aurait constitué un fragment d'arc magmatique lié à une zone de subduction (Thiéblemont & Cabanis, 1986).

Dans le Massif Central (particulièrement le Limousin) et le Sud du Massif Armoricaïn, des plutons plurikilométriques typiques d'un environnement d'arc comme des diorites, des tonalites et des gabbros sont connus. De type laccolites, ces plutons portent la même linéation NO-SE que leurs encaissants, ce qui indique que cet épisode est antérieur à l'évènement D₂. Ces formations, qui forment la « ligne tonalitique du Limousin » ont été datées entre 380 et 370 Ma (U-Pb sur zircons) en Vendée (Cuney et al., 1993 ; Bertrand et al., 2001), dans le Rouergue (Pin & Piboule,

1988) et dans le Limousin (Bernard-Griffith et al., 1985 ; Pin & Paquette, 2002). Ces formations ont été interprétées comme la racine d'un arc magmatique lié à la subduction vers le Sud (Faure et al., 1997), ou vers le Nord (Bernard-Griffiths et al., 1985).

Les reliques ophiolitiques de la Brévenne ont fourni un âge à 365 ± 10 Ma (U-Pb sur zircon ; Pin & Paquette, 1988). D'autres reliques comparables sont aussi connues dans la chaîne comme dans l'unité de Génis (Sud du Limousin).

Dans le Nord du Massif Central, le batholite de Guéret principalement formé de monzonites et granodiorites à biotite et cordiérite (Fig. 5) a été daté aux environs de 360-350 Ma par méthode Rb/Sr et U-Th-Pb sur monazite (Berthier et al., 1979 ; Cartannaz et al., 2007). Cet âge Viséen inférieur est de plus validé par les « tufs anthracifères », d'âge Viséen supérieur (330 Ma) qui recouvrent le massif de Guéret. Les granitoïdes de Guéret présentent en outre une fabrique magmatique à sub-solidus portant une linéation NO-SE (Bouchez & Jover, 1986 ; Roig et al., 1996 ; 1998). Cette déformation a été datée à 346 ± 4 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite ; Roig et al., 1996). Cet événement magmatique est donc synchrone de l'évènement tectono-métamorphique D₂. Des massifs de granitoïdes comparables se mettent aussi en place durant la même période dans Massif Armoricain, ce sont : les granites de Huelgoat, Pontivy et St Rénan dans le Léon (Le Corre et al., 1991). Une origine crustale à mixte (croûte et manteau) est généralement acceptée pour ces granitoïdes (Stussi, 1989 et références incluses).

Le Carbonifère moyen (335-315 Ma) se caractérise par plusieurs types de magmatisme :

- les séries volcano-sédimentaires ou « tufs anthracifères » sont constitués de produits aériens comme des ignimbrites, des coulées, des dépôts pyroclastiques ainsi que des dykes de composition rhyolitique à dacitique, des microgranites et des granites rouges. Les données géochimiques suggèrent que ces matériaux dérivent de la fusion de la croûte continentale. Cette fusion aurait été déclenchée par un apport de chaleur mantellique (Faure et al., 2002), une composante mantellique ayant été de plus mise en évidence (Pin & Duthou, 1990). La plupart des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ aux environs de 335 Ma obtenus dans les formations métamorphiques pré-viséennes du Massif Central seraient lié à une réouverture des systèmes isotopiques suite à cet apport de chaleur (Bruguier et al., 1998 ; Faure et al., 2002).
- de nombreuses migmatites d'âge viséen moyen ont été mises en évidence dans le Massif Central (Be Mezeme, 2005 ; Choulet, 2008), le massif des Maures-Tanneron (Melleton et al., in prep.) et le Massif Armoricain (Turrillot, 2007) et en Vendée (Jacques et al., 2008). Dans le Nord des Cévennes, l'Unité Para-autochtone surmonte des gneiss migmatitiques datés entre 333 et 324 Ma (U-Th/Pb sur monazite ; Be Mezeme, 2005). Des âges comparables ont été obtenus dans la zone axiale de la Montagne Noire (Charles, 2007).

- les granitoïdes peralumineux de type Limousin (ou leucogranites à deux micas) se mettent en place le long de grands accidents crustaux. Les granitoïdes du Millevaches se mettent par exemple en place entre 340 et 310 Ma (Gébelin, 2004). Les données isotopiques et les éléments en trace montrent que ces granitoïdes proviennent de la fusion partielle de roches métasédimentaires de la croûte inférieure, l'anatexie pouvant avoir été déclenchée par le sous-placage de magma mantellique (Williamson et al., 1996). Ce type de granitoïdes est aussi bien représenté dans le domaine Sud armoricain, particulièrement le long du cisaillement Sud Armoricain avec les granites de Pont l'Abbé, Ploemeur, Quiberon, Sarzeau et Guérande (Carron et al., 1994).
- des granitoïdes calco-alkalins potassiques, essentiellement des monzogranites, se mettent en place principalement à l'Est du Sillon Houiller (fig. II-5), dans le Morvan (Rolin & Stussi, 1991) dans le Confolentais (Rolin et al., 1999) ou les plutons de la Margeride et des Cévennes (Talbot et al, 2004 ; 2005) par exemple.
- un magmatisme métalumineux magnésio-potassique, mis en place autour de 340 Ma, est caractéristique de la Branche Varisque Méridionale, de la Bohême, des Vosges et des massifs cristallins externes (Rossi & Pin, 2008). Les données géochimiques indiquent que ces magmas proviendraient, pour les termes acides de la fusion de la base de la croûte dans des conditions de faible pression d'eau (Cocherie, 1984).

Durant le Carbonifère supérieur, les événements D₄ et D₅ caractérisent le désépaississement crustal de la chaîne par le biais d'une tectonique extensive avec la mise en place de grands décrochements. Les granites rouges du domaine Nord Armoricain se mettent en place vers 300 Ma. La composition minéralogique et géochimique de ces granites leur a fait attribuer une origine crustale et mantellique mixte (Carron et al., 1994). Le massif granitique de Ploumanac'h en constitue un exemple typique. Dans le Massif Central, les migmatites et granites à cordiérite du Velay, datés entre 315 et 300 Ma (Mougeot et al., 1997) résultent d'un important événement de fusion partielle induit par le développement d'une anomalie thermique mantellique. Cette anomalie thermique pourrait avoir été liée à une remontée asthénosphérique engendrée par la rupture de la lithosphère mantellique plongeante (Ledru et al., 2001), plongement résultant des phénomènes de subduction. Entre 310 et 290 Ma, se mettent en place des granites métalumineux à biotite ± amphibole comme ceux du batholite corso-sarde (Orsini & Rossi, 1994 et références incluses), des Pyrénées (Fourcade & Allègre, 1981), du Mont Blanc (Bussy et al., 2000) et d'une partie des Massifs Cristallins Externes (Ménot et al., 1994).

Le magmatisme varisque tardif (entre 310 et 280 Ma) est marqué par la mise en place en Corse et dans les Pyrénées d'un important magmatisme tholéiitique associé

à des intrusions granodioritiques et monzogranitiques qui traduit un amincissement crustal majeur.

II. 3.3 Modèles géodynamiques de l'orogénèse varisque.

Ledru et al. (1989) ont défini trois périodes orogéniques successives dans le Massif Central. La période éo-varisque (450-400 Ma) correspond à la phase de subduction de la lithosphère océanique et continentale. Le témoin de cet épisode, le métamorphisme de haute pression est daté entre 430 et 400 Ma (Pin & Vielzeuf, 1983 ; Pin & Peucat, 1986). Par analogie avec des modèles thermo-mécaniques expérimentaux, Faure et al. (2008a) a proposé qu'un fort régime de compression, lié à la subduction continentale, se développe durant le Silurien au cours de l'initiation de la subduction de la marge Nord du Gondwana sous l'Armorica. Ceci aurait entraîné la formation d'une nouvelle subduction dans le bassin arrière-arc, qui constitue la zone la plus faible de la plaque chevauchante, au regard des plus fortes températures y tenant place. L'arc et l'arrière-arc auraient ensuite été presque totalement subductés sous l'Armorica, ce qui pourrait rendre compte de l'absence de reliques de ces domaines, seule l'Unité de Saint George-sur-Loire en exhibant quelques témoins.

La collision continentale et la mise en place des nappes vers le SO (événement D₁) caractérise la période médio-varisque (400-370 Ma). L'exhumation des roches de haute pression intervient durant cette période, de façon contemporaine à l'anatexie de leur encaissant. Cette tectonique de nappe se poursuit vers 360-340 Ma par une déformation D₂ qui est caractérisée par une cinématique vers le NO.

La phase néo-varisque (340-330 Ma) correspond toujours à une tectonique convergente avec une cinématique vers le SE. La période tardi-varisque (325-280 Ma) se caractérise par des phénomènes de désépaississement crustal, accompagnés par une forte activité magmatique liée à une anomalie thermique mantellique.

Cependant, ce modèle monocyclique n'est pas entièrement consensuel. En effet, le changement de cinématique de la période médio-varisque (événements D₁ et D₂) peut être interprétés de diverses façons. Plusieurs auteurs considèrent que ces deux événements se succèdent au cours d'un continuum tectono-métamorphique (Brun & Burg, 1982 ; Ledru et al., 1989). La cinématique vers le SO indique la formation des chevauchements principaux. La transition à une cinématique vers le NO serait alors liée à un changement de conditions aux limites de plaques. Faure et al. (1997 ; 2005) considèrent que ces deux phases de compression sont séparés par un événement distensif au cours du Dévonien moyen, cet événement rendant compte de la présence de croûte océanique dans l'Unité de la Brévenne. Cet événement distensif est interprété au sein d'un système d'arc et de bassin arrière-arc lié à la subduction vers le Sud de l'océan Rhéique. L'événement D₂ est dans ce contexte, considéré comme la conséquence de la fermeture totale de l'océan Rhéique et de la collision de la Laurussia avec le Gondwana.

III. Formation de la croûte continentale ouest européenne

Plusieurs méthodes peuvent concourir à déterminer l'âge et la nature de la croûte continentale inférieure dans un orogène. En premier lieu, les outils géochimiques comme les couples Rb-Sr et Sm-Nd permettent d'estimer l'âge de différenciation des matériaux étudiés à partir d'un réservoir mantellique. Ainsi, à partir d'analyses isotopiques de métasédiments, de granitoïdes et de roches métamorphiques de Bohême et des Vosges, Liew & Hofmann (1988) ont proposé que la formation de la croûte continentale européenne résulte d'un important phénomène d'accrétion entre 1.7 et 1.4 Ga, avec des épisodes mineurs vers 2.5 Ga et 600 Ma. Les matériaux archéens constitueraient ainsi environ 10 % de la croûte, tandis que ceux du Mésoprotérozoïque entreraient pour 50 à 70 % et ceux du Paléozoïque entre 20 et 60 %. Il faut toutefois noter que les traces d'âges mésoprotérozoïques (1.6 à 1.1 Ga) demeurent à ce jour très rares dans l'orogénèse varisque (cf. section I de ce chapitre).

Simien (1998) a étudié le comportement du système isotopique Sm-Nd sur des sédiments cambriens à jurassiques de Bretagne, des Pyrénées et de la Montagne Noire et a conclu que la majeure partie des matériaux crustaux présents en Europe occidentale a dû se différencier entre 2 Ga et 1.8 Ga, puis ensuite une infime partie au cours du cycle cadomien entre 600 et 500 Ma. Abouchami et al (1990) ont, pour leur part, proposé que le principal épisode de différenciation crustale, à partir de matériel mantellique, en Afrique de l'Ouest se situe aux environs de 2 Ga.

Peucat et al (1988) ont obtenu des âges modèles similaires à ceux de Liew & Hofmann (1988) entre 1.6 et 1.4 Ga pour le protolithe des leucogranites du domaine Sud Armoricaïn. Ils ont cependant proposé un modèle de mélange de deux composants pour expliquer ces résultats : une faible part des matériaux crustaux proviendrait d'évènements d'âge paléoprotérozoïque tandis que la majeure partie serait issue du cycle cadomien. Pour ces auteurs, les magmas cadomiens seraient juvéniles à hauteur de 70 à 95 %, la fraction recyclée proviendrait d'une croûte inférieure plus ancienne, probablement d'âge et de composition comparable aux granulites du golfe de Gascogne datées à 2.7 Ga (Guerrot, 1989). En revanche, Simien (1998) considère que l'orogénèse cadomienne n'aurait pas contribué de façon majeure à l'apport de matériel juvénile.

A partir de l'analyse de sédiments provenant de Bretagne et du Languedoc, Michard et al. (1985) ont proposé que d'importantes advection de matériaux juvéniles se seraient produites lors des événements cadomiens (\approx 560 Ma), calédoniens (\approx 440 Ma) et durant l'orogénèse varisque. A l'encontre de cette proposition, peu de matériaux juvéniles sont connus dans la chaîne varisque et l'orogénèse calédonienne reste peu marquée en Europe de l'Ouest.

Dans le domaine d'Ossa-Morena, dans le NO de la péninsule ibérique, Murphy et al. (2008) suggèrent que les formations magmatiques ordoviciennes seraient issues de la fusion d'une croûte inférieure mésoprotérozoïque âgée d'environ 1 Ga. La présence d'une croûte de cet âge mettrait en évidence son affinité

soit sud américaine soit africaine (kibarienne). Ces résultats vont à l'encontre des conclusions de Gebauer et al. (1989) qui réduisaient la présence de formations mésoprotérozoïques au domaine de la Laurussia.

Dans le Massif Central, des enclaves granulitiques métasédimentaires, témoins de la croûte inférieure (les kinzigites de Leyreloup et al., 1977), ont été ramonées lors de la remontée de magmas mantelliques néogènes. Ces granulites, sont issues du métamorphisme MP-HT de métasédiments de type greywackes et métapélites (1 GPa et 900-1000°C). A partir de ces granulites et de formations équivalentes de la zone d'Ivrée ou de Corse, Rossi et al. (2006) ont montré que les spectres des âges des zircons détritiques de ces métasédiments attestent qu'ils proviennent du Gondwana et qu'ils ont été enfouis vers 400 Ma. Le magmatisme cambro-ordovicien constitue de plus une des sources principales d'alimentation des métasédiments. Les âges des recristallisations métamorphiques successives qu'ont ensuite subi ces zircons dans la croûte inférieure sont synchrones de ceux des événements magmatiques et métamorphiques qui se sont déroulés dans la croûte supérieure entre 400 et 200 Ma, notamment l'événement tardi-orogénique varisque majeur à 290 Ma.

IV. Bilan et problématique

Les âges absolus des zircons obtenus dans le socle pré-mésozoïque s'étalent depuis l'Archéen jusqu'au Paléozoïque.

En France, les formations les plus anciennes affleurent dans le domaine Nord du Massif Armoricaïn au sein des socles icartien et cadomien.

L'importance volumétrique et la répartition géographique du magmatisme cambro-ordovicien ont été récemment mises en évidence et sa contribution pourrait avoir joué un rôle important dans la structuration de la croûte continentale durant le cycle varisque.

La grande abondance des magmas acides est l'un des caractères majeurs de l'orogène varisque. Ils représentent par exemple plus de 50 % des roches affleurant dans le Massif Central. Deux facteurs ont joué favorablement pour la production de magmas d'origine crustale : i) les lithologies métasédimentaires fertiles comme les métagreywackes et les métapélites ; ii) l'évolution tectonique particulière, notamment l'épaississement crustal par empilement de nappes, qui a permis d'entretenir des flux thermiques élevés durant une grande partie du cycle orogénique ainsi que la présence de fluides favorisant les processus de fusion partielle lors du métamorphisme prograde des unités chevauchées ; iii) l'advection de chaleur d'origine mantellique, par le sous-plaquage de magmas très chauds issus du manteau a très certainement joué un rôle majeur.

Les différents modèles de croissance crustale proposés pour l'Europe occidentale restent encore toutefois largement débattus : par exemple, la présence,

ainsi que la paléoextension des formations mésoprotérozoïques restent à préciser ; ou bien encore, certains auteurs suggèrent que l'orogénèse cadomienne a permis l'accrétion de matériaux juvéniles, tandis que d'autres n'y voient que du recyclage.

Dans ce contexte, pour mieux appréhender la composition et l'âge des protolithes varisques et interpréter les modalités du recyclage à l'origine de ces magmas, nous avons choisi d'étudier l'âge et la distribution des cœurs hérités des zircons des magmas varisques afin de caractériser l'âge de la (ou des) croûte(s) dont ils sont issu(s).

Le prochain chapitre va définir les méthodes d'analyses qui seront utilisées à cette fin.

Chapitre 3

Les méthodes géochronologiques

Chapitre 3

Les méthodes géochronologiques

I. Généralités

Les méthodes de datation utilisées au cours de ce travail sont basées sur la désintégration radioactive naturelle, phénomène découvert par Becquerel en 1896. Ce processus correspond à la modification spontanée de la composition du noyau atomique.

Les études expérimentales ont montré que l'abondance de tous les isotopes radioactifs suit une loi cinétique du 1^{er} ordre.

A un instant t , il existe P atomes radioactifs (pères). Pendant un intervalle de temps dt , P varie d'une quantité dP telle que :

$$dP = -\lambda P dt \quad (1)$$

où λ est la constante de désintégration de l'élément radioactif.

Après intégration (1) devient :

$$\log P = -\lambda.t + cte$$

Si $P=P_0$ quand $t = 0$:

$$P = P_0.e^{-\lambda t}$$

Si le système reste clos (pas de perte ou de gain en isotope père et/ou en isotope fils radiogénique), la quantité d'isotope fils radiogénique F^* mesurée au temps t est :

$$F^* = P_0 - P$$

D'où :

$$F^*/P = e^{\lambda t} - 1 \quad (2)$$

II. La méthode de datation U-Pb sur zircon

II.1 Le zircon

II.1.1 Structures

Le zircon ($ZrSiO_4$) est un minéral accessoire très répandu dans les roches sédimentaires (sous forme détritique), magmatiques et métamorphiques (néoformé). La structure du zircon consiste en des chaînes de dodécaèdres ZrO_8 . Ces chaînes sont entrecroisées par des chaînes tétraédriques SiO_4 (Fig. III-1 ; Finch & Hanchar, 2003 et références incluses). Les dodécaèdres ZrO_8 peuvent être décrits par deux tétraèdres interpénétrés ZrO_4 , l'un de forme allongée, le second de forme compressée (Nyman et al., 1984). La structure du zircon est relativement ouverte, des cavités de faibles dimensions se trouvant entre les polyèdres SiO_4 et ZrO_8 et ainsi que des colonnes le long de l'axe [001] (Finch & Hanchar, 2003). Ces sites interstitiels sont donc potentiellement des sites d'accueil permettant l'incorporation d'impuretés, pouvant en effet accommoder des ions interstitiels sans engendrer des contraintes excessives sur la morphologie du minéral (Speer, 1982). Ces sites peuvent aussi faciliter dans certains cas les substitutions cationiques des sites Zr et Si (Hinton & Upton, 1991 ; Hoskin et al., 2000).

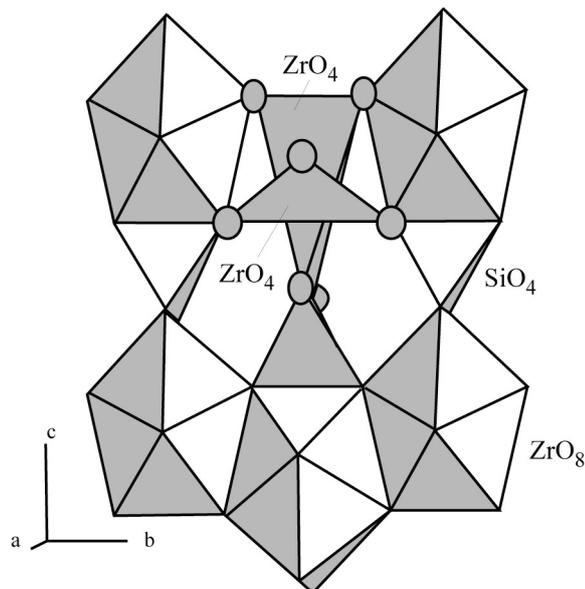


Figure III-1 : Structure du zircon projetée sur (100) (D'après Finch & Hanchar, 2003).

Ces sites permettent l'incorporation d'Uranium (U), de Thorium (Th), Hafnium (Hf) et de Terres Rares (REE). Le zircon constitue en effet le principal réservoir de ces éléments dans une roche (Bea, 1996).

II.1.2 Morphologie, typologie des zircons.

La taille commune d'un zircon d'une roche magmatique est comprise entre 20 et 250 μm dans la longueur la plus importante et montre le développement de faces sub-automorphes à automorphes. Dans les systèmes plutoniques, les zircons cristallisant dans les derniers instants de la cristallisation peuvent avoir une structure xénomorphe du fait du faible espace disponible pour leur formation (Scoates & Chamberlain, 1995). La cristallisation rapide dans les systèmes volcaniques produit des zircons très allongés avec des rapports longueur / largeur très élevés ($> 12 : 1$). Les zircons peuvent avoir des morphologies très variées, avec des facettes montrant des combinaisons de prismes [100] et [110] et de pyramides [211], [101] et [301].

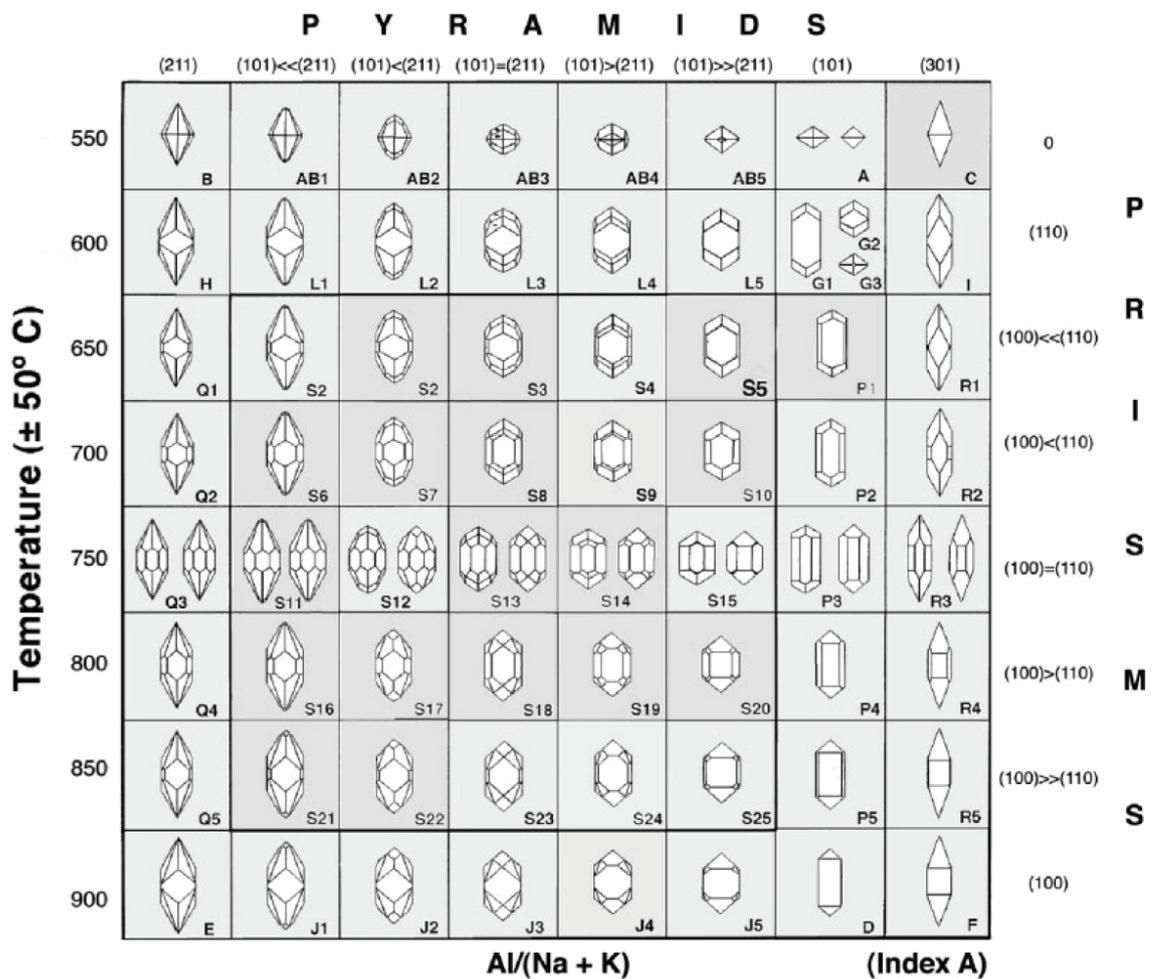


Figure III-2: Classification typologique des zircons et échelle thermométrique correspondante. L'indice A reflète le rapport Al/Alcalins, contrôlant le développement des pyramides, alors que la température affecte le développement des prismes (D'après Pupin, 1980).

Pupin (1980) a proposé une classification typologique des zircons liant la morphologie des zircons avec la température du milieu de formation ainsi que la

chimie de l'encaissant (Fig. III-2). La figure III-3 montre la distribution des principaux champs de populations de zircons dans la classification de Pupin (1980). Les différents pôles identifiés correspondent à des séries de hautes températures, avec une origine partiellement voir totalement mantellique et de basses températures, avec une origine crustale, comme pour les granites peralumineux (type S).

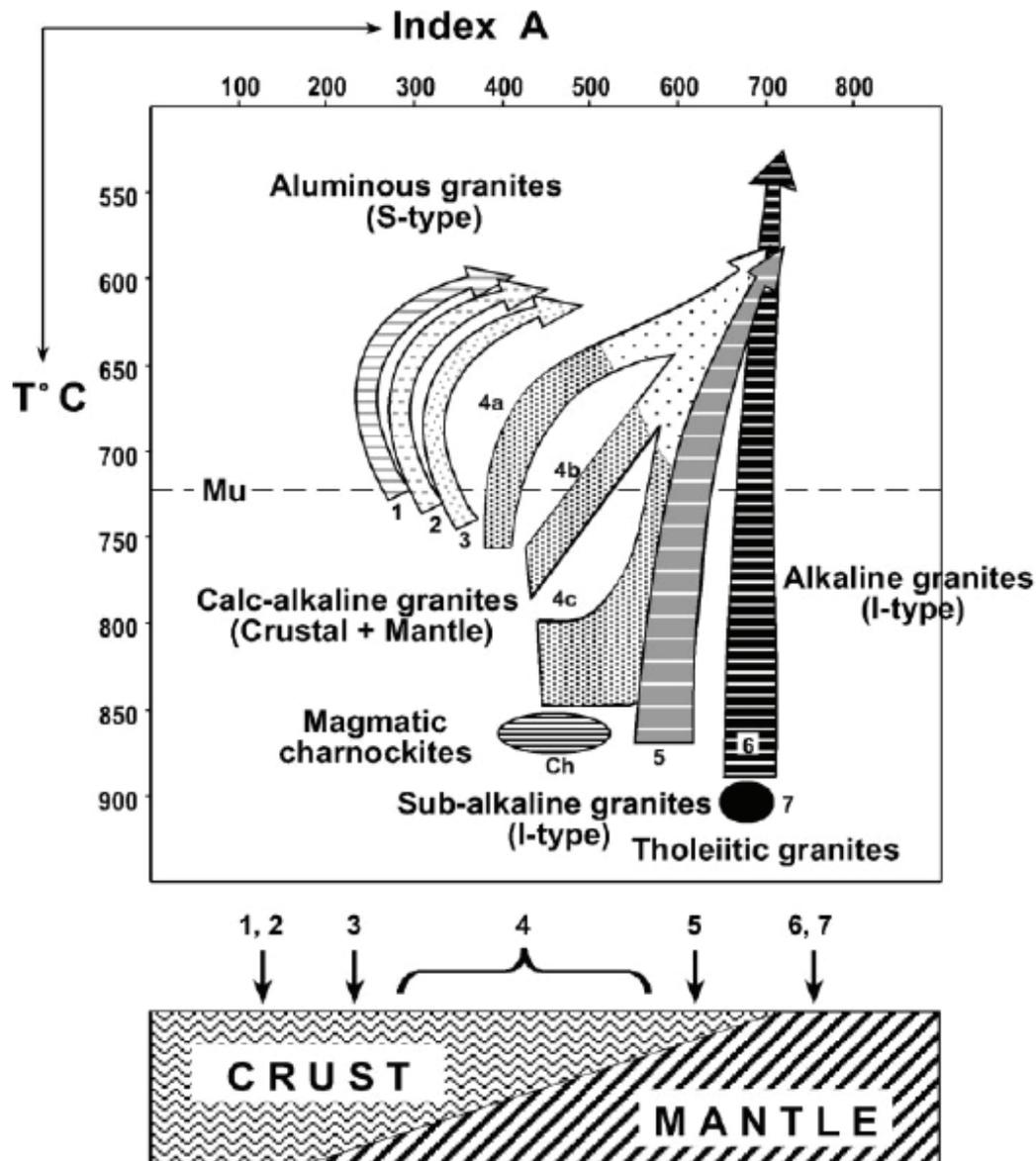


Figure III-3 : Place des populations de zircons dans une classification pétrogénétique proposée par Pupin (1980). 1, 2 et 3 : granites orogéniques d'origine crustale : leucogranite (1), monzogranite alumineux et granodiorite (2 et 3). 4 et 5 : granites orogéniques d'origine mixte : monzogranite et granite alcalin (4) et granite sub-alcalin (5). 6 et 7 : granite anorogénique d'origine mantellique : granite des séries alcalines (6) et granite des séries tholéiitiques (7). Mu : limite des granites à muscovites.

Cependant, des zircons de même âge et d'une même roche peuvent montrer des morphologies très variées. De plus, des zircons provenant de lithologies très différentes peuvent montrer des morphologies similaires. La morphologie d'un cristal de zircon peut aussi évoluer au cours du temps pour un seul évènement de croissance suite à des facteurs cinétiques, comme les taux de diffusion et d'absorption, qui affectent le taux de croissance des faces d'un cristal et contrôle ainsi sa morphologie (Vavra, 1990 ; 1993). Les changements de morphologie, au sein d'un cristal ou d'une population, sont corrélés avec les variations de concentrations en éléments traces et la signature isotopique du Hf, ce qui reflète des changements de composition des magmas suite à des processus de mélanges ou de la cristallisation progressive (Belousova et al., 2006).

Pour des bas degrés de métamorphisme, les zircons sont généralement hérités du protolithes et peuvent montrer des signes de résorptions ou de surcroissances. Les roches de hauts degrés comme les granulites peuvent contenir des zircons formés durant le métamorphisme en présence ou absence de liquide anatectique (Fraser et al., 1997). Les morphologies les plus courantes correspondent à des zircons de formes ovoïdes, interprétées comme formées par résorption suite au passage de fluides sous-saturés en en Zr (Hoskin & Black, 2000) et pouvant montrer un nombre élevé de faces prismatiques secondaires (type « ballon de football ou soccer-ball », représenté par le type S₁₂ de Pupin (1980) (Fig. III-2 ; Vavra et al., 1996 ; Schaltegger et al., 1999).

II.1.3 Apports de l'imagerie en cathodoluminescence

Les vitesses de diffusion très lentes des REE et de cations tétravalents comme U, Th, Hf, suggèrent qu'ils sont immobiles dans la plupart des conditions, ce qui permet la conservation de zonations chimiques et isotopiques du minéral (Cherniak et al., 1997a ; Cherniak et al., 1997b ; Watson & Cherniak, 1997). Les zircons magmatiques montrent communément des zonations internes visibles à l'aide d'imagerie en cathodoluminescence (CL) ou électrons-rétrodiffusés (BSE). Lorsqu'un solide est soumis à une source d'énergie extérieure comme un bombardement électronique, ses constituants atomiques peuvent être plus ou moins excités, entraînant l'émission de plusieurs rayonnements, selon sa nature et l'intensité de l'énergie, tels que des électrons secondaires, des électrons rétrodiffusés (BSE), des rayons X (utilisés par la microsonde électronique) ou des photons (cathodoluminescence). Les zonations observées en BSE correspondent à des variations de composition, sachant qu'une densité électronique élevée se traduit par une zone correspondante claire. Ainsi, les zones les plus enrichies en U, Th, REE seront plus brillantes. Le phénomène de luminescence nécessite quant à lui la présence de défaut dans le réseau cristallin - un minéral « parfait » et pur ne produira pas de lumière sous l'effet d'un bombardement électronique -, ainsi que la présence d'éléments activateurs comme UO₂, Ti, Pb et les Terres Rares dans le cas du zircon (Marsall, 1988). Les variations observées en cathodoluminescence correspondent au degré de fluorescence des éléments présents dans le réseau cristallin, mais aussi à la structure cristalline. Ainsi, pour des éléments très fluorescents comme U et les Terres Rares, l'image, dans le cas du zircon, aura tendance à être sombre.

Les formes des zonations observées peuvent être diverses (Fig. III-4 ; Fowler et al., 2002 ; Corfu et al., 2003). Les zircons magmatiques présentent le plus souvent une texture de zones de croissances concentriques (Fig. III-4.A ; Shore & Fowler, 1996). L'origine de ces zonations serait liée à une croissance épisodique résultants d'interactions entre l'avancée de la croissance, la nature de l'interface entre le cristal et le liquide magmatique, le degré de saturation de ce liquide ainsi que du taux de croissance et de l'état d'oxydation (Mattinson et al., 1996). Hoskin (2000) a proposé que la formation de zonation de croissance dépend de la dynamique à l'interface zircon / liquide, la substitution de cation, la diffusion. Les zonations en secteur (Fig. III-4.B) représentent un deuxième type de texture typique des zircons magmatiques, mais proviendraient de fluctuation rapide et de vitesses de croissance inégales en rapport avec l'irrégularité de la surface du zircon et du degré de saturation du milieu de croissance (Vavra et al., 1996). Watson & Liang (1995) ont de plus proposé que la zonation de secteur serait principalement liée à la diffusion intra-cristalline.

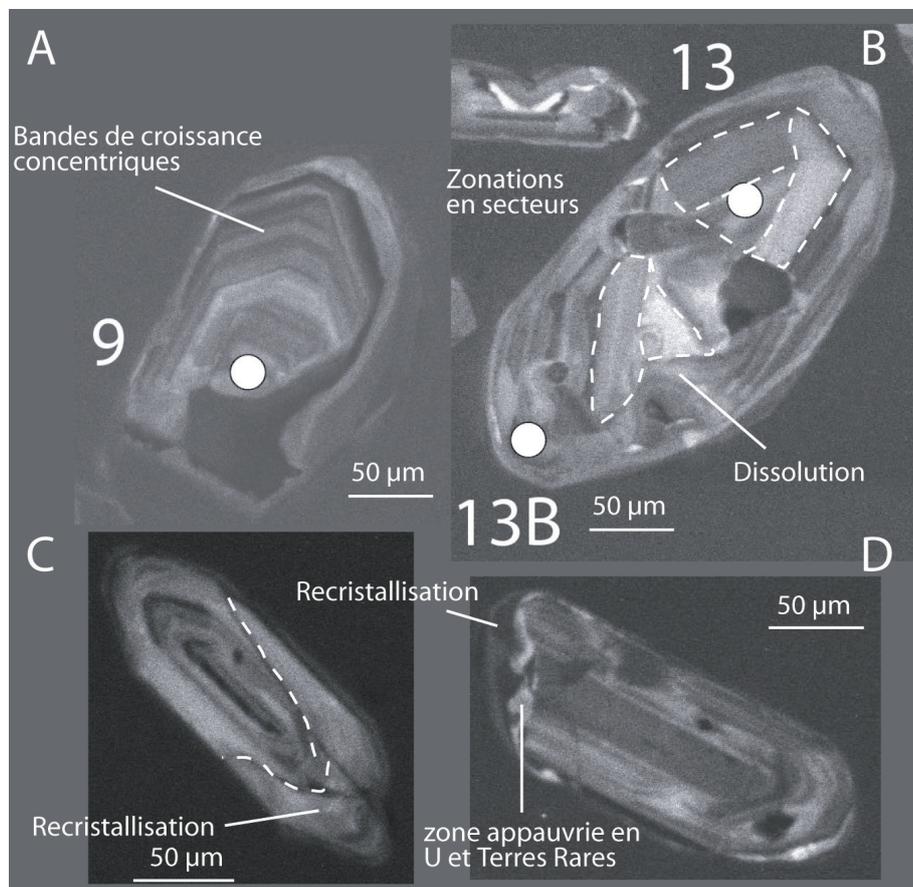


Figure III-4: Textures typiques de zircon observées en cathodoluminescence. A. Texture à bandes de croissance concentriques. *Leucogranite à cordiérite de Port Navalo (domaine Sud armoricain)*. B. Zonations en secteurs et textures de dissolution. *Leucogranite à cordiérite de Port Navalo (domaine Sud armoricain)*. C. Recristallisation localisée à la pointe et sur la bordure du minéral. *Orthogneiss migmatitique de Ciry-le-Noble (Morvan, Nord-est du Massif Central)*. D. Recristallisation et concentration des éléments lourds. *Orthogneiss migmatitique de Ciry-le-Noble (Morvan, Nord-est du Massif Central)*.

Un type de zonation particulière correspond à la zonation en « patch » (Paquette et al., 1995). Les mécanismes de formation de ces zonations sont encore mal compris. Cependant, les zircons pourraient avoir subi une contrainte pendant les derniers stades de la mise en place magmatique. Ces zonations pourraient de plus indiquer des recristallisations le long de microfractures (Corfu et al., 2003). Les modifications des zircons magmatiques durant le refroidissement du magma résultent dans la modification des zonations de croissance. L'une des textures les plus communes consiste dans l'apparition de bandes sécantes caractérisées par des faibles teneurs en U (Corfu et al., 2003). Ces domaines proviennent de recristallisations, liées à la présence de fluides magmatiques. Elles permettent l'expulsion d'éléments traces pour approcher des compositions de zircon pur, et concentrent les impuretés dans des zones convolutées enrichies en éléments traces (Fig. III-4.D ; Pidgeon et al., 1998). Les zircons subissant un métamorphisme de haut degré (HP et/ou HT) montrent des textures de larges diversités et complexités qui reflètent des variations des conditions physico-chimiques et de la durée de chaque événement métamorphique. Ces textures sont le résultat de modification des textures préexistantes (comme les zonations de croissance) et /ou des néocristallisations. Ces zircons peuvent en effet montrer des vestiges de zonations de croissance et localement modifiées par le métamorphisme par des recristallisations similaires à celles exposées précédemment. Les zircons du faciès granulitique sont généralement caractérisés par des textures très chaotiques, avec la présence de veines et de zones à texture bréchique (Vavra, 1996). Dans les zircons provenant de granites de type S, il est de plus très commun d'observer des textures de dissolution (Fig. III-4.B), indiquant des périodes de sous-saturation et de saturation des liquides granitiques (Vavra, 1994). Ce type de cristaux conserve donc des indications sur des changements de composition de magmas pouvant être lié à des phénomènes de mélange.

II.1.4 Conditions de formation et de conservation du zircon

Au cours du processus de fusion partielle de matériaux crustaux, des zircons anciens peuvent être préservés dans le magma et constituer ensuite le cœur de minéraux néoformés. Le terme héritage a cependant deux significations différentes. D'un point de vue magmatique, l'héritage renvoie à l'entraînement physique dans le magma de grains plus anciens de nature restitique ou assimilés au cours de la remontée, alors que d'un point de vue métamorphique, l'héritage correspond à la préservation aussi bien dans des niveaux restitiques que dans les liquides anatectiques de zircons préexistants (sous la forme de zircons détritiques, de cœurs hérités). La cristallisation de nouveaux zircons peut être observée dans une large gamme de conditions de températures et pressions durant le métamorphisme, aussi bien durant un trajet prograde (Bingen et al., 2001), le pic de métamorphisme (Bea & Montero, 1999 ; Hoskin & Black, 2000) ou lors d'un trajet rétrograde (Whitehouse & Platt, 2003). Pour des conditions inférieures au faciès des amphibolites de hauts grades et granulitique, les néoformations sont rares et résident seulement dans des phénomènes de recristallisations de zircon protolithe (Hoskin & Schaltegger, 2003). A plus hauts degrés, des nouveaux zircons peuvent se former dans des conditions

d'anatexie ou sub-solidus (Schaltegger et al., 1999 ; Rubatto et al., 2001). Rubatto et al. (2006) ont mis en évidence que la seule présence de magma ne suffit pas à la formation de zircon lors des processus métamorphiques. Le volume de zircon formé dépend de la composition, de la température et du volume du magma (Watson & Harrison, 1983 ; Watson, 1996). Nemchin et al. (2001) ont de plus mis en évidence que le volume de néo-cristallisation est aussi lié à la taille des zircons du protolithe ainsi qu'à la distribution des minéraux voisins. La localisation du zircon du protolithe en limite de grain ou en inclusion est aussi un facteur important (Watson et al., 1989 ; Watt & Harley, 1993), ainsi que la diffusion et l'abondance de Zr dans le magma, et la stabilité des autres minéraux constituants. Fraser et al. (1997) ont proposé la relation suivante pour expliquer l'apparition de nouveaux zircons dans des roches du faciès granulitique, par la déstabilisation du grenat qui permet la libération de Zr disponible pour des néo-formations :



Plusieurs autres minéraux ont aussi été invoqués comme sources potentielles de Zr, comme la biotite dans le cas de l'anatexie (Vavra et al., 1996), l'allanite pour des conditions de faciès amphibolite de hauts degrés (Pan, 1997) et l'ilménite (Bingen et al., 2001). Rubatto (2002) suggère que les zircons métamorphiques montrent des rapports Th/U beaucoup plus faible que les zircons d'origine magmatique (<0.07). Les zircons métamorphiques peuvent être produits par des transformations intracristallines de type recristallisation à l'état solide ou des phénomènes locaux de dissolutions / reprécipitations (Hoskin & Schaltegger, 2003 et références incluses). Les recristallisations à l'état solide ne semblent pas dépendre de la présence de fluide (Hoskin & Black, 2000 ; Moller et al., 2002). Les preuves de recristallisation à l'état solide sont la préservation de textures primaires et des mélanges d'âges isotopiques et de la composition en éléments traces (Hoskin & Schaltegger, 2003). La recristallisation de zircon protolithe a pour effet l'expulsion des cations ayant des rayons ioniques très différents de Zr, Hf et Si, c'est-à-dire les constituants non stœchiométriques de la structure cristalline. Le Th⁴⁺, qui a un rayon ionique plus gros que l'U⁴⁺, semble être préférentiellement expulsé, ce qui a pour conséquence la diminution des rapports Th/U. Hoskin & Black (2000) ont proposé que les mécanismes conduisant la recristallisation sont des migrations aux limites de grains activées par l'accroissement de températures et la réduction des contraintes structurales imposées par les éléments en traces. Les recristallisations semblent s'initier aux terminaisons du cristal où les éléments traces sont plus abondants (Hoskin & Schaltegger, 2003). Les phénomènes de dissolutions / reprécipitations sont très efficaces dans le cas de zircons métamictes, du fait de la présence de zones amorphes et de fractures permettant la circulation de fluides (Geisler et al., 2003).

Dans les magmas sous-saturés en zirconium, les zircons devraient être dissous. Watson (1996) a montré que la dissolution des zircons dans des liquides anatectiques dépend de la composition du magma, de la teneur en H₂O et de la température et que seuls les cristaux les plus gros (50 à 100 µm) peuvent être conservés dans un magma sous-saturé en zirconium, à une température de 750-850°C

et une teneur en eau de 2% en poids. Un zircon est dissous presque instantanément dans un magma granitique riche en eau et sous-saturé en zirconium (Harrison & Watson, 1983). La présence d'halogènes peut aussi avoir un effet sur les cinétiques de dissolution de zircon et sur la diffusion du zirconium dans un magma (Baker et al., 2002). Dans des conditions de fusion pour une composition métapélitique, Kelsey et al. (2008) ont modélisé les courbes de dissolution du zircon et de la monazite et ont montré premièrement que le zircon résiste à des températures beaucoup plus importantes que la monazite (environ 900°C contre 750°C pour une pression de 0.7 GPa) et deuxièmement qu'en système ouvert (c'est-à-dire avec une extraction des liquides magmatiques au fur et à mesure de l'avancement de la fusion partielle), la résistance du zircon est encore accrue. Les zircons pré-magmatiques seront donc conservés quand la température du magma ne sera pas assez importante pour permettre leur dissolution ou quand des facteurs cinétiques la retardent, tels que la saturation, la solubilité et la diffusion du zirconium. D'autres possibilités évoquées résident dans la protection des zircons au sein de minéraux majeurs (Bea, 1996 ; Clemens, 2003), comme les micas qui montrent très souvent des zircons en inclusions, ou un volume de liquide magmatique trop faible (Watson, 1996). Watson (1996) a proposé une équation pour modéliser le taux de dissolution d'un zircon sphérique dans un magma en fonction de la taille du zircon, de la température et de la concentration en Zr dans le magma, ainsi que du volume du réservoir de magma.

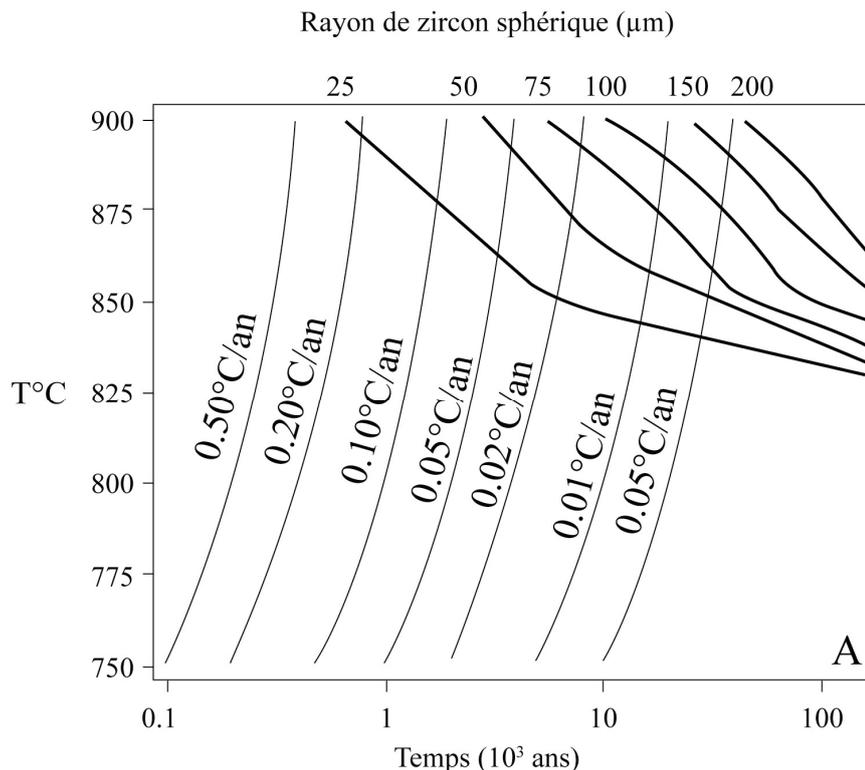


Figure III-5a : Courbes de disparition (en gras) de grains sphériques de zircon en fonction du taux de réchauffement (traits fins) calculées à partir des équations de Watson (1996). (D'après Bea et al., 2007).

Ainsi, dans le cas des compositions étudiées par Bea et al. (2007), un zircon sphérique avec un rayon de 50 μm ne sera pas totalement dissous pour un taux de réchauffement de $0.10^\circ\text{C}\cdot\text{an}^{-1}$ mais le sera en revanche pour un taux de $0.05^\circ\text{C}\cdot\text{an}^{-1}$ (fig. III-5a). Un zircon sphérique avec un rayon de 80 μm , ne devrait pas être dissous si le taux de refroidissement est de $0.025^\circ\text{C}\cdot\text{an}^{-1}$ ou plus rapide (fig. III-5b). Pour des compositions similaires, les plus petits zircons devraient être conservés dans le cas d'un régime volcanique où les taux de refroidissement sont extrêmement rapides.

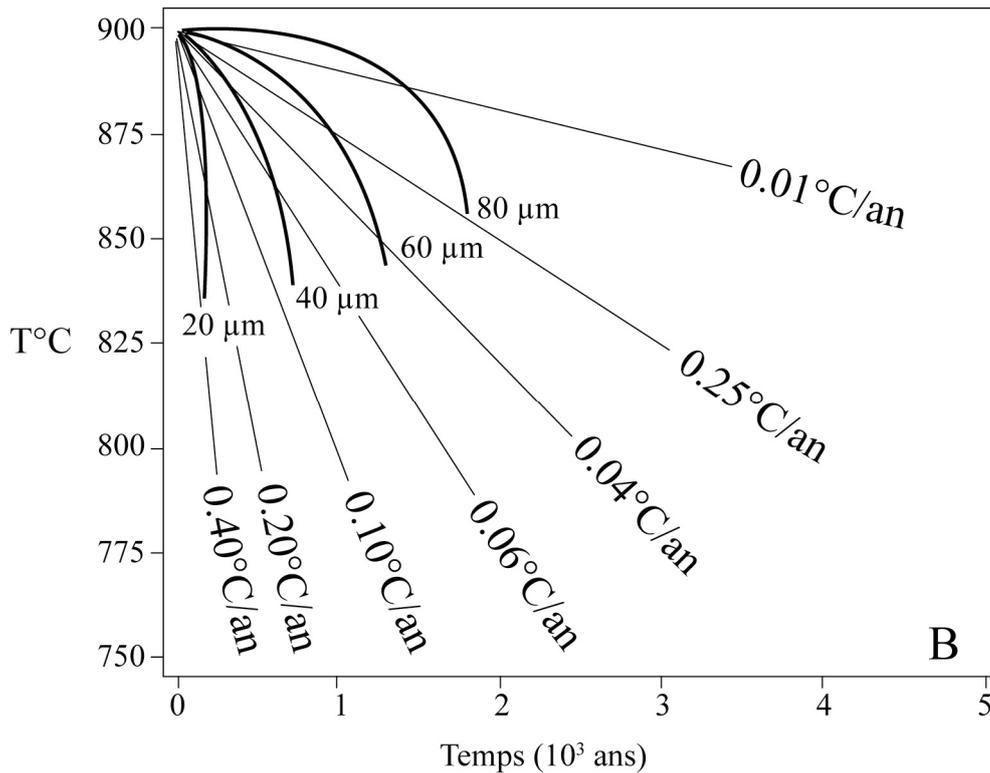


Figure III-5b : Courbes de disparition (en gras) de grains sphériques de zircon en fonction du taux de refroidissement (traits fins) calculées à partir des équations de Watson (1996). (D'après Bea et al., 2007).

Bea et al. (2007) a de plus montré que l'importante quantité de zircons hérités présents dans un granite peut indiquer des processus de fusion et de mise en place de granitoïdes extrêmement rapides, de l'ordre de 10^3 années.

La présence de cœurs hérités est, la plupart du temps, facilement vérifiable en imagerie (cathodoluminescence ou électrons rétrodiffusés). A l'aide d'une loupe binoculaire, lorsqu'il existe de larges différences de concentrations en U entre le cœur et la bordure néocristallisée, une métamictisation différentielle peut affecter la zone de forte concentration et transforme le domaine originellement incolore vers des teintes rosées ou brunes, voir opaques (Corfu et al., 2003). Si le cœur est plus riche que la bordure, l'expansion du cœur métamictisé amorphe entraîne la fracturation de la bordure plus rigide. Dans le cas opposé, il n'y aura généralement pas de

fracturation, en revanche le cœur peut éventuellement se teinter. La présence de «bulles» à la limite cœur/bordure peut quelques fois être la seule distinction possible. Ces bulles se retrouvent de plus très fréquemment à l'interface des zones de croissance (Krogh & Davis, 1974 ; 1975). Les cœurs hérités se distinguent la plupart du temps de leurs bordures par des surfaces géométriques irrégulières, avec des zonations internes tronquées, ou des formes séparées, sub-arrondies, non-zonées ou des cœurs zonés chaotiquement en comparaison de bordures montrant des zonations de croissance plus ou moins régulières. Ce type de structure peut indiquer une résorption importante du zircon protolithe. Dans certains cas, les néoformations peuvent cristalliser dans des directions cristallographiques différentes (il est en effet assez fréquent de rencontrer des cœurs orientés perpendiculairement par rapport à la direction de néoformation). Plusieurs zircons hérités peuvent de plus être incorporés dans une néoformation.

II. 2 Les principes de la méthode

L'uranium possède trois isotopes ^{238}U , ^{235}U et ^{234}U , dont les abondances sont respectivement de 99,274 %, 0.720 % et 0.006 %. Le rapport actuel $^{238}\text{U} / ^{235}\text{U}$ est constant et égal à 137,88. Les chaînes de désintégrations de ^{238}U et de ^{235}U conduisent respectivement aux isotopes stables ^{206}Pb et ^{207}Pb selon une chaîne de décroissance faisant intervenir de nombreux isotopes de durée de vie relativement courte. Dans la gamme d'âges qui nous intéresse ($\gg 1$ Ma), il est considéré que l'équilibre séculaire est réalisé. Tout se passe alors comme si les décroissances depuis ^{238}U et ^{235}U donnaient directement ^{206}Pb et ^{207}Pb respectivement. Il convient d'ajouter qu'un autre isotope du plomb est issu d'une troisième série de décroissance radioactive. Le ^{208}Pb provient en effet de la désintégration du ^{232}Th .

Les constantes radioactives utilisées sont :

$$\lambda_{238} = 1.55125 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$$

$$\lambda_{235} = 9.8485 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$$

$$\lambda_{232} = 0.49475 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$$

Le plomb comprend un seul isotope non radiogénique, le ^{204}Pb , qui est utilisé comme isotope stable de référence.

A partir de (4), trois équations peuvent être utilisées pour calculer les âges suite à des mesures des concentrations isotopiques de l'uranium et du plomb d'un minéral :

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_t = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0 + \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{235}t} - 1) \quad (5)$$

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_t = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0 + \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad (6)$$

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - \left({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}\right)_0}{{}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - \left({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}\right)_0} = \frac{e^{\lambda_{235}t} - 1}{137,88(e^{\lambda_{238}t} - 1)} \quad (7)$$

Les équations (5) et (6) sont linéaires et devraient permettre de construire des diagrammes isochrones de la même manière que pour la méthode Rb-Sr, mais la mesure des rapports ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ et ${}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$ ne peut pas être réalisée de manière satisfaisante. Par contre, on pourra utiliser la particularité du système U-Pb qui met à notre disposition deux chronomètres ${}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U}$ et ${}^{207}\text{Pb}/{}^{235}\text{U}$. Combinant ces deux chronomètres, il en vient même un troisième : ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$. Cette particularité pourra être utilisée. Ainsi, en système clos, un minéral en équilibre doit donner trois âges identiques, ces âges sont alors dits «concordants».

Les trois âges obtenus seront égaux si :

- le système est resté clos.
- la composition en isotopes fils (${}^{206}\text{Pb}$ et ${}^{207}\text{Pb}$) lors de la fermeture du système est nulle ou connue dans le cas contraire.

II. 3 Diagramme Concordia

Conventionnellement, la procédure adaptée pour interpréter les analyses U-Pb est de les y reporter dans le diagramme ${}^{206}\text{Pb}^*/{}^{238}\text{U}$ en fonction de ${}^{207}\text{Pb}^*/{}^{235}\text{U}$ (Pb radiogénique). La courbe Concordia est le lieu des points pour lesquels :

$$t({}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U}) = t({}^{207}\text{Pb}/{}^{235}\text{U}) = t({}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb})$$

II. 4 Mesures isotopiques ponctuelles : le couplage laser / MC - ICPMS

Depuis la découverte de la radioactivité naturelle et de la relation entre les séries de désintégrations isotopiques de l'U et la géochronologie (Rutherford, 1905 ; Strutt, 1909 ; Holmes, 1911), plusieurs appareillages permettant les analyses isotopiques ont été développées et possèdent chacune leurs avantages et leurs inconvénients. L'application de la technique de l'ID-TIMS (Isotope Dilution Thermal Ionization Mass Spectrometry) à la datation U-Pb du zircon a été développée depuis le début des années 1950 (Tilton et al., 1955 ; Wetherill, 1956) . Elle consiste en une mise en solution de l'échantillon et l'addition de traceurs isotopiques à l'échantillon dissous pour obtenir un mélange isotopique homogène, dont la composition isotopique est ensuite mesurée grâce à un spectromètre de masse à thermo-ionisation. Ainsi, d'une part, il est possible d'accéder aux teneurs en U et Pb, d'autre part aux rapports isotopiques du Pb et ceci avec une grande précision.

Une méthode utilisant le même type de spectromètre de masse (TIMS) est la méthode d'évaporation du Pb. Kober (1986) a en effet mis au point une technique d'analyse sans mise en solution ni aucun traitement chimique. Le zircon est emballé

dans un filament de Re, en forme de «canoë», à partir duquel le Pb est directement émis par chauffage par étape après un dégazage initial qui permet d'éliminer les domaines fragiles du cristal. Ainsi, les rapports isotopiques du Pb sont mesurés successivement, à différentes températures d'émission. L'âge $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$, corrigé du Pb commun par la mesure précise du $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, est calculé avec une précision très satisfaisante. L'avantage de cette approche réside dans la possibilité de réaliser ces datation sur mono-minéral sans mise en solution et donc sans contamination lors du processus de séparation de U et Pb. Mais cette technique ne permet pas la mesure de l'U, il n'est donc pas possible de vérifier la concordance d'une analyse donnée. Les pertes partielles de Pb radiogénique sont donc difficiles à contrôler, il est toutefois possible d'estimer que plusieurs âges identiques associés à plusieurs paliers de températures distincts indiquent que la concordance est atteinte. Enfin, dans le cas de domaines néoformés à partir d'un vestige hérité, l'obtention d'âges de mélange sans signification géochronologiques est à prendre en considération. Cette méthode est très satisfaisante dans le cas de zircons à histoire simple (volcanites acides, par exemple).

Depuis une trentaine d'années, les méthodes de micro-analyses *in situ* ont apporté d'autres alternatives pour la datation U-Pb sur zircon. Ces méthodes sont moins précises que l'ID-TIMS, en particulier parce que les volumes de minéral mis en jeu sont beaucoup plus petits, elles sont plus rapides mais surtout elles permettent d'effectuer des datations sur les différentes zones de croissance d'un même minéral. Depuis la fin des années soixante-dix, un SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry) équipé d'une haute résolution a été développée (Hinthorne et al., 1979 ; Williams, 1979) pour l'application en géochronologie U-Pb, donnant naissance à la SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion MicroProbe) (Compston et al., 1982 ; 1984 ; Williams et al., 1982 ; Williams, 1998 ; Compston, 1999). Depuis dix ans, un constructeur français (CAMECA) a développé un appareil similaire (IMS 1270) aux performances comparables. Un faisceau d'ions primaires à haute énergie est focalisé sur une surface polie cible, permettant l'ablation d'atomes et de molécules qui sont ionisés. La sonde ionique permet de mesurer des compositions chimiques et isotopiques de très faibles quantités, pour des cibles de 10 à 50 μm de diamètre. La profondeur de la zone d'ablation est de l'ordre de 2 μm et la masse de matière analysée de l'ordre de quelques nanogrammes, ce qui rend cette méthode pratiquement non destructive (Ireland & Williams, 2003). La haute résolution en masse est indispensable pour s'affranchir des interférences avec les espèces polyatomiques. Cependant, cette méthode n'atteint pas les mêmes degrés de précision que l'ID-TIMS du fait des faibles quantités de matières analysées et de la perte relative de signal associé à la haute résolution. Mais elle permet de définir plus précisément les domaines de grains concordants et de ne pas nécessiter de traitement chimique au préalable à l'analyse, évitant ainsi pratiquement toute contamination. Par ailleurs, elle permet d'effectuer un nombre important d'acquisitions dans un temps limité. De nombreuses études ont montré l'intérêt de cette méthode appliquée à des problèmes géologiques très variés, notamment pour la mise en évidence de la complexité des zircons. Cependant, la plus haute précision de l'ID-TIMS est plus appropriée pour les problématiques liées à l'affinage de l'échelle des temps géologiques phanérozoïques

(Ireland & Williams, 2003), en particulier pour les zircons à histoire géologique simple. L'instrumentation reste coûteuse et peu de laboratoires en sont actuellement équipés.

Grâce au développement parallèle des systèmes d'ablation Laser (Light Amplification by Stimulated Emission of Radiation) et des spectromètres de masses à plasma (ICP-MS ou Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometer), le couplage de ces deux types d'appareillage est apparu depuis le milieu des années quatre-vingt-dix comme une méthode alternative pour la datation U-Pb *in situ* des zircons, avec un gain de temps et des coûts inférieurs à ceux des SIMS (Feng et al., 1993 ; Fryer et al., 1993 ; Jackson et al., 1996 ; Košler & Sylvester, 2003), en particulier dans le cas où l'ICP-MS quadripolaire est remplacé par un ICP-MS à secteur magnétique et multicompteur d'ions (Cocherie & Robert, 2007). Dans le cadre de ce travail, le couplage Laser / MC-ICPMS a été utilisé pour dater les zircons étudiés. Lors des premières études utilisant cette méthode, le problème principal a résidé dans les problèmes de fractionnement U-Pb sur au cours de l'ablation (Hirata & Nesbitt, 1995 ; Hirata, 1997) et à la source du plasma (Guillong & Günther, 2002). Le contrôle de la focalisation du faisceau et l'utilisation d'un zircon standard a permis cependant de corriger avec succès ce fractionnement (Jackson et al., 1996). Les différents rapports U/Pb sont mesurés dans le standard avant et après l'échantillon et le coefficient de correction est obtenu par comparaison entre le rapport connu du standard et le rapport analysé :

$$R(\text{ech})_{\text{vrai}} = R(\text{ech})_{\text{mes}} * [R(\text{std})_{\text{vrai}} / R(\text{std})_{\text{mes}}]$$

Où $R(\text{ech})_{\text{vrai}}$ correspond au rapport véritable de l'échantillon, $R(\text{ech})_{\text{mes}}$ au rapport mesuré de l'échantillon, $R(\text{std})_{\text{vrai}}$ au rapport véritable du standard (connu), et $R(\text{std})_{\text{mes}}$ au rapport du standard mesuré.

Par la même occasion l'usage du standard permet de corriger le fractionnement de masse inhérent à tout spectromètre de masse. En particulier, dans notre cas, la dérive des rendements des compteurs est aussi corrigée par cette normalisation au standard.

D'autres méthodes ont permis de limiter le fractionnement lors de l'ablation comme des techniques de focalisation active (Hirata & Nesbitt, 1995), des techniques d'ablation « douce » (Hirata, 1997) ou d'ablation linéaire continue (Li et al., 2001). Horn et al. (2000) ont montré qu'il existe une corrélation entre le diamètre du cratère et le fractionnement U/Pb. L'utilisation de Laser à courtes longueurs d'onde a, de plus, permis de limiter considérablement le fractionnement. Des pulsations de courte durée sont aussi un paramètre important pour réduire l'effet thermique (Cocherie et al., 2008).

Les premières études ont utilisé des ICP-MS quadropole. Cependant, ce système ne permet pas la mesure de l'isotope ^{204}Pb avec une précision acceptable. La correction du Pb commun ne peut donc pas être faite ainsi, sauf dans le cas

d'échantillons très anciens (Archéens-Protérozoïques). Les ICP-MS quadrupolaires permettent l'analyse en passant rapidement d'une masse à l'autre (mode « dynamique »). Cependant, la forme gaussienne des pics n'est pas propice à la mesure très précise de rapports isotopique. L'utilisation de spectromètre de masse ICP-MS à secteur magnétique a permis d'obtenir des résultats probants grâce à l'acquisition de pics mieux définis, mais les données sont généralement acquises sur cages de Faraday et rarement en mode « statique » (Tiepolo, 2003). La sensibilité n'est donc pas optimale et des cratères de diamètre >50 µm sont souvent indispensables.

L'appareillage utilisé durant ce travail est un laser UV 213 nm couplé avec un spectromètre MC-ICP-MS Neptune (ThermoElectron, Brême, Allemagne) équipé d'un système multi-compteur d'ions installé au BRGM (Orléans). Cette configuration permet une acquisition en mode statique de tous les pics conduisant à une très haute sensibilité (Cocherie & Robert, 2007) puisque les compteurs enregistrent toutes les masses simultanément pendant toute la durée de l'ablation. Du fait de la sensibilité du système de mesure, il n'est pas nécessaire d'ablater beaucoup de matière. Le cratère mesure 20 µm de diamètre et environ 15-20 µm en profondeur (Cocherie & Robert, 2008 ; Cocherie et al., 2007 ; Cocherie et al., 2008).

La calibration du système multi-compteur d'ion est optimisée avant la connexion sur le système d'ablation Laser grâce à une solution standard pure de Pb (SRM-981) à 100 pg.ml⁻¹. Th et U sont ensuite introduits pour le centrage des pics. Le système multi-compteur utilisé comprend cinq compteurs d'ions (IC2, IC3, IC4, IC5, IC6) et deux cages de Faraday (H3 et H4) (Tableau III-1).

| | | | | | | | Centre | | | | | | | | | |
|-------------------|--|-----|-------------------|-------------------|-------------------|-----|--------|-----|-----|-----|-----|-----|-------------------|-----|------------------|-----|
| IC2 | IC3 | L4 | IC4 | IC5 | IC6 | L3 | L2 | L1 | C | IC1 | H1 | H2 | H3 | IC7 | H4 | IC8 |
| c | c | Far | c | c | c | Far | Far | Far | Far | RPQ | Far | Far | Far | c | Far | c |
| ²⁰² Hg | ²⁰⁴ Pb ²⁰⁴ Hg | - | ²⁰⁶ Pb | ²⁰⁷ Pb | ²⁰⁸ Pb | - | - | - | - | - | - | - | ²³² Th | - | ²³⁸ U | - |

Tableau III-1 : Configuration du bloc multi-collecteur utilisé (D'après Cocherie & Robert, 2008). Far : cage de faraday. c : compteur d'ions.

La forme du pic et la superposition de toutes les masses sont optimisées par ajustement des lentilles du zoom optiques. Le bruit de fond est ensuite mesuré pour chaque compteur, il n'excède cependant pas quelques coups par minute (Cocherie & Robert, 2007). La linéarité des compteurs est testée par le rapport ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, le biais reste inférieur à 0.2% pour 30 000 à 600 000 cps sur la masse ²⁰⁶Pb. Le biais de masse instrumental est calculé en mesurant ²⁰⁵Tl/²⁰³Tl sur les cages de Faraday, ce biais est d'environ 0.70% par unité de masse. Tous ces contrôles sont effectués en mode

liquide. Les biais d'origines multiples seront tous corrigés par la suite en mode laser à l'aide de la normalisation par le zircon standard.

Le système d'ablation Laser est ensuite couplé au spectromètre. L'énergie est comprise entre environ 0.3 et 1 mJ/pulsation. La normalisation des rapports isotopiques Pb et U/Pb est effectuée à l'aide du standard 91500 (Wiedenbeck et al., 1995). Le laser est ajusté à une fréquence de 10 Hz. Le faisceau est empiriquement défocalisé pour limiter le fractionnement entre ^{206}Pb et ^{238}U au cours de l'analyse (Fig. III-6). Le débit d'argon permettant le transport de la matière ablatée est aussi ajusté aux environs de 1.3 litres par minute afin de s'approcher du rapport $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ certifié. Au cours d'une analyse, un bloc de 23 cycles de 4 secondes d'acquisition est enregistré en mode statique. La durée de l'ablation est donc de 92 secondes. A compté du début du tir laser, une période de pré-ablation de 12 à 16 secondes est nécessaire. Des mesures de blanc sont effectuées pour soustraire le blanc du gaz de l'échantillon et pour mesurer le rapport $^{202}\text{Hg}/^{204}\text{Hg}$. $^{202}\text{Hg}_{\text{mes}}$ est mesuré directement alors que $^{204}\text{Hg}_{\text{calc}}$ est calculé à partir du rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ du blanc. En effet, ce rapport est d'environ 17.2 dans le blanc. Il permet d'estimer $^{204}\text{Pb}_{\text{calc}}$ dans le blanc. $^{204}\text{Hg}_{\text{calc}}$ pour le blanc est ensuite obtenu grâce à la relation :

$$^{204}\text{Hg}_{\text{calc}} = ^{204}\text{pic}_{\text{mes}} - ^{204}\text{Pb}_{\text{calc}}$$

où $^{204}\text{pic}_{\text{mes}}$ est le pic total mesuré sur la masse 204.
 et $^{204}\text{Pb}_{\text{calc}} = ^{206}\text{Pb}_{\text{mes,blanc}} / 17.2$

Le rapport $^{202}\text{Hg}_{\text{mes}}/^{204}\text{Hg}_{\text{calc}}$ du blanc est ensuite utilisé pour soustraire la contribution de ^{204}Hg dans le pic total de la masse 204, mesuré sur l'échantillon, pour la valeur réelle du ^{204}Pb dans l'échantillon, à partir de la mesure de ^{202}Hg dans l'échantillon. La valeur corrigée du ^{204}Pb dans l'échantillon est donc :

$$^{204}\text{Pb}_{\text{cor.}} = ^{204}\text{pic}_{\text{mes}} - ^{204}\text{Hg}_{\text{calc.}} - ^{204}\text{Pb}_{\text{calc. blanc}}$$

Les corrections et la soustraction du blanc sur les mesures ont été effectuées après analyses grâce au programme développé au BRGM. Cocherie & Robert (2008) ont mis en évidence qu'une déviation apparaissait au cours d'une journée d'analyse. Les rapports isotopiques évoluent significativement au cours d'une session. Ceci est interprété comme une instabilité à long terme des compteurs d'ions. Il convient donc d'intercaler régulièrement des mesures de standard et non pas de faire ces mesures uniquement en début et en fin de session. Après soustraction du blanc, les valeurs mesurées sur l'échantillon sont normalisées par des valeurs du standard mesurées avant et après l'échantillon selon la séquence suivante :

Blanc1 - Standard1-Blanc2-Echantillon1-Echantillon2-Blanc3-Standard2-Blanc4-etc...

Les analyses sont effectuées sur des grains séparés montés en section et polis. Des tests ont montré que le standard peut aussi bien être inclus dans la section

comportant les zircons inconnus que dans une seconde section polie située dans la cellule d'ablation. Les images en cathodoluminescence ont été acquises à l'Université Pierre et Marie Curie (Paris 6) et à l'Université de Sciences et Technologies de Lille (UMR 8110 PBDS) afin d'appréhender la structure internes des zircons à analyser.

II. 5 Le traitement des données

Le traitement des données est constitué de deux étapes principales. Au préalable, les points d'enregistrements (23) acquis au cours d'une analyse sont sélectionnés en rejetant les premiers (préablation) et les derniers cycles. En effet, le début et la fin de l'émission sont associés à des intensités plus faibles, plus dépendantes de la valeur du blanc. Cette sélection est basée sur les rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ (exemple fig. III-6). Les rapports isotopiques moyens corrigés, indispensables au calcul des âges sont obtenus après soustraction du blanc et normalisation à l'aide des analyses du standard. A partir des cycles sélectionnés, le blanc est soustrait directement de chaque masse, les rapports isotopiques sont calculés puis normalisés à l'aide du standard. Enfin, le Pb commun est soustrait.

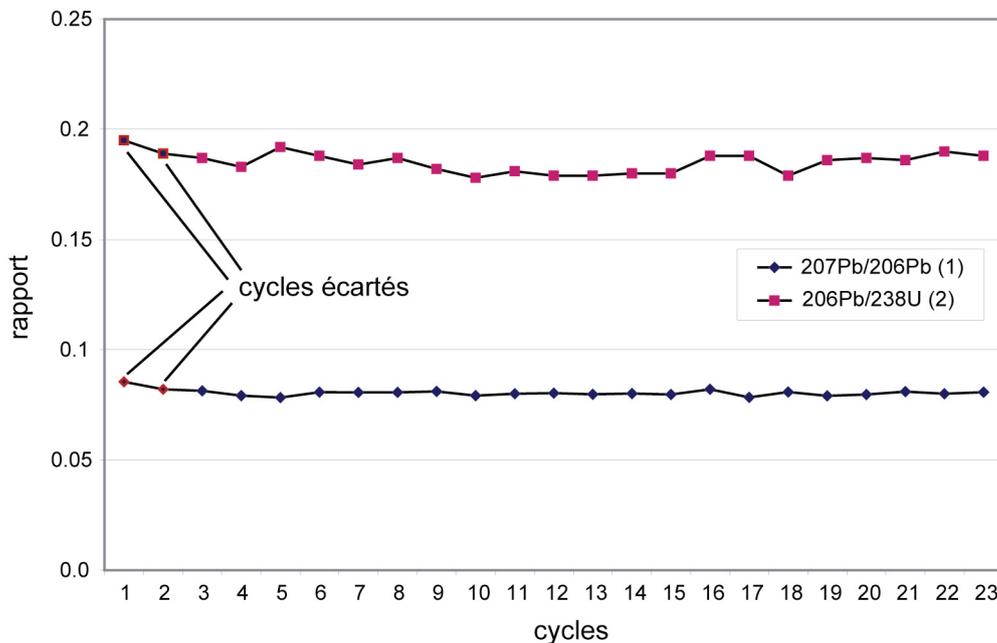


Figure III-6 : Sélection des cycles à écarter dans le programme Laser. Exemple pour une analyse du standard 91500.

Tous les rapports isotopiques sont disponibles, y compris $^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$ et $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$. Ainsi, les trois méthodes de correction du Pb commun sont utilisables en fonction de l'âge et de la composition en U et Th des zircons à dater (Williams, 1998). Ce sont les corrections par la méthode du ^{204}Pb , du ^{208}Pb et du ^{207}Pb (ou Tera et Wasserburg, 1972). A partir des rapports corrigés du Pb commun, les âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ peuvent donc être calculés.

Ces différentes méthodes de corrections consistent en :

- la « méthode 204 » est basée sur la mesure de la très faible abondance du ^{204}Pb , isotope non radiogénique du Pb. Le rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ est mesuré. Les isotopes du Pb mesuré sont ensuite corrigés de la contribution du Pb commun en utilisant les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ du Pb commun à l'âge supposé de l'échantillon (Stacey et Kramers, 1975).

Soit f la fraction du $^{206}\text{Pb}_{\text{total}}$ qui est commun : $f = \frac{^{206}\text{Pb}_c}{^{206}\text{Pb}_{\text{mes}}}$
 $f = \frac{[^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c}{[^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_{\text{mes}}}$

Le rapport corrigé du Pb commun nécessaire au calcul de l'âge $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ est:
 $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U} = (1-f) * (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})_{\text{mes}}$

Tandis que le rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigé du Pb commun est :

$$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* = \frac{\{[(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_{\text{mes}} \times (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{mes}}] - (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_c\}}{\{(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{mes}} - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_c\}}$$

Enfin, $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U} = (^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*) \times (^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}) \times 137.88$

- la « méthode 208 » est basée sur la mesure des rapports $^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$ et $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$. La correction du Pb commun n'est possible qu'à condition que le rapport Th/U n'ait pas été perturbé depuis la fermeture des systèmes U-Pb et Th-Pb. Connaissant le rapport $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$, il est possible de calculer le rapport radiogénique à l'âge supposé de l'échantillon :

$$^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* = ^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} \cdot [(e^{\lambda_{232}} - 1) / (e^{\lambda_{238}} - 1)]$$

La proportion f de Pb commun est :

$$f = \frac{[^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}]_{\text{mes}} - ^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*}{[^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}]_c - ^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*}$$

Connaissant f , on calcule alors les mêmes rapports radiogéniques que ceux calculés après correction par la méthode du ^{204}Pb . Cette méthode du ^{208}Pb est efficace pour les rapports Th/U faibles (< 0,5). Pour des valeurs plus élevées, le rapport $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ tend vers la valeur $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_c$, ce qui rend la détermination de f très imprécise.

Il faut noter que le calcul des incertitudes sur les rapports isotopiques corrigés du Pb commun tient compte de la propagation des erreurs associées à cette correction du Pb commun.

- la « méthode 207 » utilise les rapports $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ et $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mesurés (non corrigés du Pb commun), cette méthode est associée à la représentation

graphique de Tera et Wasserburg (1972). La proportion de ^{206}Pb commun est définie selon la relation :

$$f = \left[\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}_{\text{mes}} - \frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*} \right] / \left[\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}_{\text{c}} - \frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*} \right]$$

A l'aide de cette méthode on ne pourra par contre mesurer qu'un âge $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Elle sera réservée aux échantillons jeunes (< 600 Ma). En effet, dans cette gamme d'âge, le rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ est généralement mal défini, à la fois parce que ^{204}Pb est imprécis, mais aussi parce que la quantité produite de ^{206}Pb est limitée dans ce laps de temps relativement court de production de Pb^* . De plus, dans cette gamme d'âge le rapport $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ varie peu. Enfin, à l'inverse, une légère variation en âge occasionne une forte variation du rapport $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, cet âge U/Pb devient donc particulièrement discriminant. Les rapports $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ et $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ étant seulement faiblement corrélés, les analyses sont représentées par des ellipses inscrites dans des rectangles, alors que dans le diagramme Concordia conventionnel, la forte corrélation des erreurs conduit à des ellipses très allongées.

II. 6 Exploitation géochronologique des analyses isotopiques

La suite du traitement consiste en la détermination des âges qui s'effectuent à l'aide de représentations graphiques. Le diagramme Concordia (Wetherill, 1956) correspond à une courbe construite à partir des équations paramétriques (fig. III-7a) :

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} = e^{\lambda_{238}t} - 1$$

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}} = e^{\lambda_{235}t} - 1$$

Cette courbe est graduée dans le temps. Pour un système étant resté clos, le point mesuré viendra se placer sur la courbe et sera dit « concordant » (les trois systèmes isotopiques, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ donnant le même âge). Naturellement, les rapports corrigés du Pb commun (méthode ^{204}Pb ou ^{208}Pb) doivent être utilisés dans ce cas. Il est assez fréquent que le système étudié ne soit pas concordant. Les zircons présentent souvent des âges discordants. Si les analyses sont distribuées de manière désordonnée dans le diagramme aucune interprétation en termes d'âges ne pourra être faite, sauf à considérer les analyses les plus proche de la Concordia comme ayant subi une légère perte récente de Pb^* . Dans ce cas, l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ constituera une valeur approchée par valeur inférieure. Si les analyses s'alignent sur une droite appelée Discordia et coupant la Concordia en deux points, on pourra tenter d'interpréter les interceptes supérieurs et inférieurs. En effet, les approches in situ utilisant la SHRIMP ont montré que ces âges sont issus d'une réouverture partielle du système isotopique du zircon qui est interprétable en terme d'héritage et de recristallisation associée par exemple à un événement métamorphique donné. On voit donc que les « pertes » de Pb^* peuvent être

épisodiques, c'est-à-dire significative d'un âge, mais elle peut aussi être associée à une perte continue par diffusion. La diffusion peut, en particulier être occasionnée par l'altération du minéral dû aux dommages causés par la désintégration α qui occasionne le phénomène de recul α . Ce processus directement lié à la désintégration de U provoque au cours du temps des désordres et dislocations dans le réseau cristallin du zircon, facilitant ainsi l'interaction avec des fluides. Cette action conjuguée du phénomène nucléaire et des fluides peut aller jusqu'à rendre tout ou partie du minéral amorphe. Bien évidemment ce type de domaine est fragile et peu propice à préserver le système clos. Dans ce cas, les pertes de Pb^* peuvent devenir très importantes, en particulier pour des zircons très anciens et très riches en U. On dit que le zircon est métamicté. Balan et al. (2001) ont très bien quantifié ce phénomène, montrant qu'en l'absence de fluides particulièrement actifs, des zircons anciens mêmes très riches en U (~1000 ppm) peuvent rester en système clos.

Une seconde représentation graphique alternative est celle du diagramme Terra - Wasserburg (D'après Tera & Wasserburg, 1974) ou Concordia inverse (fig. III-7b). Dans ce cas, les rapports isotopiques $^{207}Pb / ^{206}Pb$ et $^{238}U / ^{206}Pb$ non corrigés sont reportés. Cette représentation permet de visualiser la présence de plomb commun. Les analyses de zircons n'ayant pas subi de perte de Pb radiogénique et contenant des quantités variables de Pb commun se distribueront selon une droite de mélange depuis la composition du Pb commun ($^{207}Pb/^{206}Pb$)_c à l'âge supposé des zircon jusqu'à la composition du Pb^* , située sur la Concordia. Si une perte de Pb^* a affecté un domaine analysé, le point représentatif s'écartera de cette droite de mélange parallèlement à l'axe des abscisses.

Les diagrammes Tera & Wasserburg et Concordia ont été construits en utilisant le programme Isoplot (3.1) de Ludwig (2004). La sélection ou le rejet d'une analyse est un point clef de cette étude où de nombreux exemples d'héritages et de recristallisation seront rencontrés. Le diagramme Concordia a été utilisé pour les âges plus anciens que 1000 Ma. Les âges $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$ sont pris en considération lorsque l'analyse est parfaitement concordante ou lorsque le degré de discordance est inférieur à 10 %. Cependant, lorsqu'un âge de recristallisation peut être défini par une ou plusieurs autres analyses effectuées sur le même grain (par exemple la bordure du grain), l'âge le plus ancien (cœur du grain) est considéré comme issu d'un mélange. Dans ce cas, l'âge hérité est calculé par extrapolation depuis l'âge (le plus souvent concordant) de recristallisation vers la partie supérieure de la courbe Concordia, même si le degré de discordance est supérieur à 10 %. L'intercepte supérieur donne l'âge de formation du cœur du zircon (notion d'héritage) alors que l'intercepte inférieur donne l'âge de réouverture du système isotopique (par exemple, un événement métamorphique, ou la mise en place de magma durant un épisode de recyclage crustal). Pour les âges plus jeunes, les données ont été représentées dans le diagramme Concordia inverse de Tera-Wasserburg (non corrigée du Pb commun). Au minimum un point concordant plus deux ou trois analyses permettront de dessiner une droite de mélange avec la composition du Pb commun et donc de valider l'âge obtenu par l'intersection avec la courbe Concordia.

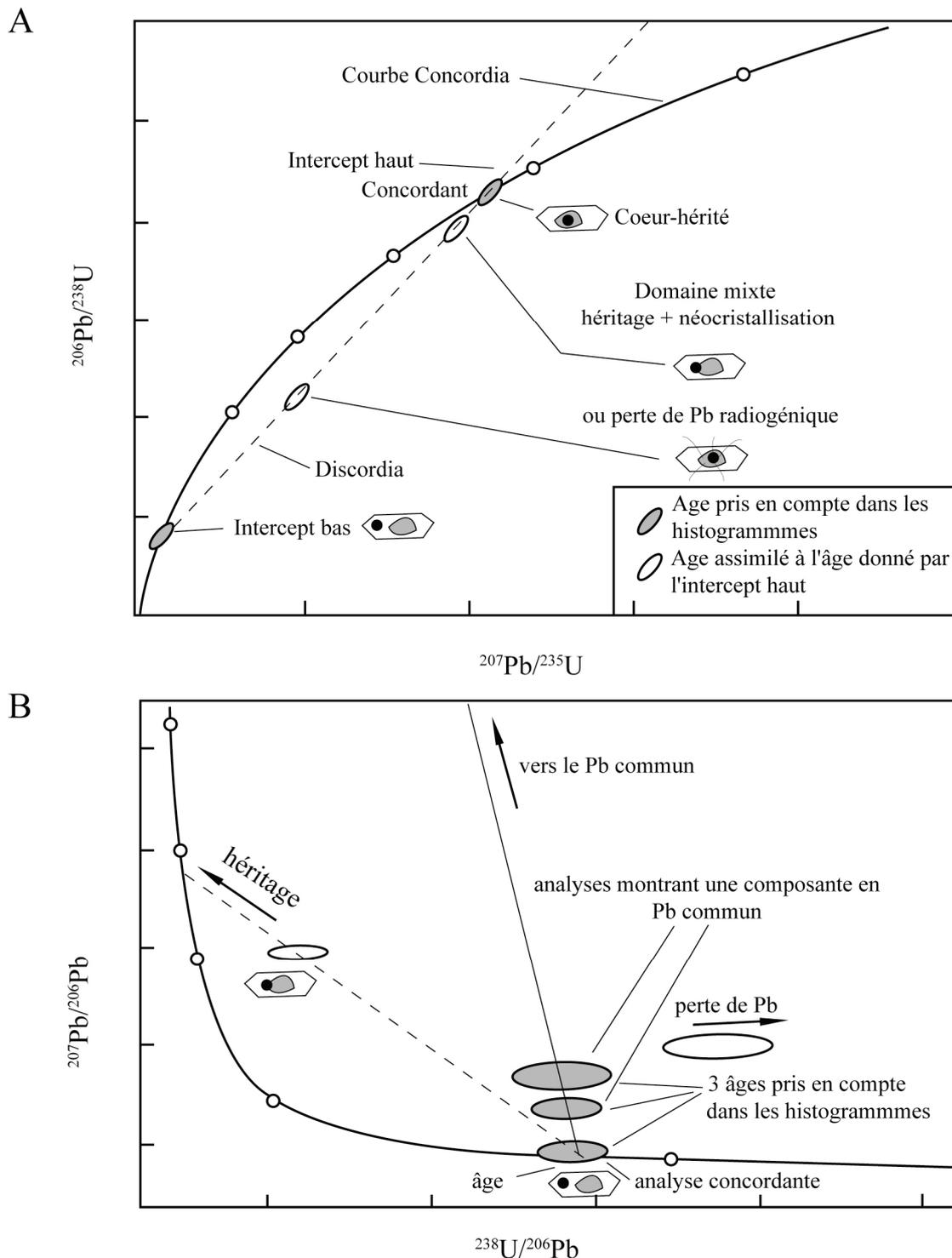


Figure III-7 : Diagrammes concordia (A) et Tera-Wasserburg ou inverse (B). Le diagramme Concordia permet la visualisation des cœurs hérités, de mélange d'âges et la concordance ou discordance des analyses dues à des phénomènes de perte de Pb ou de mélange. Le diagramme de Tera-Wasserburg montre deux exemples. L'exemple de gauche montre une analyse définissant une droite de mélange qui pourrait être causée par la contribution d'un héritage alors que le second cas de figure (à droite) permet la visualisation des composantes en Pb commun et la perte de Pb (D'après Parrish & Noble, 2003).

Deux méthodes ont été de plus utilisées pour construire les histogrammes (ex. Fig. 6-2 et 6-3, chapitre 6). Pour les âges inférieurs à 1000 Ma, les données représentées correspondent aux âges $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ des analyses impliquées dans le calcul des âges obtenus dans le diagramme de Tera & Wasserburg. A partir de ce type de diagramme, chaque point parfaitement concordant et chaque analyse, contenant plus ou moins de Pb commun, mais située sur une droite de mélange avec le Pb commun seront reportées dans les histogrammes (Fig. III-7B). Ainsi, les zircons ayant subi une perte de Pb* ne seront pas pris en compte. Pour les âges plus anciens, traités dans les diagrammes conventionnels, les données représentées correspondent aux âges $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ pour les points concordants et les âges extrapolés dans le cas d'une droite Discordia. Chaque point parfaitement concordant sera pris en compte. Par ailleurs, si on peut tracer une Discordia contrainte par intercepte bas et intercepte haut, seuls ces deux âges seront pris en compte. Les analyses intermédiaires s'étalant sur la Discordia seront assimilées à l'âge donné par l'intercepte haut.

II. 7 Validation du couplage Laser/MC-ICPMS.

L'utilisation du couplage Laser/MC-ICPMS a été validée par la datation de zircons préalablement datés par d'autres méthodes de référence (ID-TIMS et SHRIMP). Ces résultats ont été présentés par Cocherie et al. (2008). Je présente ici deux exemples montrant la bonne validité de cette méthode pour des âges paléozoïques (fig. III-8) et paléoprotérozoïques (fig. III-9), qui correspondent à l'intervalle d'âges que nous avons rencontré dans cette étude.

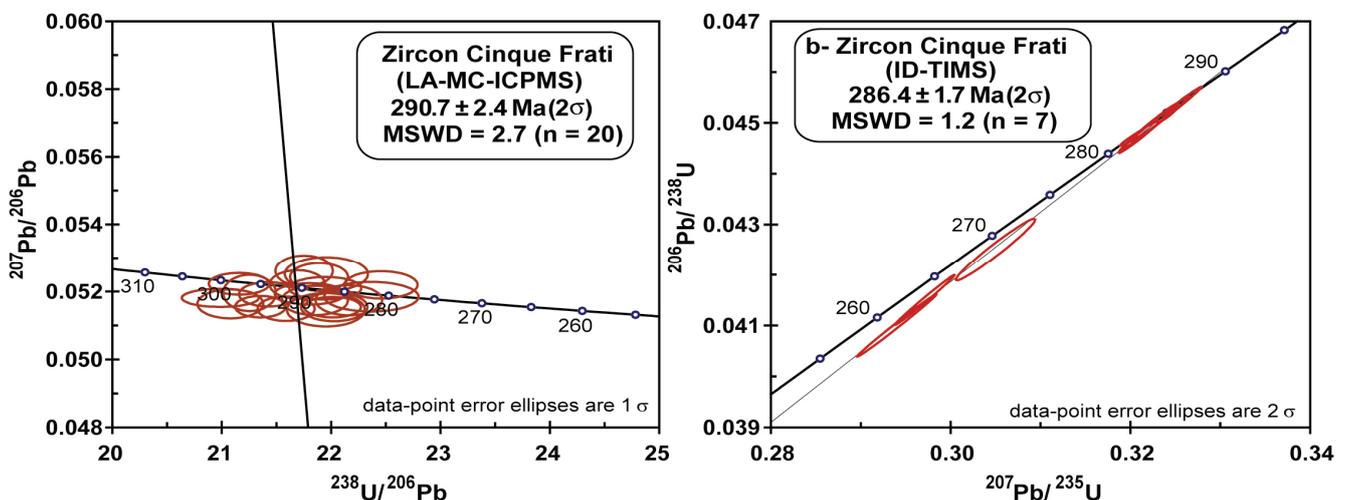


Figure III-8 : Datation des zircons provenant de Cinque Frati (Corse) par le couplage Laser/MC-ICPMS (à gauche, diagramme Tera & Wasserburg non corrigé du Pb commun) et par ID-TIMS (à droite, diagramme conventionnel Concordia, provenant de Cocherie et al., 2005c). (D'après Cocherie & Robert, 2008)

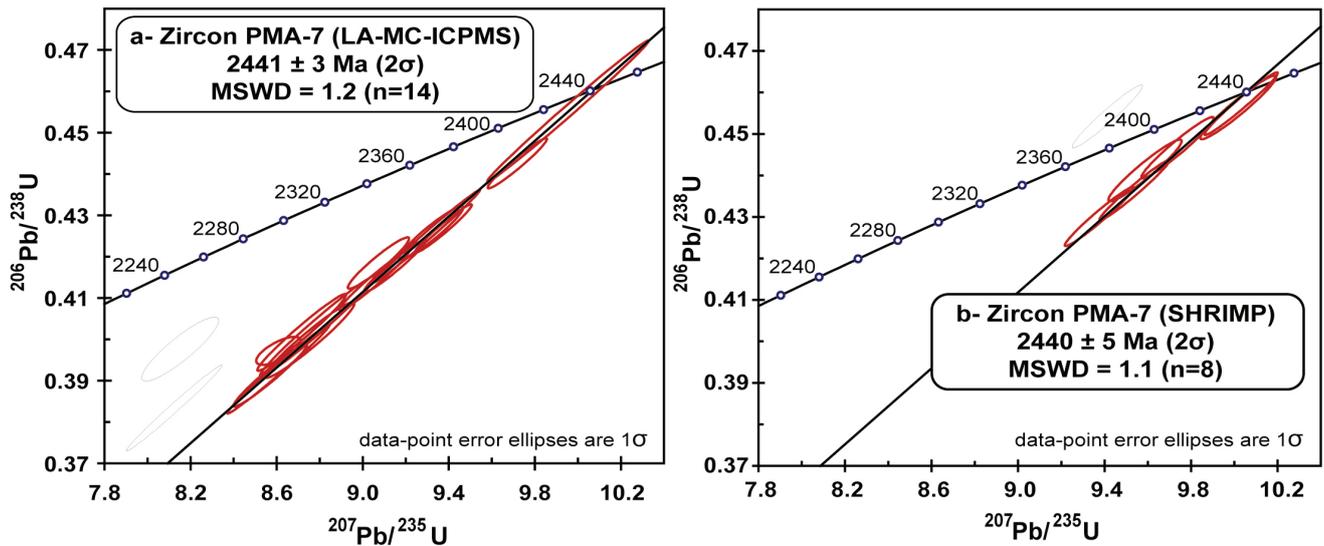


Figure III-9 : Datation des zircons provenant d'Antarctique (PMA-7) par le couplage Laser/MC-ICPMS (a) et par ID-TIMS (b, Hirata & Nesbitt., 1995). (D'après Cocherie & Robert, 2008)

III. Datation *in situ* U-Th/Pb de la monazite à la microsonde électronique

La monazite est un phosphate de Terres Rares légères (LREE) et de Th de formule (LREE, Th)PO₄ à structure monoclinique (Ni et al., 1995). Ce minéral apparaît sous forme accessoire essentiellement dans les roches crustales magmatiques et métamorphiques, et sous forme détritique dans les roches sédimentaires (Parrish, 1990 ; DeWolf et al., 1993 ; Franz et al., 1996). Les monazites naturelles peuvent aussi intégrer des quantités importantes d'U par substitution. La solution solide monazite varie entre trois pôles : (i) huttonite, ThSiO₄ (ii) brabantite, CaTh(PO₄) (iii) monazite, (LREE, Th)PO₄. La caractéristique importante de la monazite réside dans le fait que sa structure n'admet pas l'incorporation de Pb lors de sa formation, tout le Pb présent dans la monazite provient donc de la désintégration de U et Th. Les proportions de Pb commun sont donc négligeables (Parrish, 1990). La monazite peut se former dans des conditions diagénétiques jusqu'aux conditions du faciès granulitiques et de l'anatexie (Donnot et al., 1973 ; Gloaguen, 2006 ; Bé Mézème, 2005 ; Bé Mézème et al., 2006 ; Bingen et al., 1996 ; Rasmussen, 1996 ; Zhu & O'Nions, 1999a et b ; Zhu et al., 1997a et b). Dans les roches pélitiques, les conditions du faciès amphibolite sont de plus très favorables à son développement (Bingen et al., 1996 ; Foster et al., 2002 ; Gloaguen, 2006 ; Kingsbury et al., 1993 ; Krenn et al., 2008 ; Simpson et al., 2000 ; Smith & Barreiro, 1990 ; Trap, 2007 ; Trap et al., 2008). Plusieurs études ont suggéré que la déstabilisation du grenat joue un rôle important pour la libération des LREE nécessaires à sa formation (Spear & Pyle, 2002 ; Khon & Malloy, 2004 ; Fitzsimons et al., 2005 ; Foster et al., 2000). Les conditions hydrothermales sont aussi susceptible de favoriser l'apparition de monazite (Kempe et al., 2008 ; Poitrasson et al., 2000 ; Schaltegger et al., 2005 ; Bé Mézème et al., 2005b ; Strivay et al., 2008).

La principale cause de perturbation du système U-Th-Pb est la perte de Pb qui ne montrerait pas une grande stabilité dans la structure de la monazite (Albarède et al., 1985). Cependant, la diffusion du Pb dans la monazite est négligeable (Cherniak et al., 2004 ; Cocherie et al., 1998 ; 2005 ; Crowley & Ghent, 1999 ; Foster et al., 2002 ; Gardés et al., 2006 ; Kingsbury et al., 1993 ; Zhu et al., 1997a). Seuls des événements de hautes températures (> 800°C) et de longue durée semblent permettre la diffusion du Pb dans la monazite (Gardés et al., 2006). Cependant, l'interaction avec des fluides semblent beaucoup plus efficace (Crowley & Ghent, 1999 ; Seydoux-Guillaume et al., 2002). Cherniak & Pyle (2008) ont de plus montré que la diffusion du Th dans la monazite est inférieure de 3 ordres de grandeur à la diffusion du Pb.

La méthode de datation chimique *in situ* U-Th-Pb de la monazite, largement utilisée depuis une quinzaine d'années a été développée par Suzuki & Adachi (1991). Montel et al. (1996), Cocherie et al. (1998 ; 2005), et Cocherie & Albarède (2001) ont contribué au développement de cette méthode.

Les procédures analytiques sont détaillées dans Cocherie et al. (1998) et Cocherie & Legendre (2007). Les conditions d'analyse choisies sont une tension d'accélération de 20 kV et un courant de 200 nA. La méthode isochrone Th/Pb *vs*

U/Pb décrite dans Cocherie & Albarède (2001) a été sélectionnée pour le calcul des âges. Ces calculs ont de plus été effectués à l'aide du programme EPMA dating (Pommier et al., 2002), permettant de déterminer les âges U-Th-Pb des analyses obtenus grâce à la microsonde électronique Cameca SX50 du BRGM. Le traitement graphique utilise le programme Isoplot 3.1 (Ludwig, 2004). Tous les calculs ont été effectués à 2σ .

La compréhension de la signification de l'âge obtenu est un point important. Les déterminations des concentrations en U, Th et Pb peuvent être effectuées directement sur lame mince, permettant d'observer de la texture et des relations de cristallisation et de déformation avec la localisation des monazites grâce à un microscope électronique à balayage ou sur des grains préalablement séparés et montés sur sections polies.

La première approche donne des contraintes texturales sur les grains analysés et permet donc de discuter l'âge calculé par rapport aux événements de déformation et cristallisation subis par la roche. Cependant, la qualité et la taille des grains observés en lame mince ne sont pas toujours optimales pour l'obtention d'âge avec une incertitude acceptable. La solution à ce problème consiste donc à la séparation des grains de monazite de la fraction de minéraux lourds de l'échantillon, mais en perdant hélas l'information texturale. Les grains sont ensuite montés dans une résine d'époxy et polis. Il n'est cependant pas possible dans ce cas de vérifier les relations texturales de la monazite avec les autres phases minérales. Les âges calculés avec cette seconde approche impliquent donc une plus grande difficulté d'interprétation car la monazite peut se former dans une large gamme de conditions et d'habitats. Plusieurs études ont cependant permis de dater des événements de fusion partielle sur des grains séparés et ont montré un héritage fréquent (Cocherie et al., 1998 ; 2005 ; Crowley et al., 1999 ; Be Mezeme et al., 2005a et b). Dans les roches métamorphiques, cette compréhension peut être affectée par la superposition de plusieurs événements, spécialement dans les orogènes qui ont été affectés par une évolution polyphasée comme la chaîne varisque. L'utilisation simultanée des deux méthodes peut cependant apporter une bonne compréhension des phénomènes datés tout en obtenant des âges avec une incertitude tout à fait raisonnable.

IV. Les âges modèles Nd

La méthode d'analyses isotopiques de Sm-Nd a initialement été développée pour permettre la datation de météorites (Lugmair, 1974). Elle a ensuite très rapidement été adaptée à la datation des basaltes terrestres (Richard et al., 1976), puis aux échantillons crustaux (Ben Othman et al., 1984). Les principales innovations ont porté sur la mise en solution d'échantillons de roches crustales, qui sont plus difficiles à dissoudre, et sur les instruments de spectrométrie de masse. Le ^{147}Sm se désintègre par émission α en ^{143}Nd avec une période très longue de 106 Ga (soit près de 23 fois l'âge de la Terre et 7 fois l'âge de l'Univers). La variation en ^{143}Nd est donc très faible, ce qui nécessite une grande précision d'analyse et ce géochronomètre est donc plus souvent utilisé pour des matériaux anciens. Ce système isotopique est de plus utilisé comme traceur des sources de roches magmatiques.

Ces deux éléments appartiennent tous deux à la même famille chimique des Terres Rares (REE). Leurs rayons ioniques étant très proches, ils ne subissent pratiquement pas de fractionnement durant les processus géologiques. Le principal fractionnement s'effectue lors de la différenciation croûte / manteau.

Les isotopes du Nd sont normalisés par rapport au réservoir chondritique uniforme (De Paolo and Wasserburg, 1976). La notation ε_0 (actuellement, au moment de la mesure) est définie comme suit :

$$\varepsilon_{Nd}(0) = \left(\frac{{}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_{ech.}}{{}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_{chur.}} - 1 \right) \cdot 10^4$$

Avec $({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{chur} = 0.51264$ et chur = Chondritic Uniform Reservoir

L'âge modèle Nd T_{DM} est obtenu par la relation :

$$T_{DM}^{Nd} = \frac{1}{\lambda} \ln \left[1 + \frac{({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{sample} - ({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{DM}}{({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_{sample} - ({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_{DM}} \right]$$

Avec $({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_{DM} = 0.2137$, $({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{DM} = 0.51315$ (ou $\xi_{Nd} = +10$)
 et $\lambda^{147}\text{Sm} = 6.5410 \cdot 10^{-12} \text{ an}^{-1}$ et DM = depleted mantle.

Cet âge correspond à l'âge pour lequel l'échantillon aurait été formé à partir d'un réservoir mantellique appauvri. Cet âge n'a pas de signification

géochronologique pure dans le cas de roches crustales qui ne sont pas directement dérivées du manteau comme les formations sédimentaires. Le plus souvent cet âge correspond donc à un âge de mélange, et correspond à l'âge minimum du composant le plus ancien.

Une fraction de roche a été broyée jusqu'à une fraction inférieure à 75 μm . Après mise en solution par dissolution complète en attaque acide, le Nd est purifié selon une méthode adaptée de Richard et al. (1976). Une première purification est effectuée par passage sur résine cationique échangeuse d'ion, qui permet la récupération des Terres Rares. Le Nd est ensuite purifié sur une seconde colonne par chromatographie inverse. Le blanc total de chimie est inférieur à 35 pg. Le Nd est chargé sur double filament de Re, et les rapports isotopiques sont déterminés en mode statique sur un spectromètre de masse à multicollecteurs Finnigan® MAT 262 installé au BRGM (Orléans). Les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ sont normalisés à un rapport de $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,7219 (O'Nions et al., 1977) et ajustés à la valeur du standard international La Jolla à 0,511860. Des mesures répétées du standard de La Jolla durant la période analytique concernée donnent une valeur moyenne de $0.511886 \pm 27 (2\sigma)$; $n = 6$).

Chapitre 4

L'héritage dans les granites syn à tardi-collisionnels

Chapitre 4

L'héritage dans les granites syn à tardi-collisionnels

Le magmatisme syn à tardi-collisionnel est, comme nous l'avons vu dans le chapitre 2, très largement répandu au sein de la chaîne varisque d'Europe Occidentale. Les données géochronologiques sont assez dispersées, et proviennent pour la plupart de méthodes dites conventionnelles, comme la datation U-Pb par dilution isotopique (ID-TIMS) sur zircon, ou sur roche totale, comme la méthode Rb-Sr, et qui ne permettent cependant pas toujours de discriminer les différents événements et perturbations thermotectoniques qui se déroulent dans une chaîne largement polyphasée telle que la chaîne varisque. En comparaison avec d'autres segments de cet orogène, comme la péninsule ibérique (Abati et al., 1999 ; Fernández-Suárez et al., 2000 ; Bea et al., 2003 ; Gutiérrez-Alonso et al., 2003 ; Bea et al., 2007 ; Montero et al., 2007 ; Castiñeiras et al., 2008), les données sur l'héritage des zircons n'y sont pas encore suffisamment documentées (Gebauer et al., 1989 ; Guerrot et al., 1989 ; Alexandrov et al., 2000 ; Alexandre, 2007), pour parvenir à bien modéliser les modalités du recyclage de la croûte continentale durant le magmatisme orogénique varisque.

Deux sites d'investigations ont été choisis pour ce travail, le Sillon Houiller dans le Massif Central, et le golfe du Morbihan dans le domaine Sud Armoricaïn. Ces deux sites ont la particularité d'exposer des roches magmatiques syn-orogéniques en abondance. Des granitoïdes du Sillon Houiller ont été étudiés par Joly (2007), qui a présenté de nouveaux âges obtenus par la méthode de datation chimique U-Th-Pb sur monazite. Dans le cadre de nouveaux levés réalisés pour la cartographie géologique pour la carte de Vannes - Saint Gildas de Ruys (n°417), de nouveaux âges ont été obtenus par la même méthode (Turrillot, 2007 ; Turrillot et al., 2008). Les monazites provenant de ces deux zones n'ont donc pas été datées au cours de ce travail. Le contexte géologique de chaque site est détaillé plus loin.

I. Premier cas d'étude : granitoïdes du Sillon Houiller et d'Autun (Massif Central)

I.1 Cadre structural

Le Sillon Houiller (Fig. 1) constitue une discontinuité majeure d'échelle lithosphérique de la chaîne varisque européenne. Cet accident sépare dans le Massif Central, le Limousin, à l'Ouest, du Massif Central oriental à l'Est, et est un décrochement sénestre de direction NNE-SSW, séparation de deux domaines

distincts mise en évidence par les données géophysiques (Aubert & Perrier, 1971 ; Perrier & Ruegg, 1973 ; Granet et al., 1995 ; Sobolev et al., 1997 ; Grandjean et al., 1998). L'Anomalie Magnétique du Bassin de Paris (AMBP) est considérée comme son extension septentrionale, alors que son prolongement méridional sous le bassin Aquitain serait la faille de Villefranche. Le rejet horizontal a été estimé à 80 km (Grolier & Letourneur, 1968). L'activité anté-stéphanienne du Sillon Houiller est peu documentée ; Burg et al. (1990) le considèrent cependant comme une faille de transfert accommodant une extension NW-SE à l'Ouest et NE-SW à l'Est. Toutefois, l'extension NW-SE, se développe parallèlement à la chaîne entre 330 et 315 Ma dans des conditions ductiles alors que l'extension NE-SW est active dans la croûte supérieure fragile et permet la formation des bassins houillers stéphanien (Faure, 1995). Au cours du Stéphanien, le Sillon Houiller joue en décrochement sénestre permettant l'ouverture de bassins en transtension (Grolier & Letourneur, 1968 ; Bonijoly & Castaing, 1984 ; 1987 ; Blès et al., 1989) comme les bassins de Saint Eloy, Commentry ou Decazeville. Le remplissage de ces bassins débute par une activité magmatique marquée par des tufs rhyolitiques comme dans les bassins de Saint Eloy et Commentry, des andésites dans le bassin de Decazeville ou des rhyolites dans le bassin de Messeix (Letourneur, 1953). Un détritisme continental se développe ensuite durant le Stéphanien moyen et supérieur.

Une série de plutons granitiques montrent des relations spatiales étroites avec le Sillon Houiller : le massif granitique de Montmarault, qui se situe à son extrémité Nord, et les massifs de Glénat et Boisset qui sont localisés de part et d'autre du Sillon Houiller, au niveau de son extrémité Sud.

Joly et al. (2007) ont daté la mise en place du granite de Montmarault à 321 ± 2 Ma (datation chimique U-Th-Pb sur monazite) dans une direction maximum d'étirement NW-SE en accord avec le régime extensif régional. Les données géophysiques leur ont, de plus, permis de suggérer que la racine du pluton se trouve le long du Sillon Houiller, qui a certainement joué en faille normale lors des premiers stades de son jeu pour permettre l'alimentation du pluton. L'extension NW-SE tardi-carbonifère a ensuite affectée le granite de Montmarault dans le domaine cassant (Joly et al., 2007 ; 2008).

Le massif granitique de Glénat se situe à l'Ouest du Sillon Houiller et s'étend le long d'une direction NNE sur 20 km, alors que les massifs d'Omps et Boisset affleurent à l'Ouest. Joly (2007) a montré que ces plutons ne s'enracinent pas directement au niveau du Sillon Houiller.

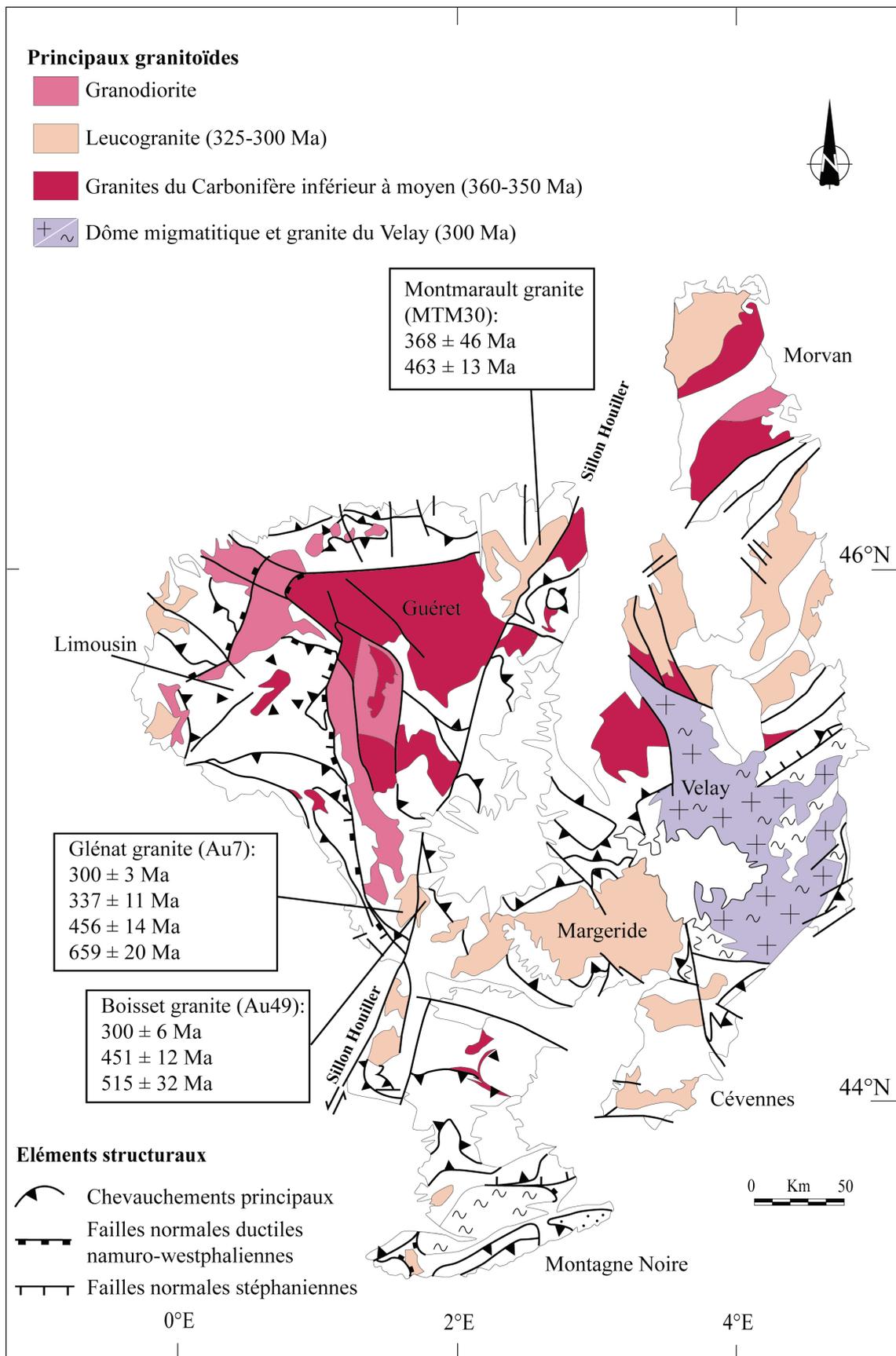


Figure IV-1 : Principaux granitoïdes du Massif Central, localisation des granites de Montmarault, Glénat et Boisset, âges U-Pb sur zircon obtenus au cours de ce travail.

I.2 Description pétrologique

I.2.1 Le granite de Montmarault

Le massif de Montmarault consiste en un monzogranite porphyrique. Ce granite contient des enclaves d'échelle kilométrique de monzodiorite et de gneiss comparables à l'encaissant et d'enclaves mafiques riches en titanite et allanite de taille plus restreinte. Ce dernier type d'enclave suggèrerait que le granite de Montmarault est issu de la fusion de la croûte inférieure (Sossa-Simawango, 1980). Cet auteur évoque de plus des processus rapides de remontée et de mise en place proche de la surface à partir d'arguments pétrographiques. Deux types de faciès ont été reconnus dans le massif (Sossa-Simawango, 1980) : i) à l'Ouest, le granite est plus riche en minéraux peu oxydés et hydratés ii) alors qu'à l'Est, le feldspath alcalin et le quartz sont beaucoup plus abondants. Cette zonation est confirmée par les données géophysiques et structurales, qui mettraient en évidence une racine plus profonde à l'Est du massif (Joly et al., 2007).

I.2.2 Le granite de Glénat

Le granite de Glénat, de composition chimique granodioritique, est constitué d'un faciès porphyrique (microcline et plagioclase) qui évolue progressivement vers l'Est vers un faciès plus homogène (Vivier, 1970). Il est principalement composé de quartz, feldspath potassique, plagioclase et biotite parfois chloritisée. Les minéraux accessoires sont constitués de muscovite, apatite, zircon, sphène, épidote et plus rarement monazite. L'apatite et le zircon se trouvent majoritairement en inclusion dans les agrégats de biotite. La mise en place du massif granitique de Glénat a été datée à 321 ± 5 Ma (datation chimique U-Th-Pb sur monazite ; Joly, 2007).

I.2.3 Le granite de Boisset

Le granite de Boisset présente une composition chimique de granite monzonitique et a subi une déformation révélée par une foliation très marquée. Ce granite est principalement constitué de quartz, microcline, plagioclase, biotite, et en beaucoup plus faibles quantités : muscovite, apatite, zircon et monazite (Vivier, 1970). La mise en place de granite a été datée à 319 ± 3 Ma (datation chimique U-Th-Pb sur monazite ; Joly, 2007).

I.3 Résultats de la datation U-Pb sur zircon

I.3.1 Granite de Montmarault (MTM30)

Les zircons de ce granite sont incolores à légèrement rosés, très peu fracturés et montrent quelques inclusions de formes très allongées interprétées comme de l'apatite. Ces zircons montrent des rapports largeur / longueur de l'ordre de 1/3 à 1/5. Leur taille varie entre 50 et 250 μm pour la longueur. Les prismes et pyramides indiquent des formes typologiques de la partie droite du diagramme de Pupin (1980),

avec des zircons de type P₃, S₁₄, S₁₅ et S₂₅ (caractéristiques de granites métalumineux), les deux premiers types dominant la population.

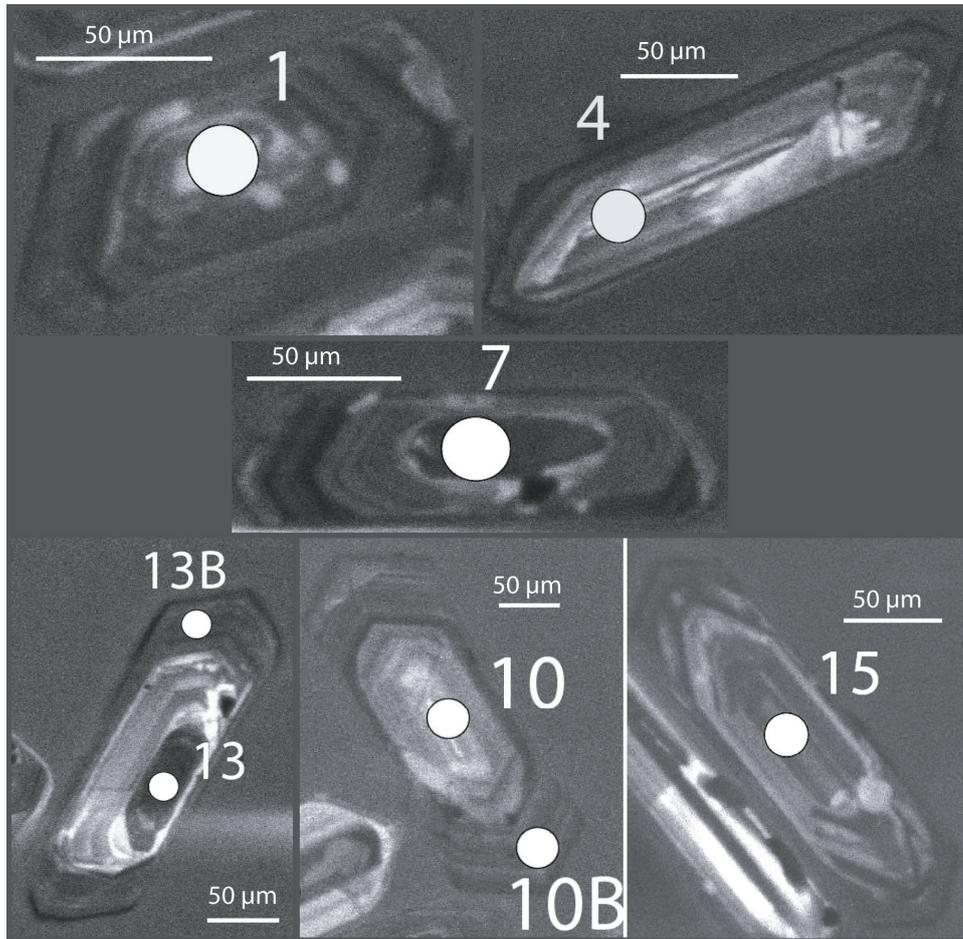


Figure IV-2: Images en cathodoluminescence des zircons datés du granite de Montmarault.

Les images en cathodoluminescence mettent en évidence la présence de nombreux cœurs (Fig. IV-2), de couleur plus claire avec des bordures qui sont comparativement très peu lumineuses. Certains cœurs sont métamictes ou fracturés.

Un total de 24 analyses a été effectué sur 19 grains. L'ensemble des analyses donnent des rapports Th/U compris entre 0,3 et 3,2, avec une valeur moyenne à 1,2. Les concentrations en U varient entre 300 et 3000 ppm, avec une valeur moyenne à 1000 ppm, celles de Th entre 300 et 3500 ppm avec une valeur moyenne à 1100 ppm, et celles de Pb entre 10 et 120 ppm avec une valeur moyenne à 50 ppm. La proportion de Pb commun (f₂₀₆ % dans le tableau IV-1) n'excède pas 10 %. Un grand nombre d'analyses montrent des pertes de Pb (Fig. IV-3). Cinq analyses de cœurs hérités permettent cependant de construire une droite de mélange avec la composition du Pb commun et fournissent un âge à 463 ± 13 Ma avec un MSWD acceptable selon Wendt & Carl (1991) à 1,9. Un point concordant donne un âge à 368 ± 23 Ma.

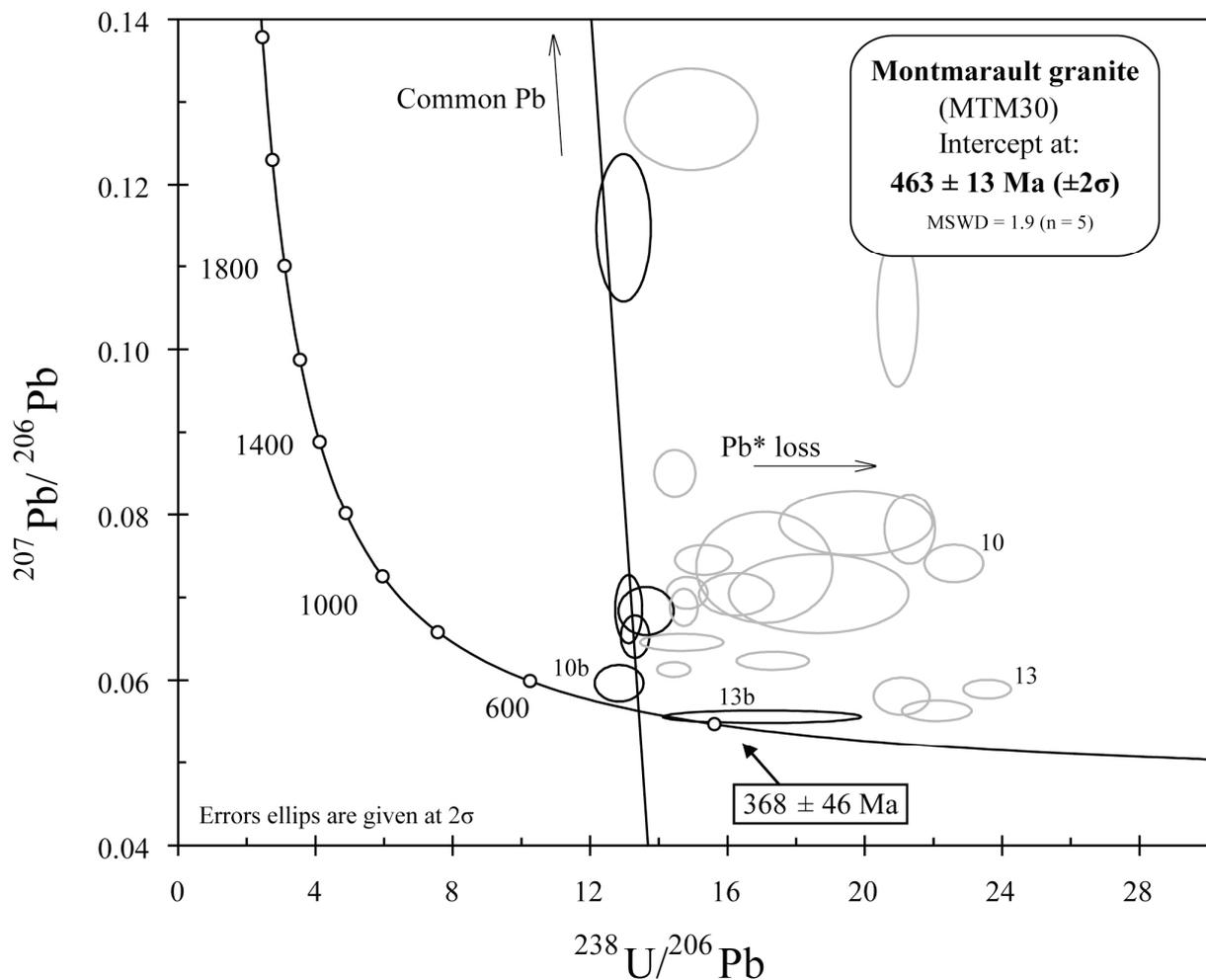


Figure IV-3 : Diagramme Tera & Wasserburg (1972) pour le granite de Montmarault.

Ces âges sont beaucoup plus anciens que l'âge à 321 ± 2 Ma (datation chimique U-Th-Pb sur monazite) proposé par Joly et al. (2007). Ils correspondent donc à de l'héritage.

Chapitre 4. L'héritage dans les granites syn à tardi-collisionnels

| Spot | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | Pb* (ppm) | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | f ₂₀₆ % (1) | Total | | | Radiogenic ratio | | Age (M.A.) | +/- (2) | |
|---|---------|----------|------|-----------|--------------------------------------|---------------------------|-------------------------------------|------------|--------------------------------------|------------------|--------------------------------------|------------|------------|------------|
| | | | | | | | ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb | +/- (2) | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | +/- (2) | ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U | | | +/- (2) |
| <i>Montmarault granite (MTM30, French Massif Central)</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 595 | 691 | 1.16 | 38 | 242 | 7.05 | 12.97 | 0.32 | 0.11473 | 0.00366 | 0.0716 | 0.0017 | 446 | 10 |
| 4 | 362 | 555 | 1.53 | 23 | 1 192 | 1.00 | 13.31 | 0.17 | 0.06526 | 0.00104 | 0.0744 | 0.0009 | 463 | 5 |
| 7 | 543 | 740 | 1.36 | 34 | 922 | 1.39 | 13.12 | 0.16 | 0.06857 | 0.00168 | 0.0751 | 0.0009 | 467 | 5 |
| 10 | 1 605 | 439 | 0.27 | 59 | 687 | 2.64 | 22.59 | 0.35 | 0.07409 | 0.00092 | 0.0431 | 0.0006 | 272 | 4 |
| 10b | 1 626 | 626 | 0.38 | 105 | 2 419 | 0.27 | 12.84 | 0.29 | 0.05965 | 0.00090 | 0.0776 | 0.0016 | 482 | 10 |
| 13 | 3 273 | 5 381 | 1.64 | 116 | 2 276 | 0.80 | 23.57 | 0.28 | 0.05893 | 0.00046 | 0.0421 | 0.0005 | 266 | 3 |
| 13b | 1 609 | 975 | 0.61 | 79 | 5 139 | 0.11 | 17.00 | 1.18 | 0.05560 | 0.00031 | 0.0587 | 0.0038 | 368 | 23 |
| 15 | 424 | 448 | 1.06 | 26 | 868 | 1.42 | 13.63 | 0.33 | 0.06835 | 0.00118 | 0.0723 | 0.0016 | 450 | 10 |
| <i>Glénat granite (AU7, French Massif Central)</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 225 | 113 | 0.50 | 10 | 11 513 | 0.51 | 18.33 | 0.23 | 0.05822 | 0.00109 | 0.0532 | 0.0006 | 334 | 4 |
| 2 | 1 094 | 108 | 0.10 | 51 | 3 944 | 0.24 | 17.91 | 0.44 | 0.05622 | 0.00038 | 0.0546 | 0.0013 | 343 | 8 |
| 3 | 293 | 76 | 0.26 | 13 | 12 276 | 0.06 | 18.96 | 0.33 | 0.05432 | 0.00026 | 0.0517 | 0.0008 | 325 | 5 |
| 4 | 430 | 334 | 0.78 | 35 | 10 558 | 0.11 | 10.13 | 0.10 | 0.06146 | 0.00024 | 0.0967 | 0.0009 | 595 | 5 |
| 4b | 2 682 | 606 | 0.23 | 115 | 14 209 | 0.02 | 19.42 | 0.39 | 0.05380 | 0.00026 | 0.0505 | 0.0010 | 318 | 6 |
| 6 | 109 | 31 | 0.28 | 4 | - | 0.04 | 21.06 | 0.21 | 0.05344 | 0.00047 | 0.0466 | 0.0004 | 293 | 3 |
| 7 | 900 | 544 | 0.60 | 36 | 10 395 | 0.12 | 20.86 | 0.17 | 0.05418 | 0.00028 | 0.0470 | 0.0004 | 296 | 2 |
| 10 | 570 | 152 | 0.27 | 26 | 2 471 | 0.61 | 18.24 | 0.43 | 0.05912 | 0.00066 | 0.0534 | 0.0012 | 336 | 7 |
| 10b | 3 521 | 556 | 0.16 | 127 | 12 827 | 0.13 | 23.06 | 0.25 | 0.05358 | 0.00026 | 0.0425 | 0.0004 | 268 | 3 |
| 12 | 518 | 107 | 0.21 | 32 | 5 566 | 0.01 | 13.37 | 0.22 | 0.05708 | 0.00032 | 0.0734 | 0.0011 | 456 | 7 |
| 13 | 259 | 114 | 0.44 | 10 | 3 417 | 0.52 | 20.77 | 0.35 | 0.05741 | 0.00051 | 0.0470 | 0.0008 | 296 | 5 |
| 14 | 6 944 | 1 321 | 0.19 | 277 | 6 399 | 0.20 | 20.83 | 0.41 | 0.05477 | 0.00052 | 0.0470 | 0.0009 | 296 | 5 |
| 15 | 698 | 216 | 0.31 | 64 | 6 566 | - | 9.12 | 0.15 | 0.06141 | 0.00078 | 0.1076 | 0.0017 | 659 | 10 |
| <i>Boisset granite (AU49, French Massif Central)</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 555 | 800 | 1.44 | 22 | 2 743 | 0.40 | 21.10 | 0.31 | 0.05635 | 0.00056 | 0.0472 | 0.0006 | 297 | 4 |
| 2 | 453 | 306 | 0.68 | 27 | 1 356 | 0.94 | 13.87 | 0.21 | 0.06425 | 0.00054 | 0.0714 | 0.0010 | 445 | 6 |
| 2b | 1 938 | 330 | 0.17 | 117 | 1 197 | 1.07 | 13.77 | 0.24 | 0.06536 | 0.00062 | 0.0719 | 0.0012 | 447 | 7 |
| 3 | 776 | 1 151 | 1.48 | 31 | 931 | 1.98 | 20.61 | 0.43 | 0.06929 | 0.00326 | 0.0476 | 0.0009 | 300 | 6 |
| 4 | 593 | 446 | 0.75 | 23 | 2 397 | 0.73 | 21.09 | 0.28 | 0.05902 | 0.00068 | 0.0471 | 0.0006 | 297 | 4 |
| 6 | 1 154 | 372 | 0.32 | 73 | 1 048 | 1.70 | 13.11 | 0.22 | 0.07103 | 0.00145 | 0.0750 | 0.0011 | 466 | 7 |
| 6b | 2 947 | 1 055 | 0.36 | 116 | 4 943 | 0.48 | 21.15 | 0.34 | 0.05701 | 0.00038 | 0.0471 | 0.0007 | 296 | 4 |
| 7 | 756 | 471 | 0.62 | 89 | 2 675 | 1.02 | 7.10 | 0.09 | 0.07571 | 0.00038 | 0.1394 | 0.0017 | 841 | 9 |
| 7b | 2 334 | 276 | 0.12 | 162 | 5 209 | - | 12.02 | 0.41 | 0.05666 | 0.00027 | 0.0832 | 0.0026 | 515 | 16 |
| 8 | 660 | 240 | 0.36 | 42 | 708 | 1.95 | 13.20 | 0.24 | 0.07300 | 0.00125 | 0.0743 | 0.0013 | 462 | 8 |
| 8b | 1 083 | 237 | 0.22 | 63 | 3 416 | 0.06 | 14.35 | 0.32 | 0.05676 | 0.00032 | 0.0696 | 0.0014 | 434 | 9 |
| 9 | 629 | 486 | 0.77 | 26 | 603 | 2.86 | 19.76 | 0.35 | 0.07673 | 0.00280 | 0.0492 | 0.0008 | 309 | 5 |
| 10 | 912 | 641 | 0.70 | 36 | 1 145 | 1.49 | 21.25 | 0.36 | 0.06510 | 0.00122 | 0.0464 | 0.0007 | 292 | 5 |
| 13 | 1 003 | 705 | 0.70 | 60 | 2 077 | 0.42 | 13.82 | 0.30 | 0.06002 | 0.00081 | 0.0721 | 0.0014 | 449 | 9 |
| 14 | 317 | 239 | 0.75 | 13 | 1 271 | 1.36 | 20.17 | 0.23 | 0.06442 | 0.00041 | 0.0489 | 0.0005 | 308 | 3 |

(1) % of ²⁰⁶Pb that is common Pb. Correction for common Pb is made using the measured ²³⁸U/²⁰⁶Pb ratios following Tera & Wasserburg (1972) as outlined by Williams (1998)

(2) Uncertainties given at one σ level.

Tableau IV-1 : Données isotopiques utilisées pour la construction des diagrammes Tera & Wasserburg (1972) pour les échantillons des granites de Montmarault, Glénat et Boisset.

I.3.2 Granite de Glénat (AU7)

Les zircons du granite de Glénat sont incolores et très rarement rosés, assez fracturés, avec de nombreuses inclusions d'apatite. Les formes typologiques se situent dans la partie droite du diagramme de Pupin (1980), avec les types P₁, P₂, P₃, S₁₄ et S₁₅, symptomatiques de granites métalumineux. Ces zircons montrent des rapports largeur / longueur de l'ordre de 1/2 à 1/4. La longueur varie entre 100 et 200 µm.

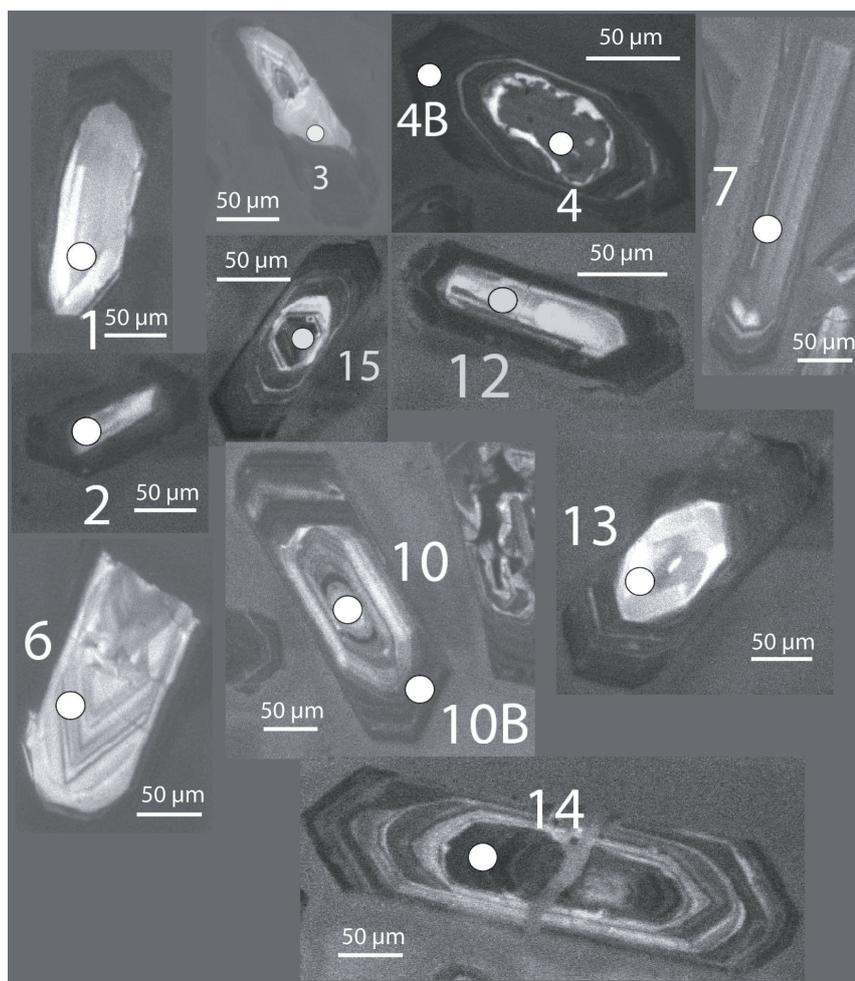


Figure IV-4 : Images en cathodoluminescence des zircons datés du granite de Glénat.

En cathodoluminescence (Fig. IV-4), la plupart des zircons sont peu luminescents, exceptés pour les cœurs qui montrent des teintes vives, particulièrement leurs bordures (ex. fig. IV-4, zircons 4, 13 et 15) révélant un enrichissement en Terres Rares. Les bordures sont très sombres et de multiples zonations de croissances concentriques sont visibles (ex. zircon 6). Quelques zonations en secteurs sont de plus observables, par exemple le zircon 3 et 6 de la figure IV-4.

16 grains ont été analysés pour un total de 18 analyses. Les rapports Th/U s'étalent entre 0,1 et 0,8, avec une valeur moyenne à 0,4. Les concentrations en U varient entre 100 et 7000 ppm, avec une valeur moyenne à 1200 ppm, celles de Th entre 100 et 1300 ppm avec une valeur moyenne à 300 ppm, et celles de Pb entre 10 et 280 ppm avec une valeur moyenne à 50 ppm. La proportion de Pb commun (f206 % dans le tableau IV-1) n'est pas supérieure à 1 %. Une première population de quatre analyses de bordures et de cœurs de grains fournit un âge à 300 ± 3 Ma, avec un MSWD de 0,2 (Fig. IV-5). Une seconde population de cinq analyses, de cœurs et de bordures de grains, conduit à un âge à 337 ± 11 Ma, avec un MSWD acceptable à 2,1. Deux autres analyses, concordantes et situées en cœur de grains fournissent respectivement des âges à 456 ± 14 Ma et 659 ± 20 Ma. La population la plus jeune est interprétée comme des néocristallisations contemporaines à la mise en place de ce granite. Les âges plus anciens correspondent donc à des âges hérités.

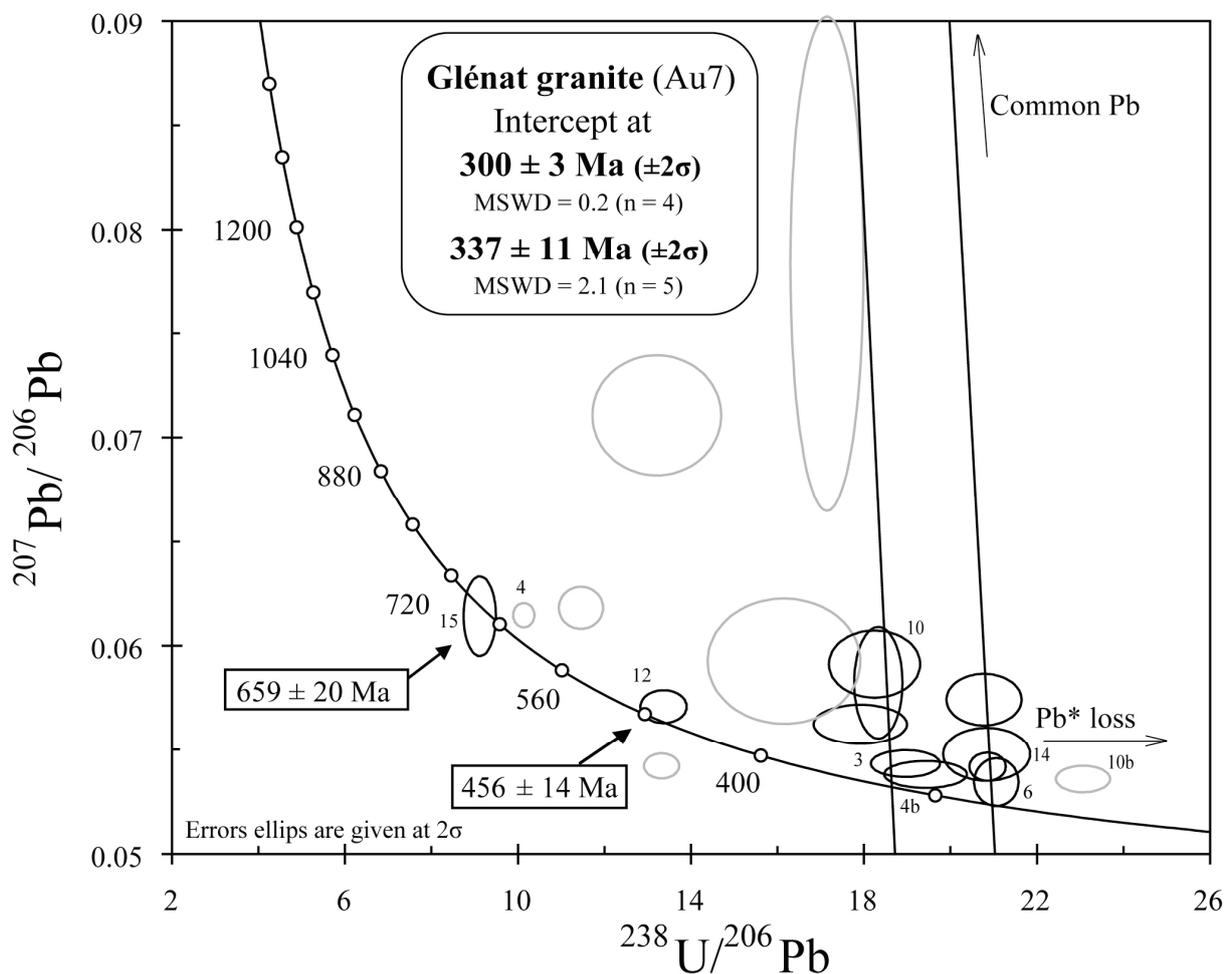


Figure IV-5 : Diagramme Tera & Wasserburg (1972) pour le granite de Glénat.

I.3.2 Granite de Boisset (AU49)

Le granite de Boisset présente des zircons incolores à jaunâtres, beaucoup plus rarement légèrement rosés, peu fracturés et montrant quelques inclusions. Leur

longueur varie de 100 à 250 μm et les rapports largeur / longueur varient entre 1 : 4 à 1 : 6. Les formes typologiques rencontrées sont de type S_{10} , S_5 , P_1 et P_2 .

L'observation des images en cathodoluminescence met en évidence un nombre notable de cœurs, dans la plupart des cas beaucoup plus lumineux que les bordures, qui exposent des teintes très sombres. Des zonations de croissance (fig. IV-6, zircon 4 et 7) et en secteur (fig. IV-6, zircons 7 et 10) sont de plus bien visibles.

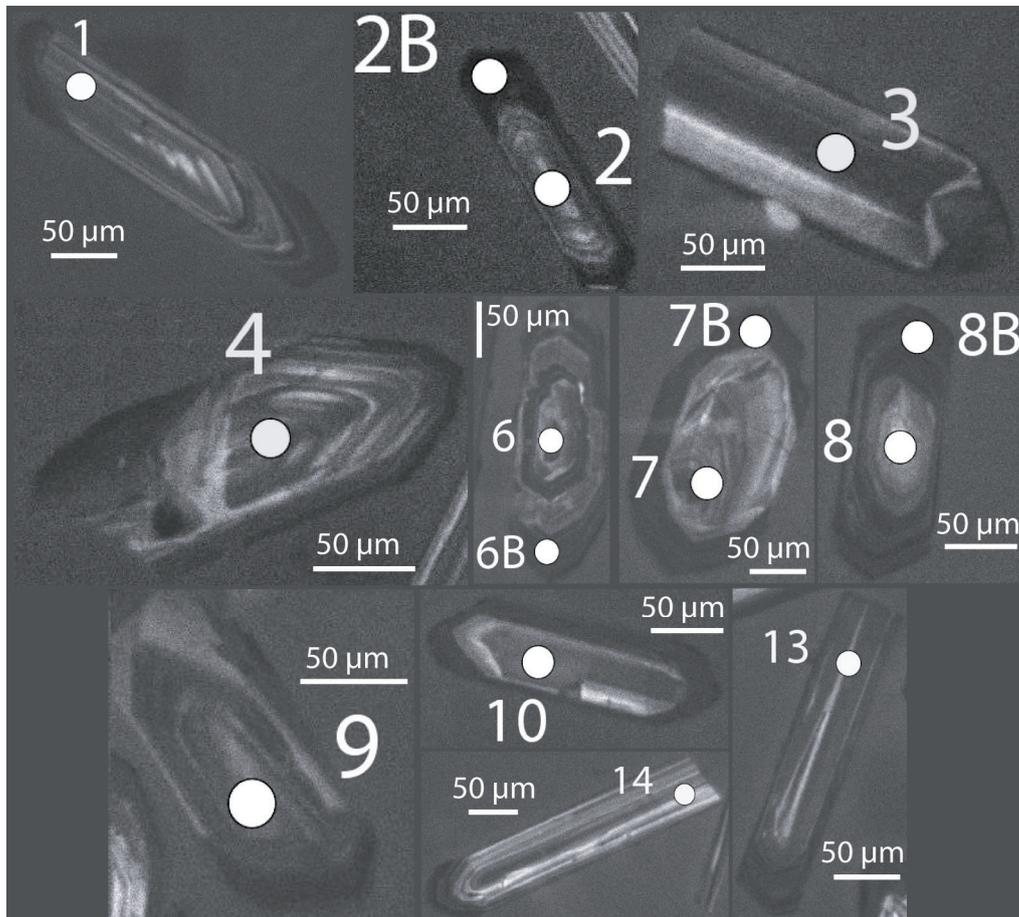


Figure IV-6 : Images en cathodoluminescence des zircons datés du granite de Boisset.

Vingt analyses ont été effectuées sur 15 zircons. La teneur en U s'échelonne entre 300 et 3000 ppm, avec une valeur moyenne de 930 ppm, celle de Th entre 150 et 1150 ppm, pour une valeur moyenne de 450 ppm, et celle de Pb entre 10 et 160 ppm pour une valeur moyenne à 50 ppm (Tableau IV-1). La proportion de Pb commun ne dépasse pas 3 %. Une première population de 7 analyses discordantes permet de tracer une droite de mélange avec les valeurs du Pb commun et fournit un âge à 300 ± 6 Ma, avec un MSWD acceptable à 2,1 (Fig. IV-7). Une seconde population d'analyses, effectuées aussi bien sur des cœurs et des bordures de grains, s'étale le long d'une seconde droite de mélange avec les valeurs du Pb commun et conduit à un âge de 451 ± 12 Ma, avec un MSWD acceptable de 2,0 pour 6 analyses. Il est intéressant de noter que le grain 6 montre un cœur hérité ordovicien et une bordure à 300 ± 6 Ma. Une analyse concordante de la bordure d'un grain fournit de plus un âge

à 515 ± 32 Ma. L'âge le plus jeune est interprété comme l'âge de mise en place du granite. Les autres populations plus anciennes sont héritées.

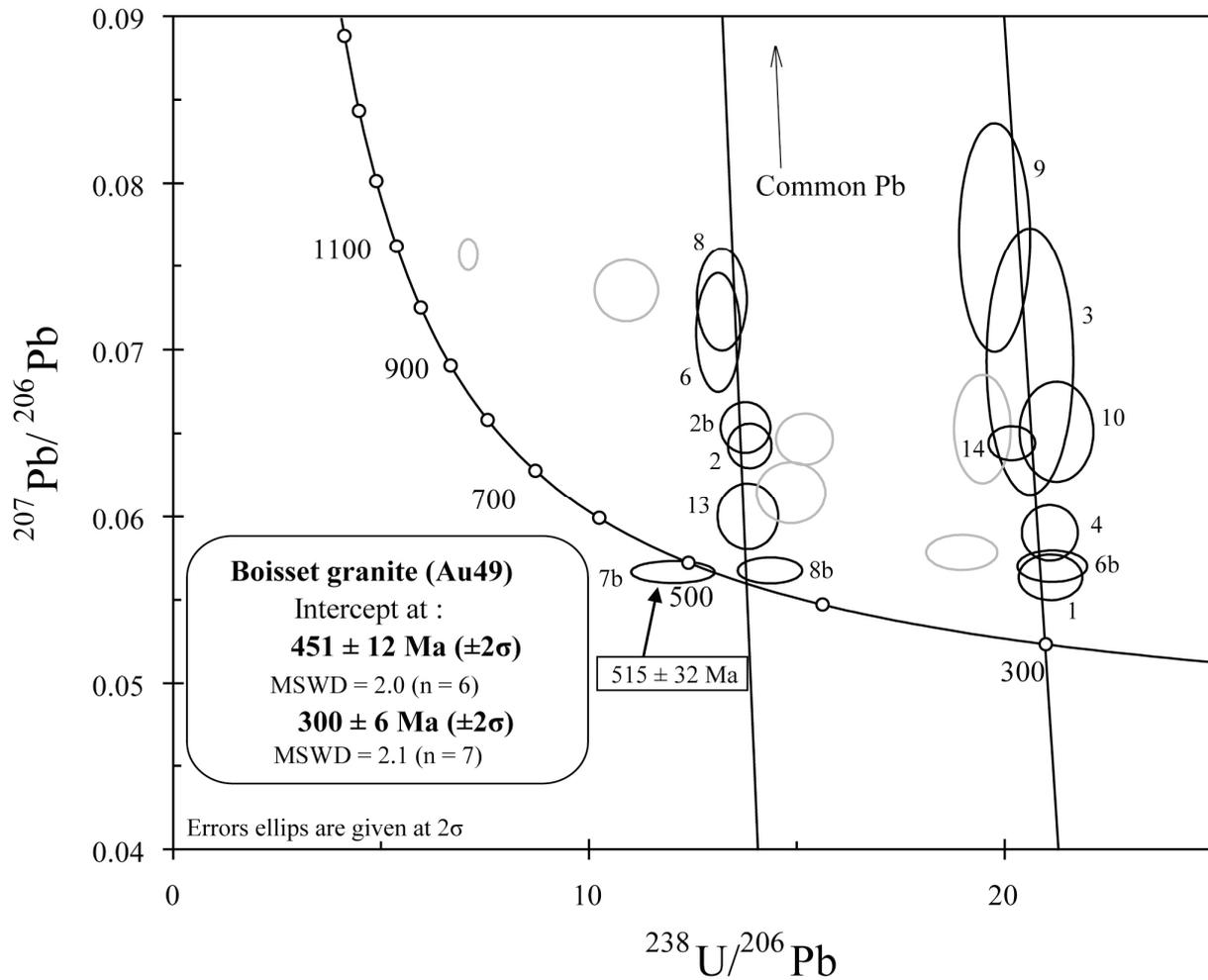


Figure IV-7 : Diagramme Tera & Wasserburg (1972) pour le granite de Boisset.

II. Seconde zone d'étude : le golfe du Morbihan (domaine Sud Armoricaïn)

II.1 Cadre structurale

Le golfe du Morbihan, qui appartient au domaine Sud Armoricaïn, est principalement caractérisé par la large présence de granites d'anatexie et de migmatites. Deux grands événements tectono-métamorphiques sont distingués dans le domaine Sud Armoricaïn (Audren, 1987) : i) un épisode d'épaississement crustal par empilement de nappes dans un contexte de collision continentale durant le Dévonien ; ii) suivi d'une tectonique décrochante dextre, avec l'activation du cisaillement Sud Armoricaïn. Les différentes unités reconnues dans le golfe du Morbihan sont (Fig. IV-8) :

- l'unité inférieure, qui comprend des formations migmatitiques et des granites d'anatexie carbonifères. Les conditions métamorphiques de l'anatexie ont été estimées à 0,8 GPa et 800°C (Marchildon & Brown, 2003). Des relations de synchronisme chronologique ont été mises en évidence par les relations structurales entre le granite de Sainte Anne et les migmatites (Audren, 1987 ; Turrillot, 2007 ; Turrillot et al., 2008). La migmatite semble essentiellement d'origine paradérivée, cependant des formations orthogneissiques affleurent au sein de la migmatite, comme l'orthogneiss de Roguedas, daté à 463 ± 17 Ma (Rb/Sr ; Peucat, 1983). Le granite de Sainte Anne a été daté à 322 ± 3 Ma, 323 ± 5 Ma et 333 ± 8 Ma (datation chimique U-Th-Pb sur monazite ; Cocherie, 2003, communication personnelle ; Turrillot, 2007). Le granite de Sainte Anne et la migmatite sont, à leur tour, recoupés par des filons de leucogranites à deux micas, nommés localement granite de Sarzeau. Ce leucogranite a fourni des âges à 316 ± 3 Ma et 321 ± 3 Ma (datation chimique U-Th-Pb sur monazite ; Turrillot, 2007) et à 316 ± 7 Ma (U-Pb sur zircon ; Cocherie, 2003, communication personnelle).
- l'unité supérieure, principalement composée de micaschiste (micaschistes de la Vilaine) et de métavolcanites, affectés par un métamorphisme dans le faciès amphibolite suivi d'une rétro-morphose dans le faciès schiste vert (Triboulet & Audren, 1988).

Au Nord du cisaillement Sud Armoricaïn, des schistes néoprotérozoïques sont recoupés par un leucogranite, le granite de Questembert, daté par la méthode Rb/Sr à 327 ± 17 Ma (Vidal, 1980).

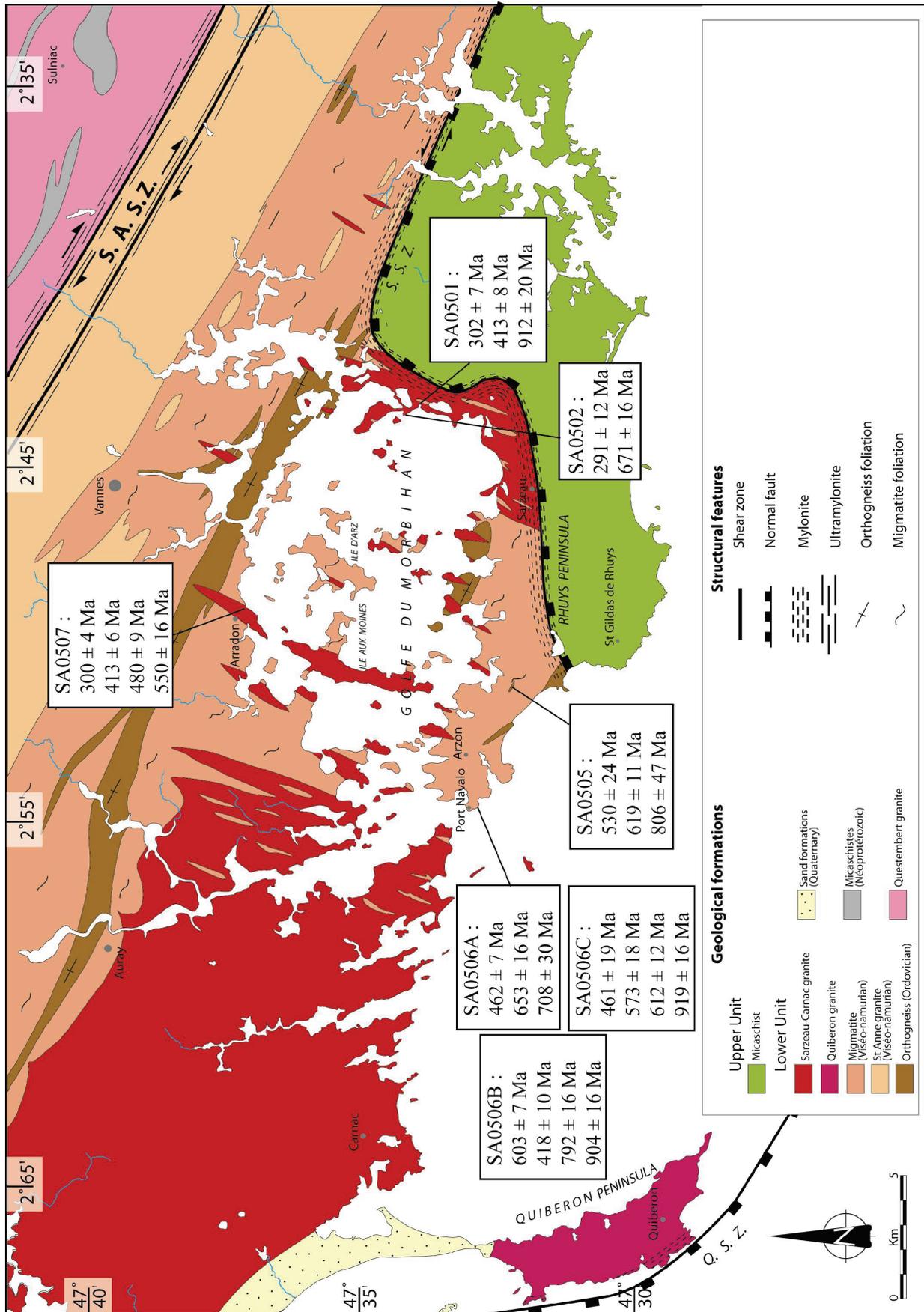


Figure IV-8: Carte géologique simplifiée du golfe du Morbihan et âges U-Pb sur zircon obtenus au cours de ce travail (D'après Turrillot, 2007).

II.2 Description pétrologique

La localisation et les coordonnées GPS des échantillons décrits dans ce chapitre sont détaillées dans la figure IV-8 et le tableau 3.

II.2.1 Le granite de Sarzeau

Trois échantillons du granite de Sarzeau ont été échantillonnés. Les deux premiers, dans la localité de Saint Armel, montrent un faciès déformé (SA0501) et un faciès peu déformé (SA0502). La paragenèse principale se compose de quartz, de feldspath alcalin et plagioclase très altéré, ainsi que de biotite et de plus rare muscovite secondaire localisée dans les bandes de cisaillement, qui marquent la déformation. De très nombreux feldspaths de grande taille revêtent en outre une forme sigmoïdale. Les minéraux accessoires sont l'apatite, la monazite, et le zircon, principalement en inclusion dans la biotite et le feldspath. Le faciès moins déformé présente des minéraux de plus grande taille.

Un troisième échantillon (SA0507) provenant d'un filon plurikilométrique de leucogranite orienté NNE/SSW et interprété comme un équivalent du granite de Sarzeau (Fig. IV-8 ; Turillot, 2007 ; Turillot et al., 2008) a été prélevé sur la commune d'Arradon. Ce granite présente un faciès différent avec une paragenèse composée de quartz, largement majoritaire, de plagioclase et de plus rare feldspath alcalin, et de larges plages de muscovite primaire, la biotite étant pratiquement absente. Le plagioclase y est extrêmement altéré. Les minéraux accessoires sont l'apatite et le zircon, le zircon étant localisé en inclusion dans le quartz, le plagioclase et la muscovite.

II.2.2 Les migmatites

Au Nord de la D780, à l'Est de Kerbiboul (Fig. IV-8), affleure dans une carrière une lentille hectométrique d'orthogneiss (cf. chapitre 5, SA0503) qui montre un début d'anatexis. Cette migmatite (SA0505), peu déformée, est composée de gros grains de feldspath potassique et de quartz, en proportions équivalentes, et de plagioclase. La biotite, qui souligne une foliation fruste est presque totalement chloritisée. La muscovite est absente. Les zircons se trouvent principalement en inclusions dans la biotite.

Un second échantillon de migmatite provient de Port Navalo (SA0506B, fig. IV-8). La paragenèse comprend, en proportion décroissante, des gros cristaux de plagioclase, de la biotite, légèrement déstabilisée en chlorite et soulignant la foliation, du quartz, et en plus faible proportion du feldspath alcalin. Les minéraux accessoires sont l'apatite, la monazite et le zircon qui apparaît majoritairement en inclusion dans la foliation. Cette migmatite est recoupée par deux générations de leucogranite (cf. paragraphe suivant).

II.2.3 Les filons de leucogranite

Deux générations de leucogranites recourent la migmatite de Port Navalo. La première (SA0506A), mise en place dans des filons de direction N090°, est un leucogranite à cordiérite principalement constitué de quartz, feldspath alcalin, plagioclase, biotite, muscovite secondaire et cordiérite entièrement pinnitisée. L'apatite, très fréquente, et le zircon, principalement en inclusion dans la biotite, compose la phase accessoire. La deuxième génération (SA0506C), de direction N005° à N025°, est un leucogranite à deux micas, dont la paragenèse est : quartz, feldspath alcalin, plagioclase, muscovite et biotite (légèrement chloritisée). La phase accessoire est constituée de minéraux opaques, d'apatite et de zircons, visibles en inclusion dans les feldspaths, le quartz et la biotite.

II.3 Résultats radiochronologiques

II.3.1 Leucogranite de Sarzeau (Saint Armel, SA0501 et SA0502 ; Arradon, SA0507)

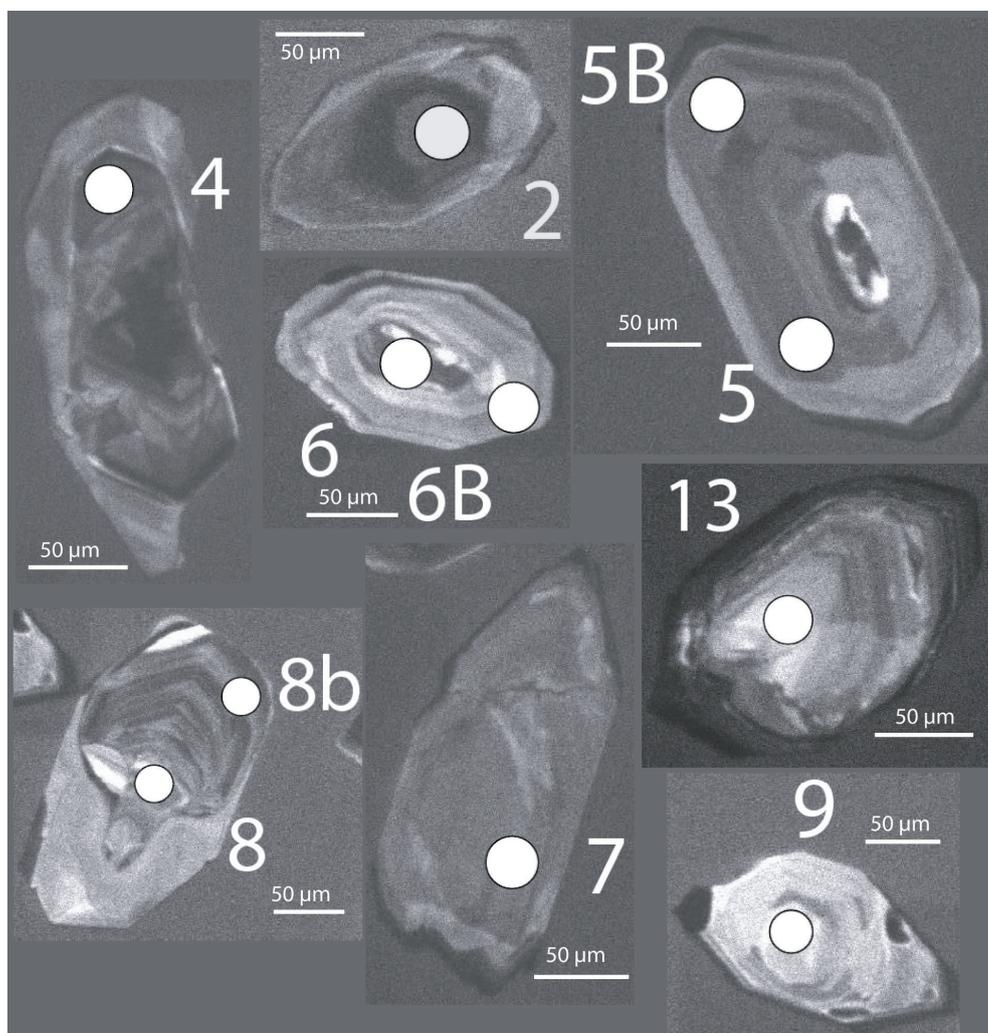


Figure IV-9 : Images en cathodoluminescence des zircons datés du faciès déformé du granite de Sarzeau (SA0501).

Les zircons présents dans le faciès déformé du granite de Sarzeau (SA0501) sont incolores, très fracturés et les rapports largeur / longueur varient entre 1/2 et 1/3. Les formes typologiques déterminées sont de type S₁, S₂, S₁₆ et S₂₁. La longueur varie entre 100 et 250 µm.

L'observation des images en cathodoluminescence montre quelques cœurs hérités (ex. fig. IV-9, zircon 6), des zonations de croissance (ex. fig. IV-9, zircon 8 et 10) et de secteurs (ex. fig. IV-9, zircon 8).

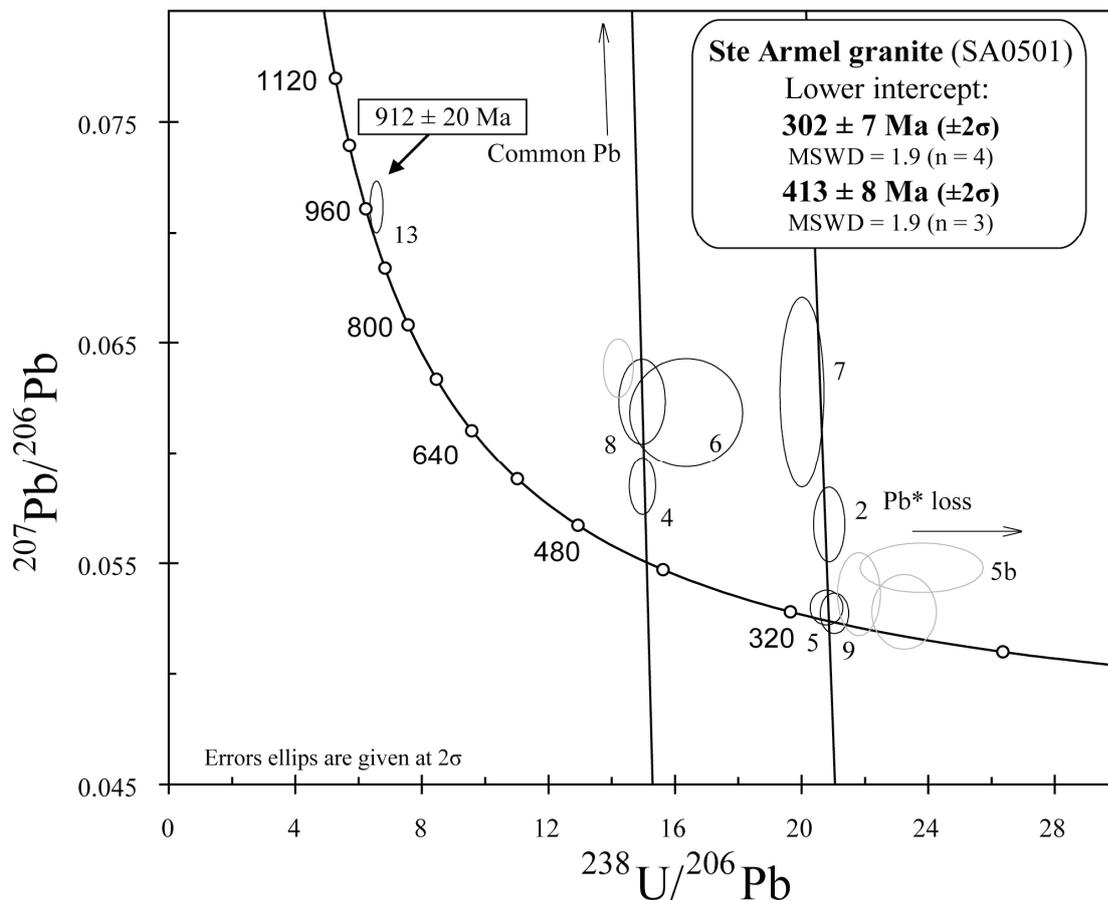


Figure IV-10: Diagramme Tera & Wasserburg (1972) pour le faciès déformé du granite de Sarzeau (Saint Armel, SA0501).

15 grains ont été analysés pour un total de 18 analyses. Les rapports Th/U s'étalent entre 0,05 et 1, avec une valeur moyenne à 0,2. Les concentrations en U varient entre 90 et 1300 ppm, avec une valeur moyenne à 400 ppm, celles de Th entre 5 et 270 ppm avec une valeur moyenne à 80 ppm, et celles de Pb entre 5 et 40 ppm avec une valeur moyenne à 20 ppm (tableau IV-2). Deux analyses montrent des proportions de Pb commun (f₂₀₆ % dans le tableau IV-2) supérieures à 3 %. Une première population de quatre analyses, à la fois de cœurs et de bordures de grains, s'aligne le long d'une droite de mélange avec les valeurs du Pb commun et conduisent à un âge de $302 \pm 7 \text{ Ma}$, avec un MSWD de 1,9 et interprété comme l'âge de mise en place du granite (Fig. IV-10). De la même manière, une seconde

population d'analyses réalisées dans des cœurs de grains conduit à un âge hérité de 413 ± 8 Ma, avec un MSWD acceptable à 1,9. Une autre analyse, effectuée sur un cœur de grain, est concordante et conduit à un âge hérité à 912 ± 20 Ma.

| Spot | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | Pb* (ppm) | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | f _{206%} (1) | Total | | | Radiogenic ratio | | Age (M.A.) | +/- (2) | |
|---|---------|----------|------|-----------|-----------------------------------|--------------------------|----------------------------------|------------|-----------------------------------|------------------|------------------------------------|------------|------------|------------|
| | | | | | | | $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ | +/- (2) | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | +/- (2) | $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ | | | +/- (2) |
| <i>Ste Armel granite (SA0501, South Armorican massif)</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| 2 | 583 | 34 | 0.06 | 23 | 1 795 | 0.44 | 20.87 | 0.20 | 0.05675 | 0.00069 | 0.0477 | 0.0004 | 300 | 3 |
| 4 | 666 | 269 | 0.40 | 37 | 3 373 | 0.33 | 14.97 | 0.17 | 0.05849 | 0.00053 | 0.0666 | 0.0007 | 416 | 4 |
| 5 | 380 | 45 | 0.12 | 15 | 6 234 | - | 20.79 | 0.21 | 0.05299 | 0.00032 | 0.0481 | 0.0005 | 303 | 3 |
| 5b | 556 | 61 | 0.11 | 19 | 5 299 | 0.30 | 23.79 | 0.79 | 0.05479 | 0.00046 | 0.0419 | 0.0013 | 265 | 8 |
| 6 | 278 | 57 | 0.20 | 14 | 5 295 | 0.83 | 16.35 | 0.73 | 0.06183 | 0.00100 | 0.0607 | 0.0025 | 380 | 15 |
| 6b | 1310 | 157 | 0.12 | 32 | 132 | 13.35 | 29.20 | 0.90 | 0.15915 | 0.00143 | 0.0297 | 0.0008 | 189 | 5 |
| 7 | 332 | 38 | 0.11 | 14 | 1 251 | 1.14 | 20.01 | 0.28 | 0.06275 | 0.00176 | 0.0494 | 0.0006 | 311 | 4 |
| 8 | 329 | 64 | 0.20 | 18 | 4 592 | 0.80 | 14.96 | 0.30 | 0.06233 | 0.00079 | 0.0663 | 0.0012 | 414 | 7 |
| 8b | 670 | 108 | 0.16 | 43 | 695 | 2.25 | 12.67 | 0.35 | 0.07599 | 0.00110 | 0.0771 | 0.0020 | 479 | 12 |
| 9 | 293 | 101 | 0.34 | 12 | - | - | 21.04 | 0.18 | 0.05273 | 0.00037 | 0.0475 | 0.0004 | 299 | 2 |
| 13 | 130 | 128 | 0.98 | 16 | 5 837 | 0.21 | 6.57 | 0.08 | 0.07117 | 0.00048 | 0.1520 | 0.0018 | 912 | 10 |

(1) % of ^{206}Pb that is common Pb. Correction for common Pb is made using the measured $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ratios following Tera & Wasserburg (1972) as outlined by Williams (1998)

(2) Uncertainties given at one σ level.

Tableau IV-2 : Données isotopiques utilisées pour la construction des diagrammes Tera & Wasserburg (1972) pour l'échantillon SA0501 du granite de St Armel (golfe du Morbihan).

Les zircons présents dans le faciès moins déformé du granite de Sarzeau (SA0502) sont incolores à jaunâtres et peu fracturés. Leur longueur s'étale entre 70 et 200 μm , avec des rapports largeur / longueur variant entre 1/1 et 1/3. Les types S₁₆ et S₂₁ ont pu être déterminés.

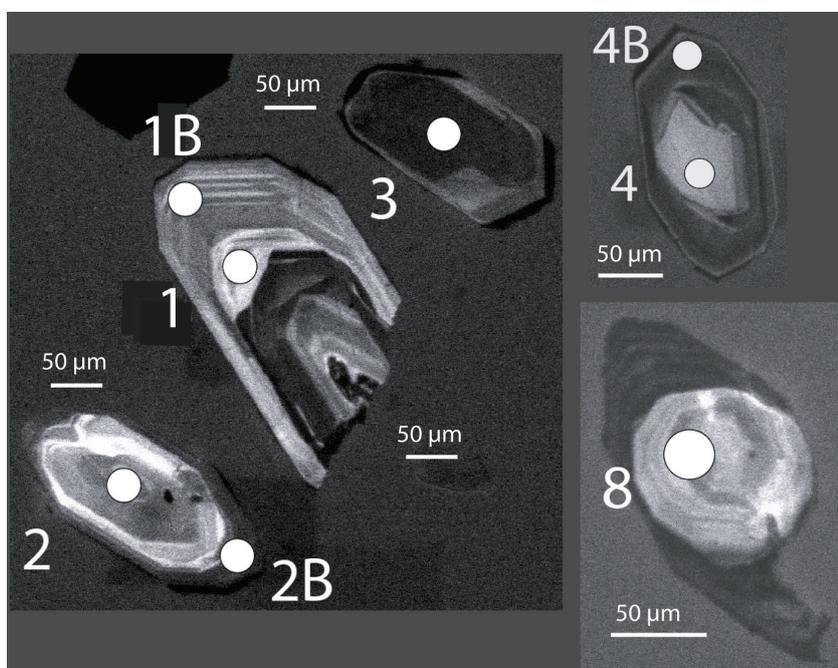


Figure IV-11 : Images en cathodoluminescence des zircons datés du faciès non déformé du granite de Sarzeau (Saint Armel, SA0502).

Les images de cathodoluminescence permettent d'observer quelques cœurs, principalement non zonés (ex. fig. IV-11), de couleur claire et des bordures sombres montrant des bandes de croissance frustes.

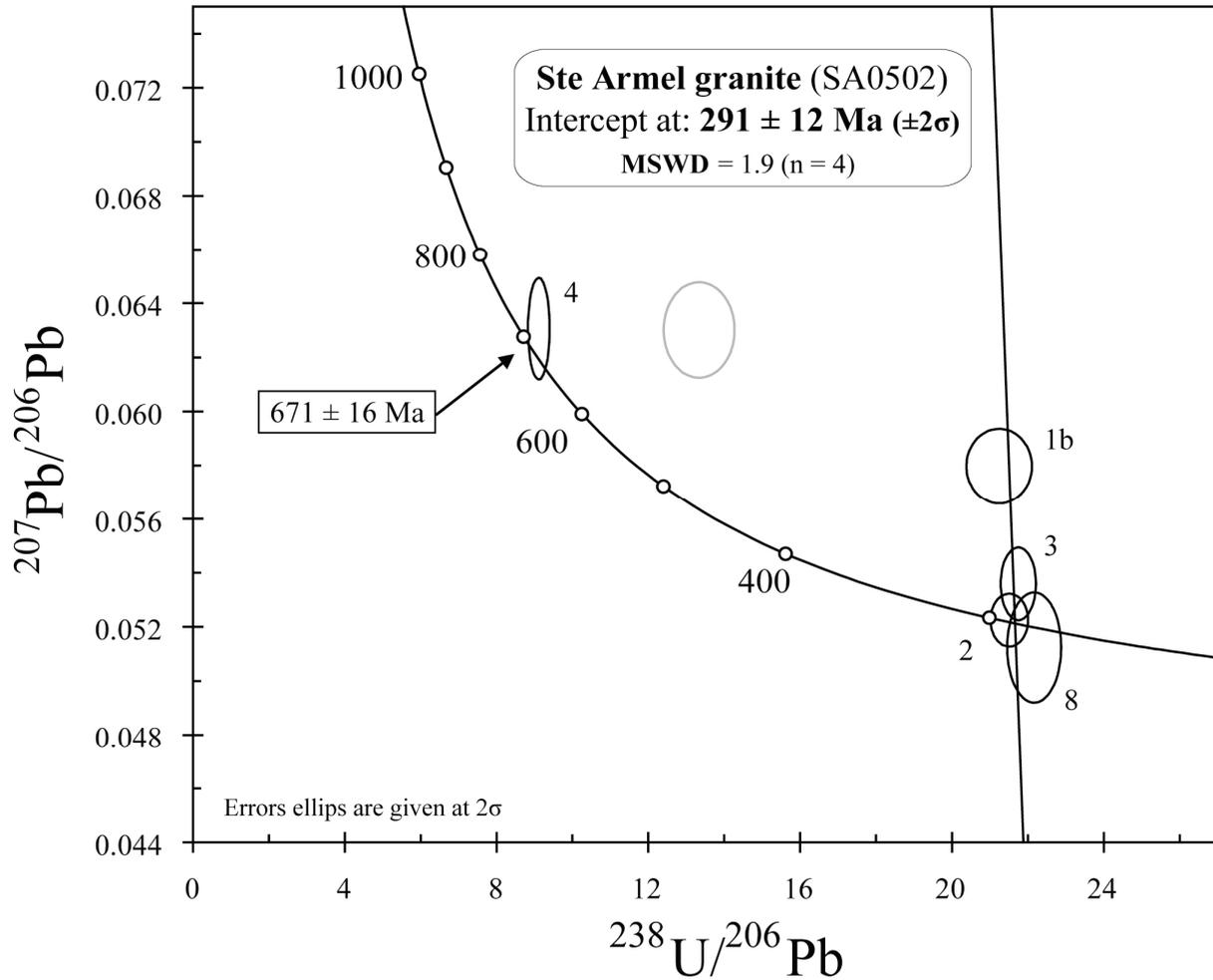


Figure IV-12 : Diagramme Tera & Wasserburg (1972) pour le faciès non déformé du granite de Sarzeau (Saint Armel, SA0502).

Neuf grains de zircon ont été analysés pour un total de 12 analyses. Le rapport Th/U varie entre 0,005 et 0,4, avec une valeur moyenne à 0,2. Les concentrations en U s'échelonnent entre 70 et 1500 ppm, avec une valeur moyenne à 450 ppm, celles de Th entre 5 et 130 ppm, avec une moyenne à 50 ppm et celles de Pb entre 2 et 30 ppm, avec une moyenne à 20 ppm (Tableau IV-3). Deux analyses excèdent les 3% de Pb commun. La grande majorité des points analysés montrent des pertes en Pb radiogénique. Une population de quatre analyses, effectuées à la fois sur des cœurs et des bordures de grains, permet cependant la construction d'une droite de mélange avec les valeurs du Pb commun, et fournit un âge à 291 ± 12 , avec un MSWD de 1,9 et interprété comme l'âge de mise en place du granite. Une analyse concordante réalisée sur un cœur de grain conduit à un âge hérité à $671 \pm 16 \text{ Ma}$ (Fig. IV-12).

| Spot | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | Pb* (ppm) | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | f ₂₀₆ % (1) | Total | | | Radiogenic ratio | | Age (M.A.) | +/- (2) | |
|---|---------|----------|------|-----------|--------------------------------------|---------------------------|-------------------------------------|------------|--------------------------------------|------------------|--------------------------------------|------------|------------|------------|
| | | | | | | | ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb | +/- (2) | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | +/- (2) | ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U | | | +/- (2) |
| <i>Ste Armel granite (SA0502, South Armorican massif)</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 75 | 18 | 0.24 | 3 | 474 | 3.02 | 17.68 | 0.28 | 0.07892 | 0.00102 | 0.0548 | 0.0008 | 344 | 5 |
| 1b | 369 | 84 | 0.23 | 14 | 2 284 | 0.60 | 21.24 | 0.35 | 0.05797 | 0.00057 | 0.0468 | 0.0007 | 295 | 4 |
| 2 | 237 | 98 | 0.41 | 9 | - | - | 21.51 | 0.20 | 0.05225 | 0.00040 | 0.0465 | 0.0004 | 293 | 2 |
| 2b | 899 | 46 | 0.05 | 28 | 1 053 | 1.61 | 26.73 | 0.28 | 0.06478 | 0.00222 | 0.0368 | 0.0004 | 233 | 2 |
| 3 | 819 | 16 | 0.02 | 31 | 7 663 | 0.08 | 21.75 | 0.19 | 0.05359 | 0.00055 | 0.0459 | 0.0004 | 290 | 2 |
| 4 | 139 | 14 | 0.10 | 13 | 5 022 | 0.09 | 9.11 | 0.12 | 0.06306 | 0.00077 | 0.1096 | 0.0013 | 671 | 8 |
| 4b | 1503 | 133 | 0.09 | 32 | 55 | 30.35 | 27.23 | 0.47 | 0.29616 | 0.00387 | 0.0256 | 0.0004 | 163 | 3 |
| 8 | 262 | 70 | 0.27 | 10 | - | - | 22.17 | 0.29 | 0.05124 | 0.00083 | 0.0451 | 0.0005 | 284 | 3 |

(1) % of ²⁰⁶Pb that is common Pb. Correction for common Pb is made using the measured ²³⁸U/²⁰⁶Pb ratios following Tera & Wasserburg (1972) as outlined by Williams (1998)

(2) Uncertainties given at one σ level.

Tableau IV-3 : Données isotopiques utilisées pour la construction des diagrammes Tera & Wasserburg (1972) pour l'échantillon SA0502 du granite de St Armel (golfe du Morbihan).

L'échantillon provenant du leucogranite d'Arradon a fourni des zircons incolores, peu fracturés et montrant peu d'inclusions. La longueur varie entre 70 et 150 μm, avec des rapports largeur / longueur de l'ordre de 1/2 à 1/3. Les formes typologiques reconnues sont de types S₁₁ et S₁₆, caractéristiques des granites alumineux.

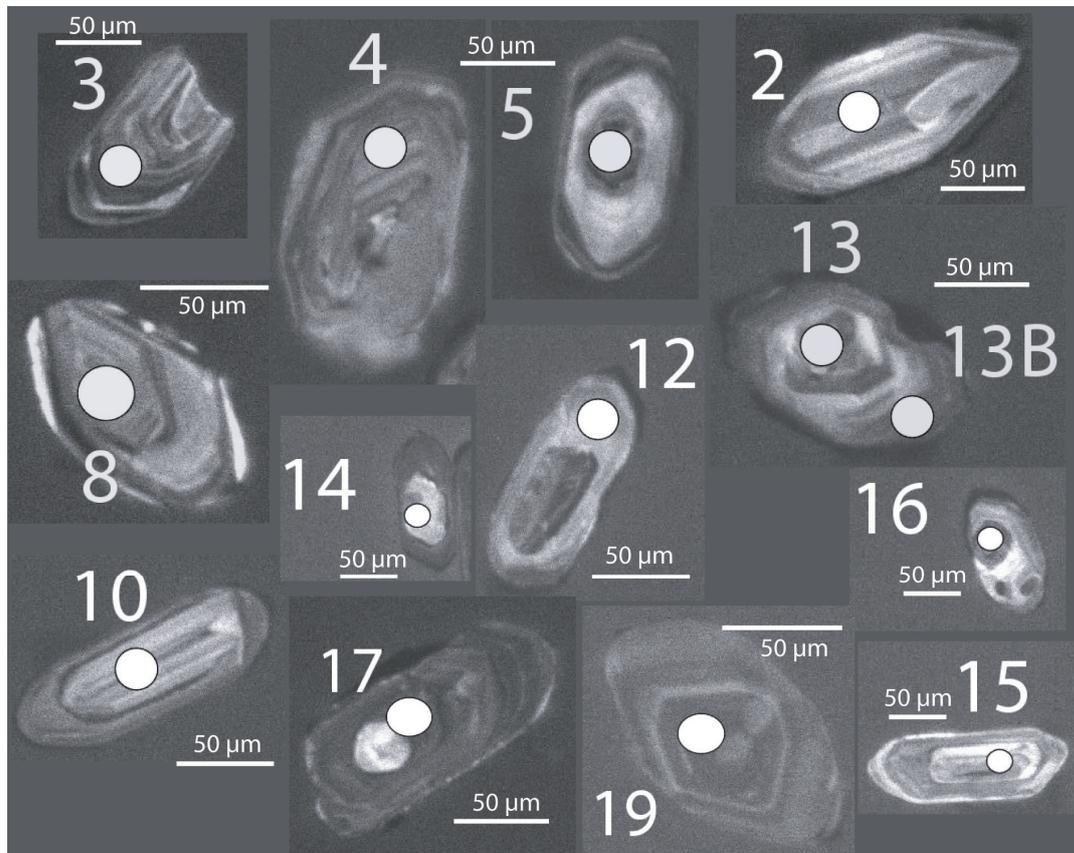


Figure IV-13 : Images en cathodoluminescence des zircons datés du granite de Sarzeau (Arradon, SA0507).

Les images en cathodoluminescence permettent l'observation d'assez nombreux cœurs hérités (ex. fig. IV-13, zircon 14 et 15) de couleur claire. Les bordures sont moins luminescentes. Des zonations de croissance sont de plus visibles (ex. fig. IV-13, zircon 3).

19 grains ont été analysés pour un total de 20 analyses. Les rapports Th/U sont compris entre 0,05 et 1,5, avec une valeur moyenne de 0,5. Les concentrations en U varient entre 160 et 2000 ppm, avec une moyenne de 570 ppm, celles de Th entre 10 et 660 ppm, avec une moyenne à 200 ppm et celles de Pb entre 2 et 50 ppm, avec une moyenne à 20 ppm (Tableau IV-4). Trois analyses de cœurs et de bordures de grains permettent de tracer une droite de mélange avec les valeurs de Pb commun et d'extrapoler un âge de mise en place à 300 ± 4 Ma, avec un MSWD de 0,3 (Fig. IV-14). Une seconde population de 3 analyses de cœurs de grains donnent de la même manière un âge hérité à 413 ± 6 Ma, avec un MSWD de 1,4. Six autres analyses de cœurs et de bordures de grains fournissent un âge hérité à 480 ± 9 Ma, avec un MSWD acceptable à 1,9. Enfin, deux points concordants issus de cœurs de grains conduisent à un dernier âge hérité à 550 ± 16 Ma.

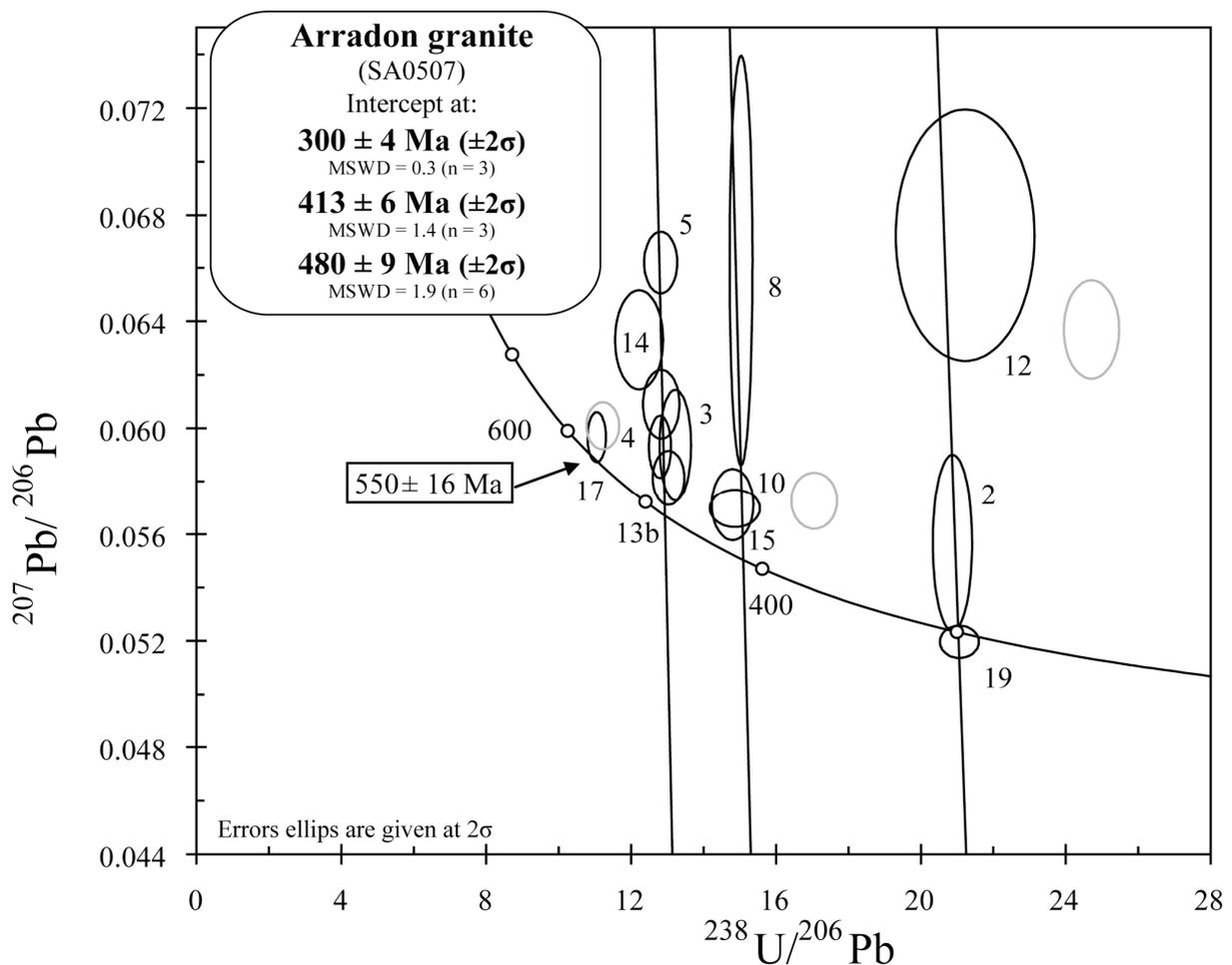


Figure IV-14: Diagramme Tera & Wasserburg (1972) pour le granite de Sarzeau (Arradon, SA0507).

| Spot | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | Pb* (ppm) | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | f _{206%} (1) | Total | | | Radiogenic ratio | | | Age (M.A.) | +/- (2) |
|---|---------|----------|------|-----------|--------------------------------------|--------------------------|-------------------------------------|------------|--------------------------------------|------------------|--------------------------------------|------------|------------|------------|
| | | | | | | | ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb | +/- (2) | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | +/- (2) | ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U | +/- (2) | | |
| <i>Arradon granite (SA0507, South Armorican massif)</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| 2 | 220 | 154 | 0.70 | 9 | 2 776 | 0.31 | 20.87 | 0.22 | 0.05568 | 0.00135 | 0.0478 | 0.0005 | 301 | 3 |
| 3 | 257 | 187 | 0.73 | 16 | 2 491 | 0.27 | 13.22 | 0.18 | 0.05936 | 0.00085 | 0.0754 | 0.0009 | 469 | 6 |
| 4 | 163 | 248 | 1.52 | 12 | - | 0.03 | 11.05 | 0.10 | 0.05966 | 0.00038 | 0.0905 | 0.0008 | 558 | 5 |
| 5 | 281 | 103 | 0.37 | 18 | 1 669 | 1.07 | 12.82 | 0.19 | 0.06622 | 0.00048 | 0.0772 | 0.0010 | 479 | 6 |
| 8 | 350 | 191 | 0.55 | 19 | 1 198 | 1.29 | 15.03 | 0.13 | 0.06627 | 0.00313 | 0.0657 | 0.0005 | 410 | 3 |
| 10 | 830 | 201 | 0.24 | 46 | 7 479 | 0.13 | 14.86 | 0.28 | 0.05698 | 0.00029 | 0.0672 | 0.0012 | 419 | 7 |
| 12 | 210 | 62 | 0.30 | 8 | 10 264 | 1.74 | 21.22 | 0.78 | 0.06723 | 0.00193 | 0.0463 | 0.0016 | 292 | 10 |
| 13 | 469 | 349 | 0.14 | 30 | 7 326 | 0.42 | 12.83 | 0.21 | 0.06090 | 0.00053 | 0.0776 | 0.0011 | 482 | 7 |
| 13b | 335 | 100 | 0.70 | 21 | 12 285 | 0.10 | 13.03 | 0.18 | 0.05813 | 0.00042 | 0.0766 | 0.0010 | 476 | 6 |
| 14 | 565 | 74 | 0.73 | 38 | 1 240 | 0.64 | 12.22 | 0.27 | 0.06331 | 0.00076 | 0.0813 | 0.0017 | 504 | 10 |
| 15 | 276 | 109 | 1.52 | 16 | 3 603 | 0.14 | 14.80 | 0.23 | 0.05712 | 0.00055 | 0.0675 | 0.0010 | 421 | 6 |
| 16 | 574 | 655 | 0.37 | 37 | - | 0.22 | 12.80 | 0.12 | 0.05930 | 0.00047 | 0.0780 | 0.0007 | 484 | 4 |
| 17 | 257 | 72 | 0.09 | 19 | - | 0.12 | 11.22 | 0.18 | 0.06009 | 0.00036 | 0.0891 | 0.0014 | 550 | 8 |
| 19 | 1017 | 408 | 0.40 | 40 | 8 625 | - | 21.06 | 0.22 | 0.05197 | 0.00025 | 0.0475 | 0.0005 | 299 | 3 |

(1) % of ²⁰⁶Pb that is common Pb. Correction for common Pb is made using the measured ²³⁸U/²⁰⁶Pb ratios following Tera & Wasserburg (1972) as outlined by Williams (1998)

(2) Uncertainties given at one σ level.

Tableau IV-4 : Données isotopiques utilisées pour la construction des diagrammes Tera & Wasserburg (1972) pour l'échantillon SA0507 du granite d'Arradon (golfe du Morbihan).

II.3.2 Migmatite (Sarzeau, SA0505)

Les zircons présents dans l'échantillon de migmatite provenant de la carrière de Sarzeau sont incolores et peu fracturés. Les longueurs varient entre 70 et 250 μm , avec des rapports largeur / longueur compris entre 1/2 et 1/4. Les formes typologiques reconnues sont de types S₁₆, S₂₁, S₁₁, S₁₇, caractéristiques des granites alumineux.

Les images en cathodoluminescence montrent de nombreux cœurs hérités, assez luminescents (ex. fig. IV-15, zircons 8, 9, 15, 18), dont certains sont des fragments de zircons plus anciens (zircons 8 et 11 par exemple). Les bordures sont moins luminescentes, et montrent des zonations de croissance (ex. fig. IV-15, zircons 8, 18), ou de secteur (ex. fig. IV-15, zircons 20). Plusieurs zircons montrent de plus une épaisse zone de teinte claire suivie d'une bordure beaucoup plus foncée (bien visibles dans les zircons 11, 15 et 18).

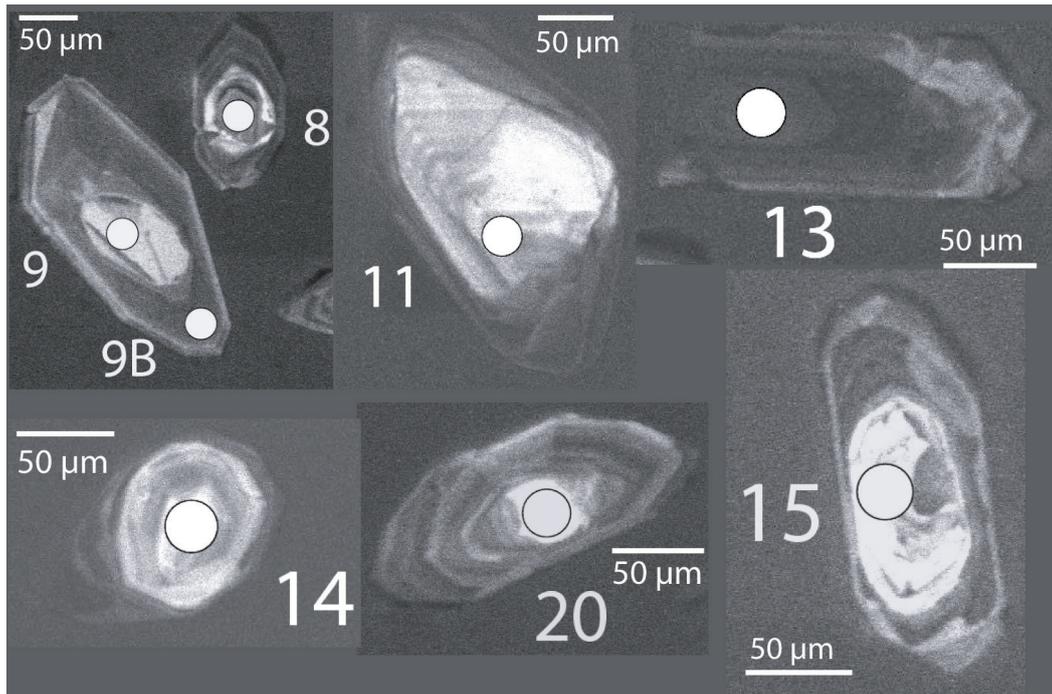


Figure IV-15 : Images en cathodoluminescence des zircons datés de la migmatite de Sarzeau (SA0505).

24 analyses ont effectuées sur 21 grains. La valeur moyenne du rapport Th/U est de 0,45, avec une valeur maximale de 2,35 et minimale de 0,05. Les concentrations en U sont comprises entre 100 et 1100 ppm, avec une valeur moyenne de 420, celles de Th entre 3 et 1700 ppm, avec une valeur moyenne de 190 ppm, et celles de Pb entre 5 et 60 ppm, avec une valeur moyenne de 25 ppm (Tableau IV-5). Un âge extrapolé à 619 ± 11 Ma a été obtenu grâce à quatre analyses de cœurs de grains, dont une concordante, avec un MSWD de 1,5 (Fig. IV-16). Trois autres analyses de cœurs de grains ont fourni un âge à 806 ± 47 Ma, avec un MSWD de 3,1, alors qu'une analyse concordante conduit à un âge de 530 ± 24 Ma. Au Nord de la zone, les migmatites passent progressivement à un granite d'anatexie : le granite de Sainte Anne. La mise en place du granite, qui est donc synchrone de la migmatitisation, a été datée à 316 ± 3 Ma (U-Pb sur zircon, SHRIMP ; Cocherie, A., com. pers.) et 322 ± 3 Ma (datation chimique U-Th-Pb su monazite ; Turrillot, 2007). Les âges plus anciens mesurés dans cette étude doivent donc être considérés comme des âges hérités.

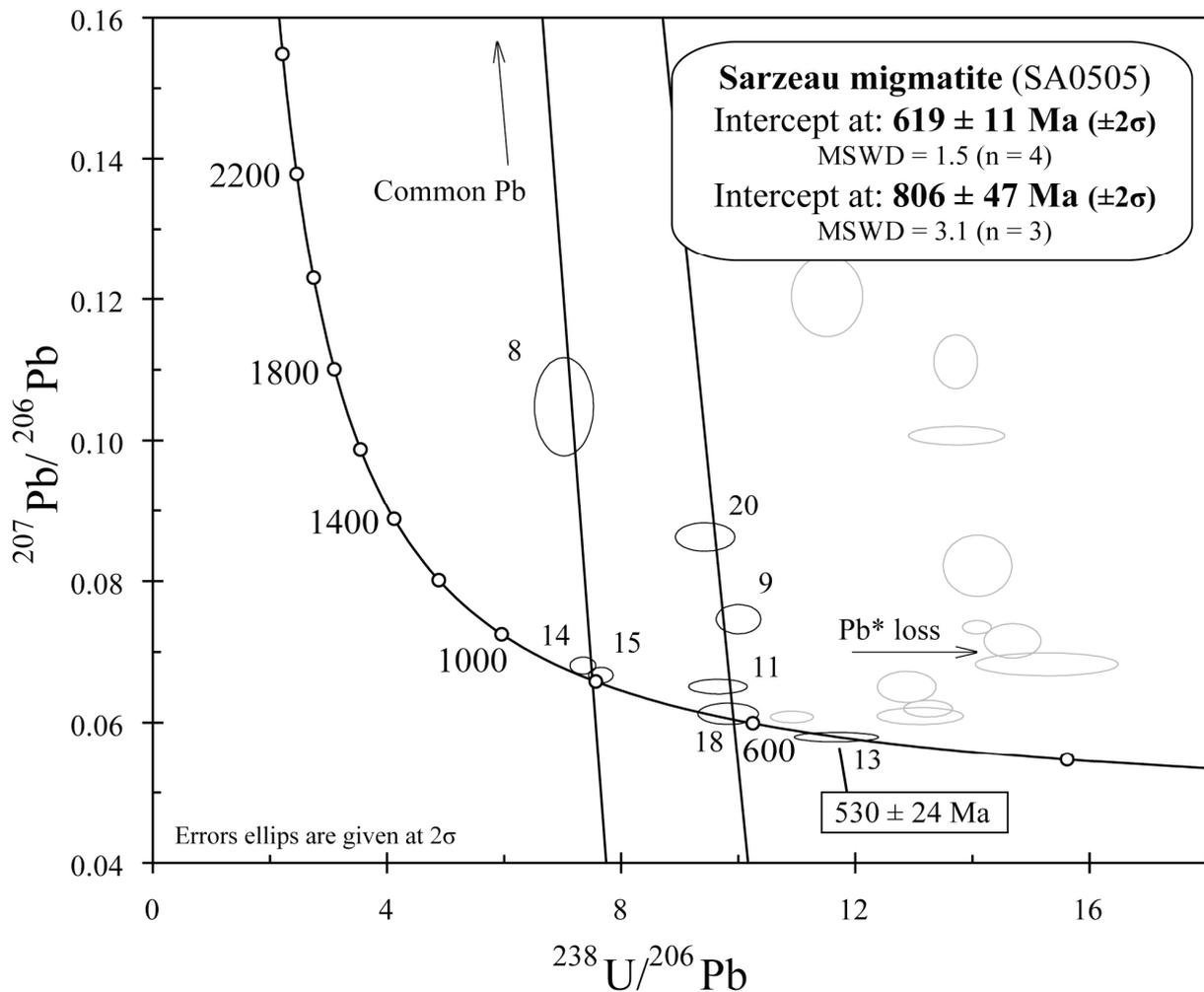


Figure IV-16 : Diagramme Tera & Wasserburg (1972) pour la migmatite de Sarzeau (SA0505).

| Spot | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | Pb* (ppm) | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | f ₂₀₆ % (1) | Total | | | Radiogenic ratio | | Age (M.A.) | +/- (2) | |
|---|---------|----------|------|-----------|--------------------------------------|---------------------------|-------------------------------------|------------|--------------------------------------|------------------|--------------------------------------|------------|------------|------------|
| | | | | | | | ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb | +/- (2) | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | +/- (2) | ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U | | | +/- (2) |
| <i>Sarzeau migmatite (SA0505, South Armorican massif)</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| 8 | 471 | 74 | 0.16 | 54 | 1 468 | 4.53 | 7.02 | 0.21 | 0.10478 | 0.00284 | 0.1359 | 0.0037 | 822 | 21 |
| 9 | 214 | 47 | 0.22 | 18 | 2 062 | 1.69 | 10.00 | 0.16 | 0.07463 | 0.00084 | 0.0983 | 0.0014 | 604 | 8 |
| 9b | 229 | 66 | 0.29 | 15 | 1 069 | 0.94 | 12.88 | 0.20 | 0.06507 | 0.00090 | 0.0769 | 0.0011 | 478 | 7 |
| 11 | 174 | 128 | 0.74 | 15 | 3 066 | 0.46 | 9.65 | 0.20 | 0.06511 | 0.00042 | 0.1031 | 0.0020 | 633 | 12 |
| 13 | 463 | 15 | 0.03 | 33 | 2 382 | - | 11.68 | 0.29 | 0.05797 | 0.00027 | 0.0856 | 0.0020 | 530 | 12 |
| 14 | 148 | 38 | 0.26 | 16 | - | 0.13 | 7.65 | 0.09 | 0.06672 | 0.00045 | 0.1305 | 0.0013 | 791 | 8 |
| 15 | 147 | 61 | 0.41 | 17 | 77 061 | 0.18 | 7.35 | 0.09 | 0.06807 | 0.00049 | 0.1359 | 0.0015 | 821 | 9 |
| 20 | 95 | 22 | 0.24 | 8 | 1 009 | 3.00 | 9.43 | 0.21 | 0.08624 | 0.00082 | 0.1028 | 0.0021 | 631 | 12 |

(1) % of ²⁰⁶Pb that is common Pb. Correction for common Pb is made using the measured ²³⁸U/²⁰⁶Pb ratios following Tera & Wasserburg (1972) as outlined by Williams (1998)

(2) Uncertainties given at one σ level.

Tableau IV-5 : Données isotopiques utilisées pour la construction des diagrammes Tera & Wasserburg (1972) pour l'échantillon SA0505 de la migmatite de Sarzeau (golfe du Morbihan).

II.3.3 Migmatite (Port Navalo, SA0506B)

La migmatite de Port Navalo exhibe des zircons incolores à jaunâtres et peu fracturés. Leur longueur varie entre 150 et 350 μm , avec des rapports largeur / longueur de l'ordre de 2/3 à 1/3. Les différentes formes typologiques reconnues sont de type S_{11} , S_6 et S_7 caractéristiques des granites alumineux.

De nombreux zircons possèdent des cœurs hérités, de teintes claires, certains sous forme de claste (ex. fig. IV-17, zircon 12 et 16). Les bordures sont moins luminescentes et exposent des zonations de croissance (ex. fig. IV-17, zircon 10). Certains zircons montrent de plus des zonations de secteur (ex. fig. IV-17, zircon 8).

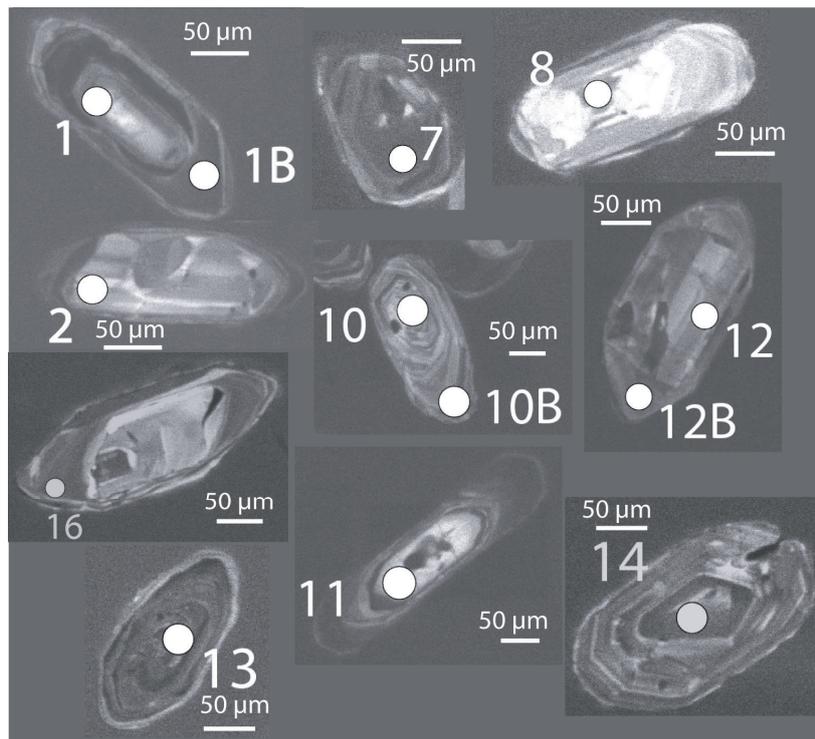


Figure IV-17: Images en cathodoluminescence des zircons datés de la migmatite de Port Navalo (SA0506B).

Un total de 20 analyses a été réalisé sur 16 grains de zircon. La proportion de Pb commun n'excède pas 5 %. Les rapports U/Th sont compris entre 0 et 1,2, avec une valeur moyenne de 0,4. Les concentrations en U s'étalent entre 100 et 1100 ppm, avec une valeur moyenne de 440 ppm, celles de Th entre 0 et 470 ppm, avec une moyenne de 140 ppm, et celles de Pb entre 10 et 130 ppm, avec une valeur moyenne de 30 ppm (Tableau IV-6). Cinq analyses, réalisées sur en cœur et en périphérie de grains, permettent de tracer une droite de mélange avec les valeurs du Pb commun, et conduisent à un âge de 603 ± 7 Ma, avec un MSWD acceptable de 1,3 (Fig. IV-18). Plusieurs analyses concordantes fournissent respectivement des âges à 418 ± 10 Ma (en bordure de grain), 792 ± 16 Ma et 904 ± 16 Ma (cœurs de grains). Comme pour

l'échantillon précédent, ces âges ne sont pas ceux de l'événement de migmatitisation, celui ayant été daté au Namurien.

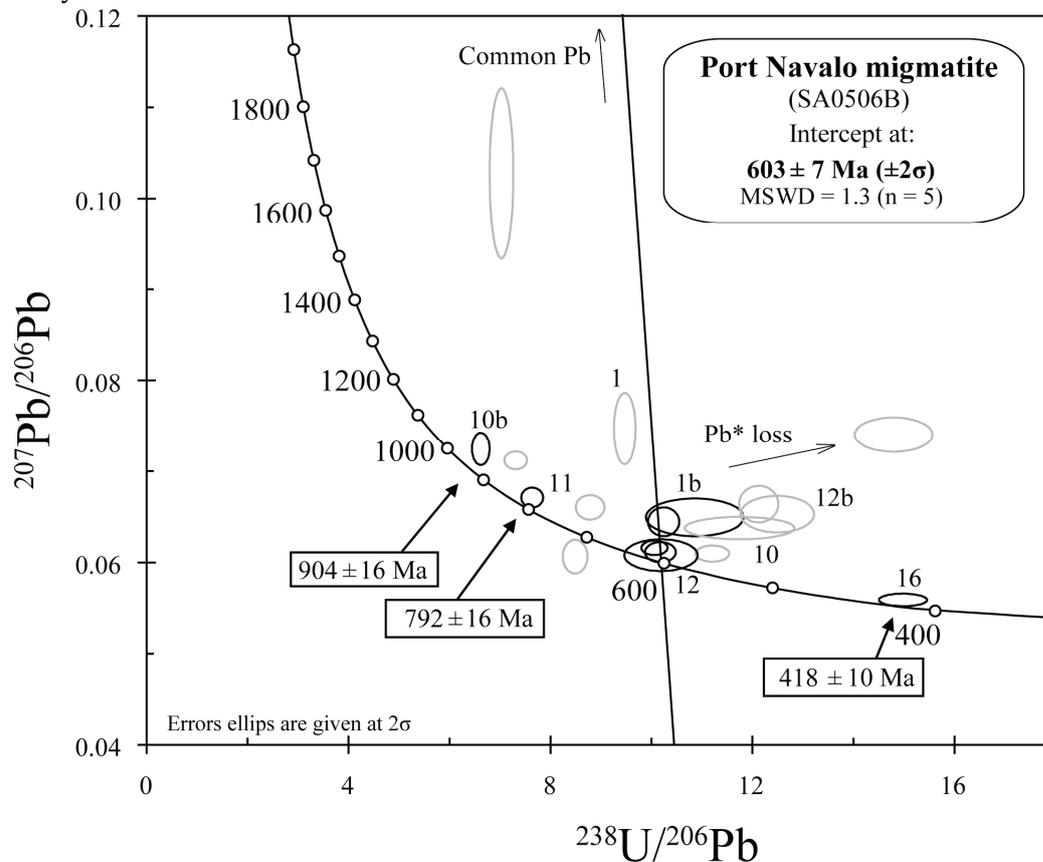


Figure IV-18 : Diagramme Tera & Wasserburg (1972) pour la migmatite de Port Navalo (SA0506B).

| Spot | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | Pb* (ppm) | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | f ₂₀₆ % ⁽¹⁾ | Total | | | Radiogenic ratio | | | Age (M.A.) | +/- (2) |
|---|---------|----------|------|-----------|--------------------------------------|-----------------------------------|-------------------------------------|------------|--------------------------------------|------------------|--------------------------------------|------------|------------|------------|
| | | | | | | | ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb | +/- (2) | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | +/- (2) | ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U | +/- (2) | | |
| Port Navalo migmatite (SA0506B, South Armorican massif) | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 204 | 0 | 0.00 | 18 | 1 470 | 1.59 | 9.47 | 0.09 | 0.07471 | 0.00160 | 0.1039 | 0.0009 | 637 | 5 |
| 1b | 943 | 405 | 0.43 | 72 | 3 571 | 0.65 | 10.86 | 0.39 | 0.06494 | 0.00085 | 0.0915 | 0.0031 | 564 | 18 |
| 2 | 140 | 207 | 1.48 | 11 | 1 918 | 0.07 | 10.18 | 0.12 | 0.06112 | 0.00045 | 0.0982 | 0.0011 | 604 | 7 |
| 7 | 1 013 | 29 | 0.03 | 84 | 30 731 | 0.11 | 10.06 | 0.11 | 0.06160 | 0.00032 | 0.0993 | 0.0010 | 610 | 6 |
| 8 | 125 | 146 | 1.17 | 10 | - | 0.49 | 10.24 | 0.13 | 0.06445 | 0.00064 | 0.0972 | 0.0011 | 598 | 7 |
| 10 | 251 | 82 | 0.33 | 18 | 3 468 | 0.64 | 11.74 | 0.44 | 0.06376 | 0.00050 | 0.0846 | 0.0029 | 524 | 18 |
| 10b | 139 | 70 | 0.50 | 17 | 1 632 | 0.39 | 6.62 | 0.07 | 0.07247 | 0.00073 | 0.1505 | 0.0015 | 904 | 8 |
| 11 | 104 | 69 | 0.66 | 11 | - | 0.16 | 7.64 | 0.09 | 0.06710 | 0.00044 | 0.1307 | 0.0014 | 792 | 8 |
| 12 | 241 | 99 | 0.41 | 20 | 2 848 | 0.03 | 10.19 | 0.30 | 0.06080 | 0.00071 | 0.0981 | 0.0026 | 603 | 16 |
| 12b | 331 | 3 | 0.01 | 22 | 1 109 | 0.92 | 12.49 | 0.30 | 0.06530 | 0.00082 | 0.0793 | 0.0017 | 492 | 10 |
| 13 | 1 082 | 470 | 0.43 | 128 | 1 467 | 4.28 | 7.03 | 0.10 | 0.10273 | 0.00382 | 0.1362 | 0.0017 | 823 | 10 |
| 14 | 771 | 463 | 0.60 | 53 | 2 065 | 1.01 | 12.12 | 0.16 | 0.06639 | 0.00082 | 0.0817 | 0.0010 | 506 | 6 |
| 16 | 721 | 3 | 0.00 | 40 | - | - | 14.93 | 0.20 | 0.05583 | 0.00028 | 0.0670 | 0.0008 | 418 | 5 |

(1) % of ²⁰⁶Pb that is common Pb. Correction for common Pb is made using the measured ²³⁸U/²⁰⁶Pb ratios following Tera & Wasserburg (1972) as outlined by Williams (1998)

(2) Uncertainties given at one σ level.

Tableau IV-6 : Données isotopiques utilisées pour la construction des diagrammes Tera & Wasserburg (1972) pour l'échantillon SA0506B de la migmatite de Port Navalo (golfe du Morbihan).

II.3.4 Filons de leucogranite (Port Navalo, SA0506A et SA0506C)

La première génération de leucogranite (SA0506A) a fourni des zircons incolores assez fracturés. Leurs longueurs varient entre 150 et 400 μm , avec des rapports largeur / longueur s'échelonnant entre 2/3 et 1/4. Les formes typologiques reconnues sont de types S_{16} , S_{17} et S_{12} , caractéristiques des granites alumineux. Quelques inclusions d'apatite sont visibles.

Ces zircons présentent des cœurs hérités, généralement de luminescence plus importante que leur bordure. Les bordures montrent, pour leur part, des zonations de croissance bien marquées (ex. fig. IV-19, zircons 4 et 9).

Seize grains ont été analysés pour un total de 20 analyses. Les rapports Th/U sont compris entre 0,06 et 0,6, avec une moyenne de 0,3. Les concentrations en U sont de 110 à 800 ppm, avec une valeur moyenne de 270 ppm, celles de Th sont comprises entre 30 et 140 ppm, avec une moyenne de 80 ppm, et celles de Pb entre 10 et 30 ppm, avec une moyenne autour de 20 ppm, la part de Pb commun n'excédant pas 1 % (Tableau IV-7). Quatre analyses, réalisées au cœur et en périphérie de grains permettent de tracer une droite de mélange avec les valeurs du Pb commun et fournissent un âge à 462 ± 5 Ma, avec un MSWD acceptable de 1,8 (fig. IV-20). Deux analyses concordantes de cœurs de grains conduisent respectivement à des âges de 708 ± 30 Ma et 653 ± 16 Ma.

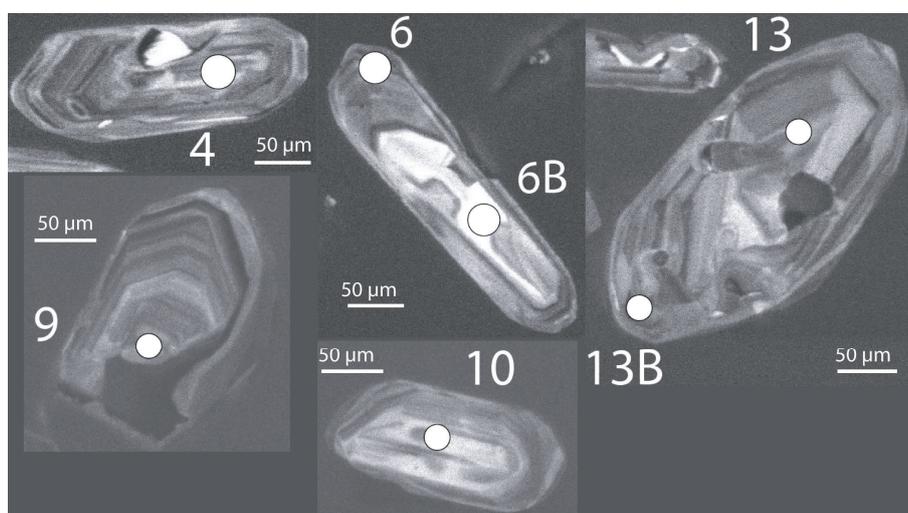


Figure IV-19 : Images en cathodoluminescence des zircons datés du leucogranite à cordiérite (Port Navalo, SA0506A).

Les zircons présents dans le leucogranite à deux micas (SA0506C) sont incolores à jaunâtres, parfois jusqu'à des teintes orangées. La longueur de ces zircons, peu fracturés, varie entre 50 et 550 μm . Les rapports largeur / longueur sont compris entre 2/3 à 1/5. Les formes typologiques reconnues sont de type Q_2 , Q_1 , S_6 et S_{11} .

La présence de cœurs hérités est vérifiée par les images en cathodoluminescence, où les bordures sont faiblement luminescentes, en comparaison de cœurs caractérisés plutôt par des teintes claires (ex. fig. IV-21, zircons 3 et 8) ou plus rarement sombres (ex. fig. IV-21, zircons 9).

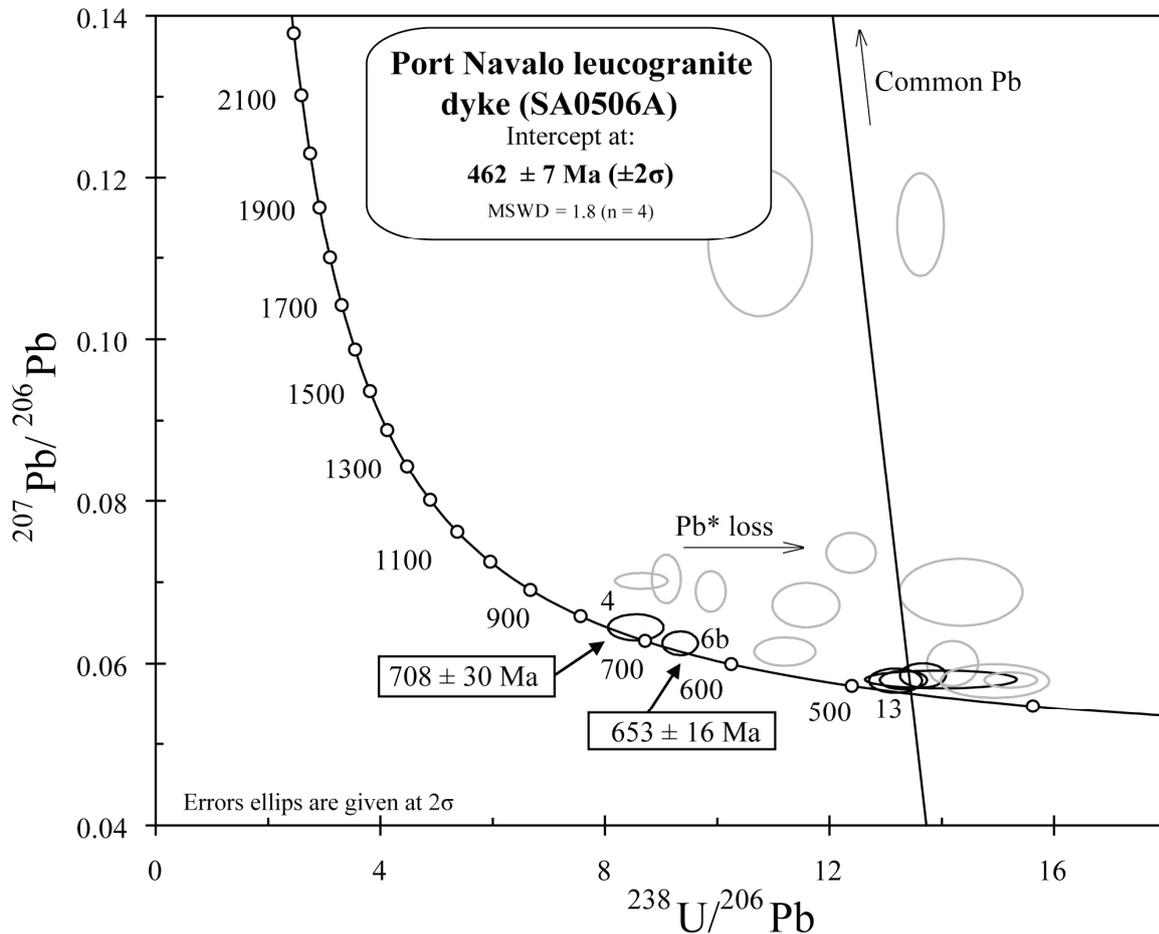


Figure IV-20 : Diagramme Tera & Wasserburg (1972) pour le leucogranite à cordiérite (Port Navalo, SA0506A).

| Spot | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | Pb* (ppm) | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | f ₂₀₆ % ⁽¹⁾ | Total | | | Radiogenic ratio | | Age (M.A.) | +/- (2) | |
|---|---------|----------|------|-----------|--------------------------------------|-----------------------------------|-------------------------------------|------------|--------------------------------------|------------------|--------------------------------------|------------|------------|------------|
| | | | | | | | ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb | +/- (2) | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | +/- (2) | ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U | | | +/- (2) |
| Port Navalo leucogranite dyke (SA0506A, South Armorican massif) | | | | | | | | | | | | | | |
| 4 | 199 | 89 | 0.45 | 19 | 1 567 | 0.73 | 8.55 | 0.20 | 0.06444 | 0.00066 | 0.1161 | 0.0025 | 708 | 15 |
| 6 | 119 | 30 | 0.25 | 9 | - | 0.37 | 11.20 | 0.22 | 0.06147 | 0.00071 | 0.0889 | 0.0016 | 549 | 10 |
| 6b | 163 | 82 | 0.51 | 15 | 2 170 | 0.50 | 9.34 | 0.13 | 0.06249 | 0.00059 | 0.1065 | 0.0014 | 653 | 8 |
| 9 | 177 | 84 | 0.47 | 11 | 4 214 | - | 13.32 | 0.17 | 0.05796 | 0.00046 | 0.0751 | 0.0009 | 467 | 5 |
| 10 | 197 | 36 | 0.18 | 12 | 3 090 | - | 13.98 | 0.55 | 0.05804 | 0.00045 | 0.0715 | 0.0026 | 445 | 16 |
| 13 | 401 | 140 | 0.35 | 25 | 7 849 | - | 13.18 | 0.19 | 0.05789 | 0.00061 | 0.0759 | 0.0010 | 472 | 6 |
| 13b | 445 | 117 | 0.26 | 27 | 4 553 | 0.02 | 13.66 | 0.17 | 0.05854 | 0.00061 | 0.0732 | 0.0008 | 455 | 5 |

(1) % of ²⁰⁶Pb that is common Pb. Correction for common Pb is made using the measured ²³⁸U/²⁰⁶Pb ratios following Tera & Wasserburg (1972) as outlined by Williams (1998)

(2) Uncertainties given at one σ level.

Tableau IV-7 : Données isotopiques utilisées pour la construction des diagrammes Tera & Wasserburg (1972) pour l'échantillon SA0506A du leucogranite à cordiérite (Port Navalo, golfe du Morbihan).

Vingt analyses ont été réalisées sur quinze grains de zircons. Les rapports Th/U varient entre 0,1 et 0,8, avec une moyenne à 0,3. Les concentrations en U s'échelonnent entre 100 et 1100 ppm, avec une moyenne de 520 ppm, celles de Th entre 30 et 380 ppm, avec une moyenne de 110 ppm, celles de Pb entre 5 et 110 ppm, avec une moyenne de 30 ppm (Tableau IV-8). Les teneurs en Pb commun ne dépassent pas les 2 %. Quatre analyses, effectuées aussi bien sur des cœurs et des bordures de grains, s'alignent le long d'une droite de mélange avec les valeurs du Pb commun et conduisent à un âge de 461 ± 19 Ma, avec un MSWD de 2,1 (Fig. IV-22). Trois analyses concordantes de cœurs de grains fournissent respectivement des âges à 573 ± 18 Ma, 612 ± 12 Ma et 919 ± 16 Ma.

Ces deux types de leucogranite recoupent la migmatite d'âge namurien. Les âges mesurés sont donc des âges d'un matériel préexistant du granite, donc hérités du protolithe.

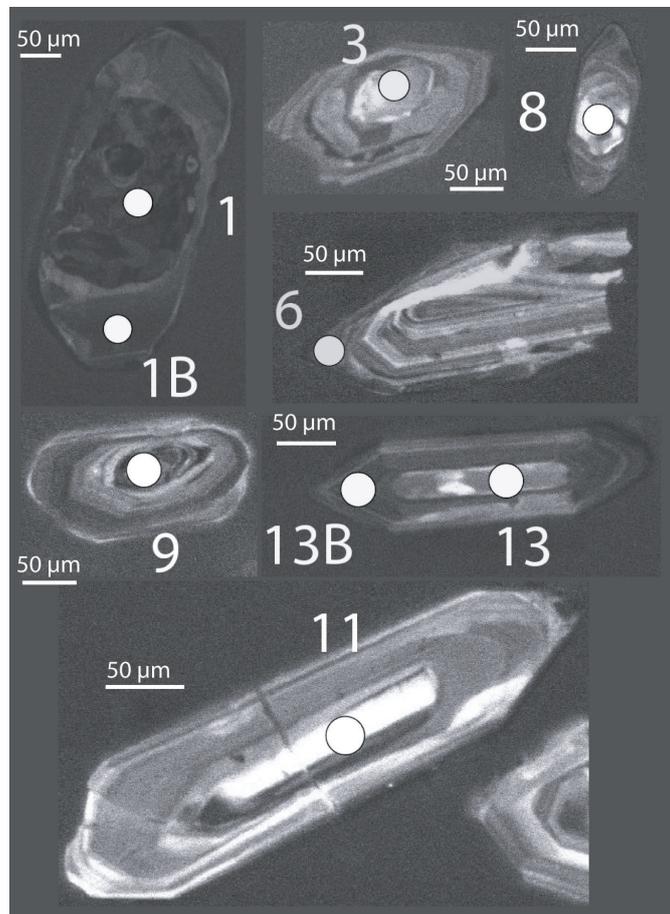


Figure IV-21 : Images en cathodoluminescence des zircons datés du leucogranite à 2 micas (Port Navalo, SA0506C).

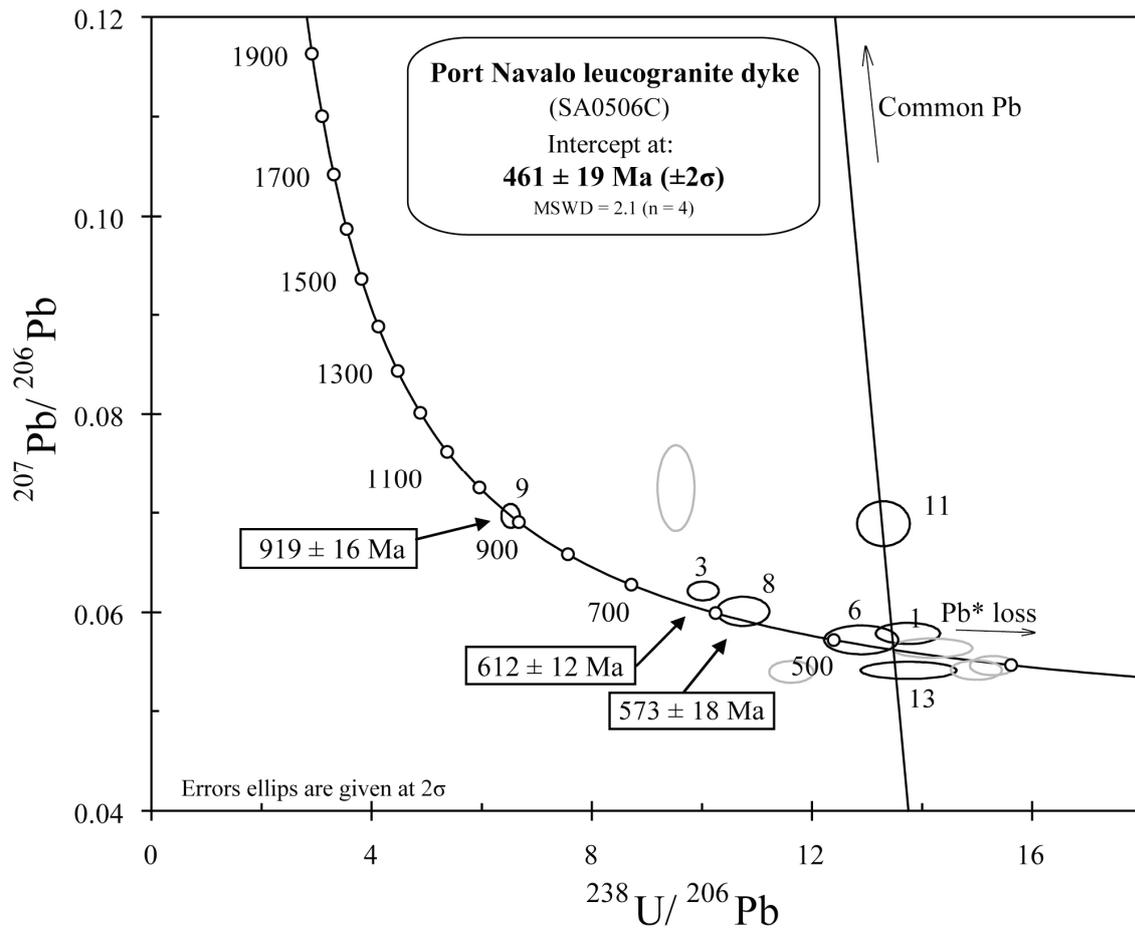


Figure IV-22 : Diagramme Tera & Wasserburg (1972) pour le leucogranite à deux micas (Port Navalo, SA0506C).

| Spot | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | Pb* (ppm) | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | f ₂₀₆ % (1) | Total | | Radiogenic ratio | | Age (M.A.) | +/- (2) | | |
|---|---------|----------|------|-----------|--------------------------------------|---------------------------|-------------------------------------|------------|--------------------------------------|------------|------------|------------|--------------------------------------|------------|
| | | | | | | | ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb | +/- (2) | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | +/- (2) | | | ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U | +/- (2) |
| Port Navalo leucogranite dyke (SA0506C, South Armorican massif) | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 1732 | 202 | 0.12 | 105 | 3 195 | 0.14 | 13.74 | 0.24 | 0.05788 | 0.00043 | 0.0727 | 0.0012 | 452 | 7 |
| 1b | 1117 | 376 | 0.34 | 66 | 10 088 | 0.00 | 14.18 | 0.30 | 0.05641 | 0.00039 | 0.0705 | 0.0014 | 439 | 8 |
| 3 | 156 | 117 | 0.75 | 13 | 4 220 | 0.16 | 10.02 | 0.11 | 0.06214 | 0.00039 | 0.0996 | 0.0011 | 612 | 6 |
| 6 | 392 | 54 | 0.14 | 25 | 1 740 | - | 12.89 | 0.27 | 0.05724 | 0.00059 | 0.0776 | 0.0015 | 482 | 9 |
| 8 | 213 | 83 | 0.39 | 16 | 3 116 | 0.04 | 10.75 | 0.19 | 0.06010 | 0.00060 | 0.0930 | 0.0016 | 573 | 9 |
| 9 | 201 | 112 | 0.56 | 26 | 8 636 | 0.01 | 6.52 | 0.07 | 0.06967 | 0.00049 | 0.1533 | 0.0015 | 919 | 8 |
| 11 | 100 | 28 | 0.28 | 6 | 782 | 1.45 | 13.30 | 0.20 | 0.06889 | 0.00092 | 0.0741 | 0.0010 | 461 | 6 |
| 13 | 354 | 89 | 0.25 | 21 | 4 562 | - | 13.75 | 0.35 | 0.05418 | 0.00035 | 0.0727 | 0.0017 | 452 | 10 |
| 13b | 398 | 80 | 0.20 | 22 | 2 467 | - | 14.99 | 0.19 | 0.05421 | 0.00040 | 0.0667 | 0.0008 | 416 | 5 |

(1) % of ²⁰⁶Pb that is common Pb. Correction for common Pb is made using the measured ²³⁸U/²⁰⁶Pb ratios following Tera & Wasserburg (1972) as outlined by Williams (1998)

(2) Uncertainties given at one σ level.

Tableau IV-8 : Données isotopiques utilisées pour la construction des diagrammes Tera & Wasserburg (1972) pour l'échantillon SA0506C du leucogranite à deux micas (Port Navalo, golfe du Morbihan).

III. Conclusion

Les granitoïdes du Sillon Houiller ont fourni plusieurs populations de zircon d'âges différents. La figure IV-23 résume les résultats obtenus. Dans le granite de Montmarault, un âge ordovicien à 463 ± 13 Ma, ainsi qu'un âge dévonien supérieur à carbonifère inférieur à 368 ± 46 Ma ont été obtenus. L'âge U-Th-Pb sur monazite à 321 ± 2 Ma, interprété par Joly (2007) comme l'âge de mise en place de ce granite, ainsi que les données structurales impliquent que les résultats obtenus pour ce granite correspondent à des composantes héritées. Les zircons analysés n'ont donc pas fourni de néocrystallisation liée à la mise en place de ce granite, ou alors ces néocrystallisations seraient de taille inférieure au $20 \mu\text{m}$ de résolution de l'appareillage laser utilisé pendant ce travail.

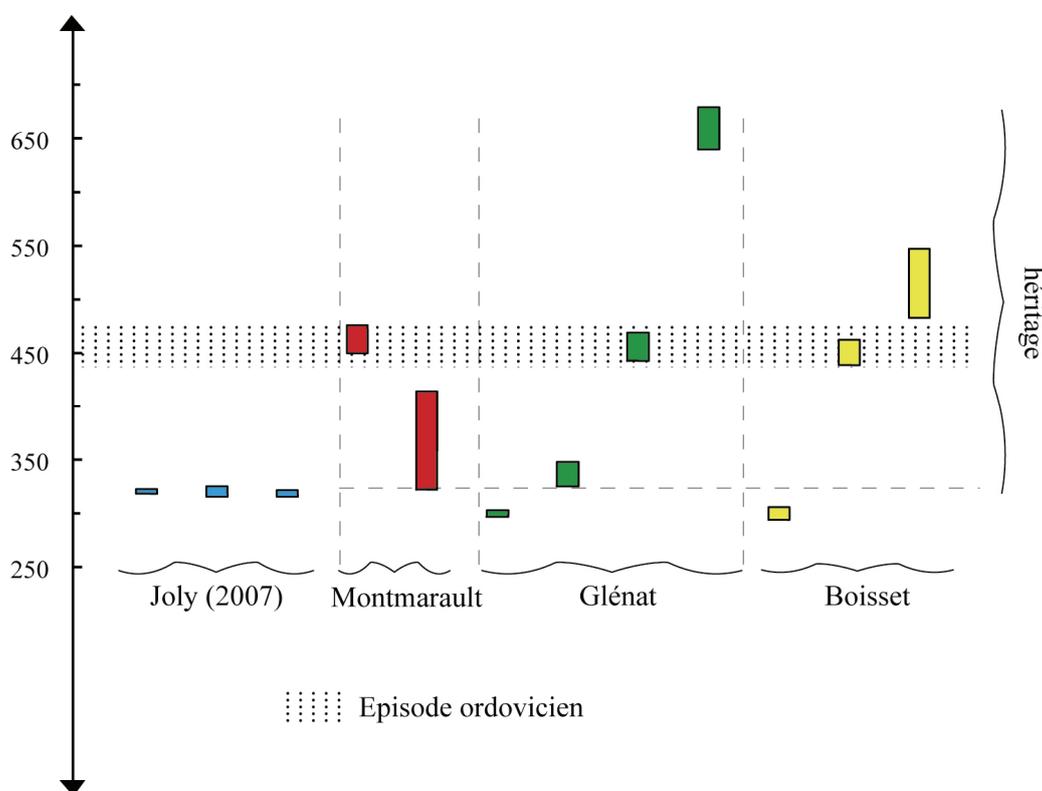


Figure IV-23 : Synthèse des résultats obtenus pour les granites de Montmarault, Glénat et Boisset, et comparaison avec les âges U-Th-Pb sur monazite proposés par Joly (2007).

Le granite de Montmarault se trouve non loin du granite de Guéret (fig. 1), qui a été daté aux environs de 360-350 Ma par méthode Rb/Sr et U-Th-Pb sur monazite (Berthier et al., 1979 ; Cartannaz et al., 2007). L'âge hérité à 368 ± 46 Ma obtenu pourrait donc provenir de ce massif granitique, des zircons de ce granite ayant pu être incorporés lors de la remontée des magmas ayant alimentés le granite de Montmarault.

Les zircons du granite de Glénat ont fourni plusieurs âges, néoprotérozoïque à 659 ± 20 Ma, ordovicien à 456 ± 14 Ma, et carbonifère à 337 ± 11 Ma et 300 ± 3 Ma. Ce dernier âge pourrait correspondre à l'âge de mise en place du granite de Glénat, les âges plus anciens correspondant à des populations héritées. Le granite de Boisset a, quant à lui, fourni un âge à 300 ± 6 Ma, interprété ici aussi comme un âge de mise en place. Ces âges sont cependant plus jeunes que ceux proposés par Joly (2007) pour ces deux granites, respectivement à 321 ± 5 Ma et 319 ± 3 (datation chimique U-Th-Pb sur monazite). Des zircons hérités d'âge cambrien, à 515 ± 32 Ma, et ordovicien, à 451 ± 12 ont de plus été mis à jour dans le granite de Boisset. Les trois granites étudiés montrent donc une composante héritée ordovicienne commune.

Les échantillons provenant du golfe du Morbihan ont fourni des données radiochronologiques hétérogènes synthétisées dans la figure IV-24.

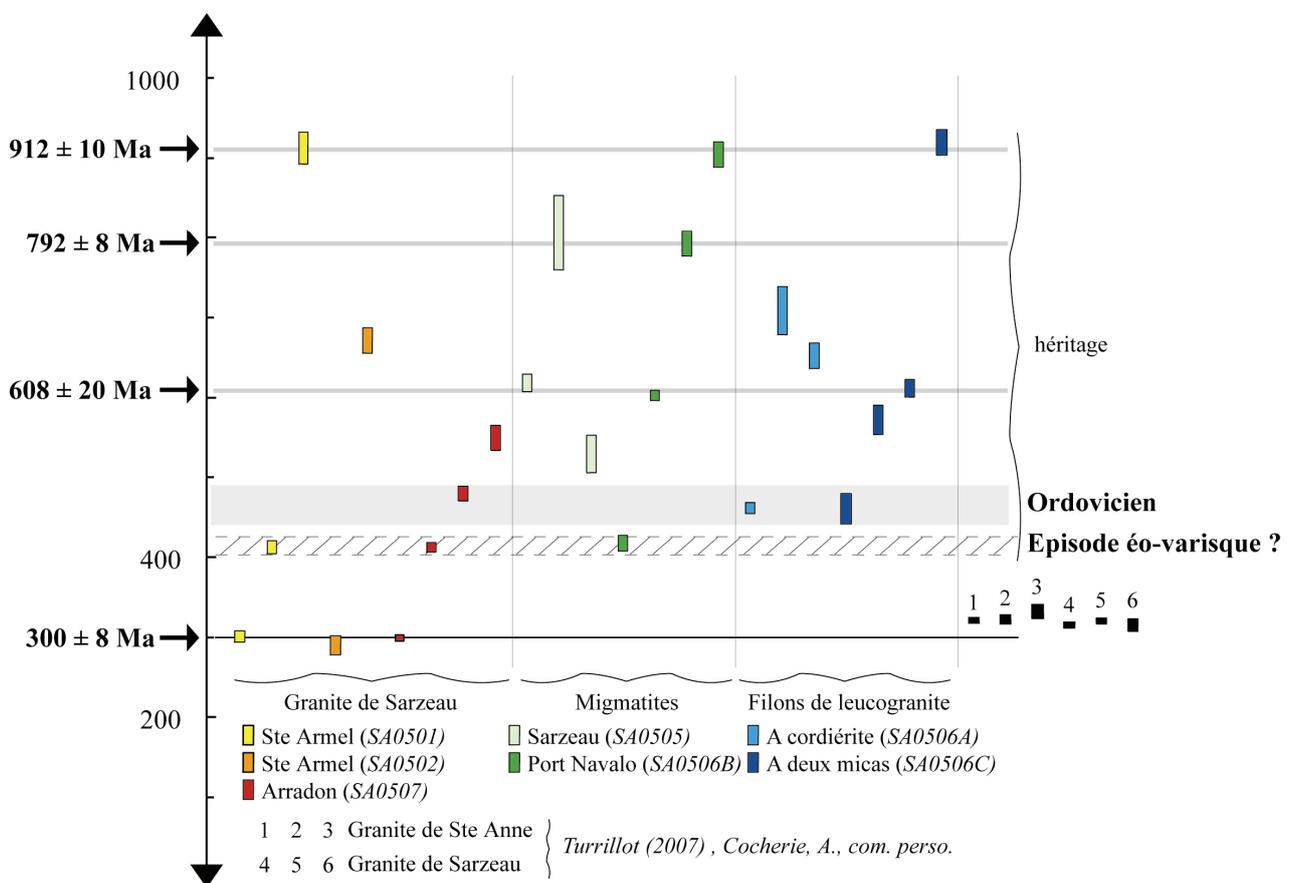


Figure IV-24 : Synthèse des résultats obtenus pour les échantillons provenant du golfe du Morbihan, et comparaison avec des données existantes.

Tout d'abord, tous les échantillons montrent une composante héritée notable, 100 % des zircons datés de certains échantillons sont hérités comme, par exemple, ceux provenant des migmatites et des filons tardifs de composition leucogranitique. Les âges à 912 ± 20 Ma, 904 ± 16 Ma et 919 ± 16 Ma, obtenus respectivement pour la migmatite de Port Navalo (SA0506B), le faciès déformé du granite de Sarzeau (Sainte Armel, SA0501) et le filon de leucogranite à deux micas de Port Navalo attestent

d'une composante héritée commune, avec un âge moyen à 912 ± 10 Ma (Fig. IV-24). Les deux échantillons de migmatite possèdent de plus des âges hérités donnant un âge moyen à 792 ± 8 Ma.

Le faciès non déformé du granite de Sarzeau (Ste Armel, SA0502), fournit des âges hérités à 671 ± 16 Ma, comparables à ceux mesurés dans le filon de leucogranite à cordiérite de Port Navalo (SA0506A) à 708 ± 30 Ma et 653 ± 16 Ma.

Les deux échantillons de migmatites ainsi que celui prélevé sur le filon de leucogranite à deux micas de Port Navalo (SA0506C) ont fourni respectivement des âges à 619 ± 11 Ma, 603 ± 7 Ma et 612 ± 12 Ma, avec un âge moyen de 608 ± 20 Ma (Fig. IV-24).

Trois âges hérités tardi-néoprotérozoïques à cambriens ont été obtenus à 550 ± 16 Ma, 530 ± 24 Ma et 573 ± 18 Ma dans le granite de Sarzeau (Arradon, SA0507), la migmatite (Sarzeau, SA0505) et le filon de leucogranite à deux micas respectivement.

Une composante héritée ordovicienne a été mise en évidence, dans le granite de Sarzeau, avec un âge à 480 ± 9 Ma (Arradon, SA0507), dans le filon de granite à cordiérite (SA0506A), à 462 ± 7 Ma, et dans le filon de granite à deux micas (SA0506C), à 461 ± 19 Ma.

Trois échantillons montrent de plus un héritage silurien. Deux échantillons du granite de Sarzeau fournissent des âges à 413 ± 8 Ma et 413 ± 6 Ma. Dans la migmatite de Port Navalo, un âge hérité à 418 ± 10 Ma a été mesuré.

L'analyse des trois échantillons du granite de Sarzeau conduisent à lui attribuer un âge moyen de mise en place à 300 ± 8 Ma. Cependant, cet âge moyen apparaît plus jeune que les âges obtenus par datation chimique U-Th-Pb sur monazite, qui s'échelonnent entre 316 ± 7 Ma et 321 ± 3 (Turrillot, 2007 ; Turrillot et al., 2008 ; Cocherie, A., com. pers.). Le granite de Sainte Anne qui est recoupé localement par le granite de Sarzeau (Fig. IV-8) fournit des âges similaires (Fig. IV-24 ; Turrillot, 2007 ; Cocherie, A., com. pers.). Les âges monazite autour de 318 Ma du granite de Sarzeau peuvent être, à leur tour, interprétés comme des âges hérités.

Les implications liées aux héritages mis en évidence dans les échantillons datés des deux zones d'étude, ainsi que les âges de mise en place des granites de Sarzeau, Glénat, et Boisset, seront discutées dans le chapitre 7. Le caractère commun des granitoïdes et migmatites des deux sites étudiés dans ce chapitre réside donc dans l'importance du stock de zircons hérités d'âges ordovicien. Les roches issues du magmatisme ordovicien, dont l'importance et l'étendue ont été exposées dans le chapitre 2, apparaissent donc déjà comme une source majeure du magmatisme orogénique varisque.

Le prochain chapitre va présenter de nouvelles données sur la composante héritée des zircons de granitoïdes ordoviciens, dans le but de comparer ces données

avec les signatures plus anciennes identifiées dans les roches magmatiques varisques.

Une conséquence directe des résultats obtenus dans notre travail, et notamment sur la datation des zircons des leucogranites sud armoricains, concerne :

i) L'utilisation de la typologie des zircons comme discriminant de la nature du magma hôte (Pupin, 1980). La relation biunivoque entre morphologie des cristaux de zircons et nature du magma hôte a fait l'objet de multiples observations qui ont menés aux propositions de classifications de Pupin (1980 ; 1988). Dans le cas des leucogranites et des migmatites du Golfe du Morbihan, la typologie des zircons, bien que caractéristique d'un milieu alumineux, n'est pas due au magma varisque mais à celui du protolithe ordovicien. Il convient donc d'être prudent dans l'utilisation des diagrammes typologiques en l'absence d'indications confirmant la cristallisation des populations de zircons (au moins au stade de larges couronnes) à partir du bain magmatique environnant.

ii) L'utilisation des éléments en trace pour discriminer la source des magmas, et notamment des granitoïdes (Pearce et al., 1984). Sachant que les zircons et les monazites renferment une quantité notable d'éléments en traces, et qu'ils sont très largement -voir totalement - hérités, la crédibilité des diagrammes fondés sur l'analyse des éléments en traces dans des poudres de granites (considérés comme provenant de la cristallisation de liquides magmatiques) doit être nuancée en l'absence d'information sur le cogénéisme de ces minéraux avec les magmas hôtes.

iii) Dans les leucogranites à muscovite -qui ont été générés dans des conditions de basse température à forte pression d'eau et sans hybridation avec des matériaux mantelliques (Pichavant & Stussi, 1986 ; Barbarin, 1996)- le stock de zircons (très peu à non fusibles) y est largement hérité. La fusion de minéraux susceptibles d'apporter du zirconium pour permettre la néogenèse de couronne ne s'est pas produite, soit parce que les minéraux du protolithe en étaient dépourvus, soit parce que la fusion n'a pas été assez efficace pour permettre sa libération. Il est possible d'imaginer que dans ce contexte, la monazite constituerait un minéral alternatif -dont la cristallisation globalement synchrone du refroidissement du bain silicaté permettrait de connaître son âge de cristallisation-, mais il apparaît que le système isotopique de la monazite ne se rééquilibre pas nécessairement lors de la fusion du protolite et/ou qu'une couronne de néomonazite ne se forme pas systématiquement, ce qui conduit à l'observation de monazites reliques (ex. du granite de Sarzeau).

iv) La géochronologie n'est pas une simple technique pourvoyeuse de dates, mais une discipline scientifique à part entière, dans la mesure où chaque résultat d'analyse doit être soigneusement interprété à la lumière de l'ensemble des données aussi bien géochimiques, minéralogiques et géochimiques de l'environnement du minéral.

Annexe : Tableau de localisation des échantillons présentés dans ce chapitre

| N° échantillon | Lithologie | Localité | Latitude | Longitude |
|-------------------|---------------------------|-------------|-------------|------------|
| Sillon Houiller | | | | |
| MTM30 | Monzogranite | Montmarault | 46°16'53.2" | 2°39'20.7" |
| Au7 | Granite | Glénat | 44°51'58.3" | 2°09'01.4" |
| AU49 | Granite | Boisset | 44°47'36.6" | 2°15'58.0" |
| Golfe du Morbihan | | | | |
| SA0501 | Leucogranite | Saint Armel | 47°34'08.2" | 2°43'37.2" |
| SA0502 | Leucogranite | Saint Armel | 47°33'09.8" | 2°44'05.7" |
| SA0505 | Migmatite | Sarzeau | 47°31'53.5" | 2°48'10.3" |
| SA0506A | Leucogranite à cordiérite | Port Navalo | 47°32'45.1" | 2°54'53.5" |
| SA0506B | Migmatite | Port Navalo | 47°32'45.1" | 2°54'53.5" |
| SA0506C | Leucogranite à deux micas | Port Navalo | 47°32'45.1" | 2°54'53.5" |
| SA0507 | Leucogranite | Arradon | 47°36'49.8" | 2°49'57.8" |

Tableau IV-9 : Localisation des échantillons présentés dans ce chapitre.

Chapitre 5

Magmatisme cambro-ordovicien et zircons détritiques des
séries méta-sédimentaires

Chapitre 5

Magmatisme cambro-ordovicien et zircons détritiques des séries méta-sédimentaires

Les résultats exposés dans le chapitre précédent ont permis de constater qu'une majorité de granites contiennent des zircons hérités mais que ce sont les granites alumineux qui renferment les populations les plus abondantes. On a pu aussi mettre en évidence que d'autres minéraux accessoires utilisés en géochronologie, tels que la monazite, peuvent aussi avoir été éventuellement recyclés. Les zircons hérités provenant du magmatisme cambro-ordovicien, événement très largement documenté (cf. chapitre 2), constituent une large part du stock de ces populations.

Une reconnaissance de la fraction héritée de ces formations constitue donc une information essentielle pour déconvoluer l'histoire des magmas à l'origine des roches actuelles, pour reconnaître leur(s) protolithe(s) et tracer leur composante héritée la plus ancienne.

Les formations magmatiques cambro-ordoviciennes sont représentées, dans le Massif Central et le Massif Armoricaïn, par des granitoïdes recoupant des successions sédimentaires néoprotozoïques à ordoviciennes ; tout cet ensemble a ensuite été déformé et métamorphisé durant l'orogénèse varisque (cf. chapitre 2). Notre travail a donc non seulement porté sur l'étude des zircons des formations magmatiques mais aussi sur les zircons détritiques des formations méta-sédimentaires. Des âges s'étalant de l'Archéen au Paléozoïque inférieur ont été obtenus, aussi bien dans ces roches para-dérivées que dans les granitoïdes cambro-ordoviens.

Ces résultats nous ont permis de déterminer de nouveaux âges maximum pour le dépôt des formations méta-sédimentaires et confirment que la marge Nord du Gondwana a subi une évolution polycyclique. De nouvelles données chronologiques ont, de plus, été mesurées par datation chimique U-Th-Pb de la monazite présente dans les échantillons étudiés afin d'établir l'âge de mise en place des formations magmatiques riches en zircons recyclés.

L'analyse chimique de Nd et Sm ainsi que celle de la composition isotopique du Nd ont permis de calculer l'âge modèle Nd des formations échantillonnées, ce qui amènera des contraintes supplémentaires pour discuter les étapes de la différenciation crustale Ouest européenne. Dans ce chapitre, une partie des résultats que nous avons obtenus est présentée sous la forme de deux articles soumis pour publication.

I. Datation U-Pb in situ sur zircon

I.1 Premier cas d'étude : le Limousin (Massif Central) - Présentation de l'article

L'article 1 a été soumis dans la revue **Gondwana Research**, le 22 septembre 2008.

Dans cet article, nous présentons de nouvelles données géochronologiques obtenus par datation *in situ* U-Pb sur zircon à l'aide du couplage Laser/MC-ICPMS. Ces investigations ont porté sur des formations ortho- et para-dérivées prélevées dans les différentes unités lithotectoniques du Limousin, dans le Massif Central.

I.1.1 Article 1: 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.

Jérémie Melleton

Université d'Orléans, CNRS/INSU, Université François Rabelais – Tours, Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), UMR 6113, Campus Géosciences, 1A rue de la Férollerie, 45071 Orléans cedex 2, France

Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), BP 36009, 45060 Orléans Cedex 2, France.

Alain Cocherie

Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), BP 36009, 45060 Orléans Cedex 2, France

Michel Faure

Université d'Orléans, CNRS/INSU, Université François Rabelais – Tours, Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), UMR 6113, Campus Géosciences, 1A rue de la Férollerie, 45071 Orléans cedex 2, France

Philippe Rossi

Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), BP 36009, 45060 Orléans Cedex 2, France

Corresponding author: j.melleton@free.fr

I.1.2 Abstract.

U-Pb geochronological data were collected on zircon by LA-MC-ICP-MS on orthogneiss and paragneiss from the Limousin area in the French Massif Central (FMC), in order to investigate the connection ancestry between the west European Variscan belt and the northern margin of Gondwana. Fifteen samples were collected in the four main tectonostratigraphic units of the FMC, namely: the Para-Autochthonous Unit, the Lower Gneiss Unit (LGU), the Upper Gneiss Unit (UGU) and the Thiviers Payzac Unit.

Orthogneiss yield intrusion age between 521 ± 7 and 446 ± 6 Ma. Considering all the results from both magmatic and metasedimentary samples, two peaks at 531 and 473 Ma are recognized. Rifting processes taking place along the North Gondwana margin during the Lower Paleozoic went on until the end of the Ordovician, as suggested by the magmatic event recorded around 450 Ma.

Several maximum depositional ages were ascertained in the metasedimentary formations of the FMC, as determined by the youngest detected detrital zircon crystal, ranging from 604 ± 16 Ma for metasediments of the Para-Autochthonous unit, 573 ± 12 Ma for the LGU, 564 ± 9 Ma for the Thiviers Payzac unit, and 523 ± 4 Ma in the UGU. Minimum depositional ages are given by magmatic emplacement ages obtained in the crosscutting orthogneiss. There is some evidence for a decrease of this maximum age upwards in the tectonostratigraphy.

Detrital zircon in metasedimentary formations and inherited zircon in orthogneiss display a wide spectrum of ages with significant peaks at around 590 Ma and 560 Ma. Archean, Paleoproterozoic and Neoproterozoic detritic zircons argued for a West African craton source of the sedimentation.

The large amount of Neoproterozoic and Lower Paleozoic ages obtained in this study suggests that these periods played a significant role in the continental crustal growth history of Western Europe.

Keywords: North Gondwana margin – French Massif Central – Variscan orogeny – zircon inheritance – zircon LA-MC-ICPMS dating – Cambro-ordovician magmatism

I.1.3 Introduction

Extending for more than 8000 km from the Appalachians to the Caucasus, the Variscan Belt results from the Paleozoic convergence and collision between two continents, Gondwana in the South and Laurussia in the North, and several intervening microcontinents (e.g. Matte, 1986; 1991). The French Massif Central (FMC) is one of the largest coherent exposures of the Variscan belt in west Europa, and it is generally attributed to the North Gondwana margin, deformed and metamorphosed during the Paleozoic. Obscured by these Variscan tectonic and metamorphic events, the pre-Variscan evolution of the FMC remains more speculative. In Western Europe, the Variscan Belt lacks of a pre-orogenic cratonic igneous or metamorphic basement. In the Southern part of the FMC, a thick metapelite-metagrauwacke succession from Neoproterozoic to Ordovician age is well exposed, but there is a large uncertainty about the existence, the nature and the

age of its underlying basement. In such orogens where the cratonic basement is not documented, the presence of inherited zircons in magmatic rocks or detrital zircons in sedimentary rocks can provide constraints on the age and the nature of a hypothetical pre-existing basement.

It is acknowledged that between 75 to 80 % of the continental juvenile crust was extracted from the mantle during the Archean and the Paleoproterozoic (e.g. Condie, 1998). But the Variscan orogen was mainly edified through crustal recycling, and only a small amount of juvenile crust is involved in the belt (Simien, 1998). In this context, investigations on protoliths are important, in order to understand the pre- and syn-orogenic processes, but also to constrain the timing of the West European continental crust formation.

The history of the west European continental crustal accretion remains to be better constrained. Ziegler (1986) argued for the accretion of a mosaic of cratons built between 1.1 Ga and 300 Ma. But direct evidence is lacking and further works dismissed this interpretation. Indeed, Archean and Paleoproterozoic U-Pb zircon ages are known in gneiss from the north Armorican domain (Calvez & Vidal, 1978; Samson & D'Lemos, 1998), in the deep crust of the Bay of Biscay (Gascogne Gulf; Guerrot et al, 1989), in Iberia (Fernández-Suárez et al., 2000), in the Western FMC (Limousin) (Lafon, 1986), and in Pyrenees (Cocherie et al, 2005). Moreover, Gebauer et al. (1989) established the presence of significant Archean to Neoproterozoic detrital components in Paleozoic sedimentary rocks in the Southern FMC (Montagne Noire). In South Brittany, Peucat et al. (1988) showed two important events at 2.7 Ga and 600 Ma. From Nd isotopic studies, Liew & Hofmann (1988) and Simien (1998) argued for a main event of continental crust accretion at the end of the Paleoproterozoic. Several studies also highlighted the importance of Early Paleozoic events (Cocherie et al., 2005; Alexandre, 2007).

Detrital zircon U-Pb geochronology is a powerful tool to determine a maximum time of sedimentation of metamorphosed clastic sediments, to characterize potential provenance areas for the sediment and consequently to assess paleogeographic models. Zircon in magmatic rocks can have several origins. Generally, bulk of zircon in magmatic rocks is related to crystallization of the magma but its high resistance to episodic partial or full resetting of the U-Pb isotopic system allows the conservation of inherited domains. The first provenance can be inherited zircon from the protolith, preserved during the partial melting episode, and by comparison with obtained ages in surrounded paraderived formations, gives information about the protolith of the magmatic rock. A second possibility can be the "contamination" by zircon of the country rocks scavenged during the ascent and emplacement of the magma. In this case, the nature of the underlying basement can be investigated. The improvement of in situ dating methods allows investigation in order to improve the knowledge of protolith ages and inheritances in the Variscan Belt. In this article, we report U-Pb data on zircon by laser ablation - multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS) to revisit the geochronology of the Limousin area in the French Massif Central. The age of magmatic protoliths of orthogneiss are derived as well as the age spectra of inherited and detrital zircons in orthogneiss and paragneiss. The data provide an improved understanding of the pre-Variscan evolution of the French Massif Central and lead to

a discussion on the link between microcontinents involved in the Variscan belt and the northern Gondwana margin.

I.1.4 Geological setting

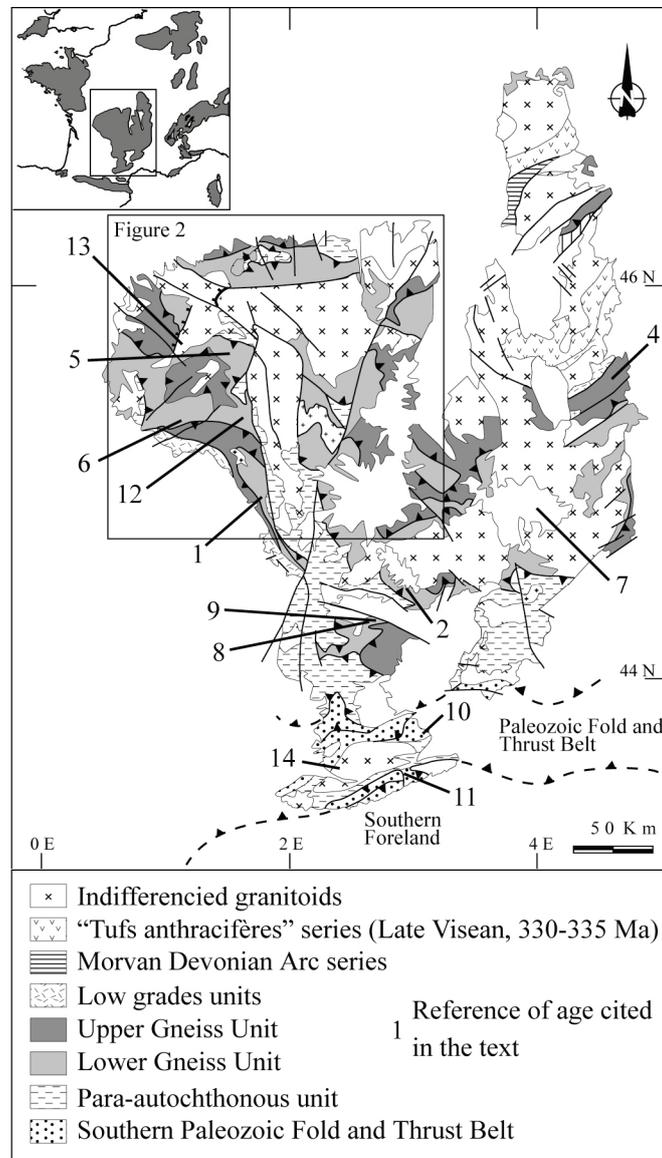


Figure V-1: General geological map of the French Massif Central with localizations of ages cited in the text (Modified after Faure et al., 2005).

It is now widely accepted that the structure of the FMC is a stack of metamorphic nappes with a dominantly top-to-South displacement (Ledru et al., 1989; Faure et al., 2005 and enclosed references). The Limousin area represents the north-western part of the FMC. There, from bottom to top, 4 main tectonics units are distinguished (Fig. V-1 and V-2; Santallier, 1981; Floc’h, 1983). i) The Para-Autochthonous Unit consists of a thick metapelite-metagrauwacke series with some quartzite beds and volcanic rocks. A Neoproterozoic to Ordovician age is generally accepted for these series; ii) The Lower Gneiss Unit (LGU) contains numerous Early Cambrian and Early Ordovician alkaline granitoids intruding paragneiss host rocks;

iii) The Upper Gneiss Unit (UGU) is composed of migmatitic paragneiss enclosing eclogite boudins, and mafic and felsic granulites lenses, and orthogneiss; iv) The Thiviers-Payzac unit is made up of Cambrian metagraywakes, rhyolites and quartzites intruded by Ordovician granites. All these units are intruded by Late Devonian and Carboniferous syn to post kinematic granitoids.

Two HT metamorphic events dated as Middle Devonian and Middle Carboniferous (late Visean) are known in the FMC (Lafon, 1986; Duthou et al., 1994; Cocherie et al., 2005; Be Mezeme et al., 2005a and b; Faure et al., 2008). The Middle Devonian event is related to the nappe stacking event (Ledru et al., 1989; Faure et al., 2005 and enclosed references).

The pre-orogenic history of the North Gondwana margin is characterized by Andean-type continental margin controlled by the southward subduction of the Iapetus or Proto-Thethys ocean (570-520 Ma), followed by back-arc rifting episode (520-500 Ma) until the subsequent opening during the Early Ordovician (ca 490-485 Ma) of several oceanic domains separating micro-continents such as Armorica and Avalonia (Matte, 2001; Neubauer, 2002; Stampfli et al., 2002; Von Raumer et al., 2002; 2008).

Cambro-ordovician orthogneiss linked to magmatic events related to this rifting episode are widely developed in the FMC (Table V-1). Occurrences of Neoproterozoic ages are also noticeable in several plutons. Based on similar ages obtained in a sample of the UGU from the Limousin area and the previously known LGU ages, Alexandrov et al. (2000) argued for a similar pre-Variscan geotectonic domain. Alexandre (2007) emphasized three important magmatic events at 457 ± 23 Ma, 526 ± 14 Ma, both related to pluton emplacement and 617 ± 17 Ma interpreted as the age of the protolith formed during the Cadomian orogeny. Moreover, lower crustal metasedimentary granulitic ("kinzigite") enclaves hosted by the Miocene phonolite from Bournac (Leyreloup et al., 1977) in the eastern part of the FMC yielded inherited zircon ages from 630 to 430 Ma with a peak between 550 and 430 Ma (Fig. V-1, point 7; Rossi et al., 2006).

Few studies revealed the presence of Paleoproterozoic and Archean inherited ages (Table V-1). In sedimentary series of the Montagne Noire area, in the South of the FMC, a wide range of ages has been found by (Gebauer et al., 1989), namely 2.9 Ga, 2.76 Ga, 2.6 Ga, 2.3 Ga, 2 Ga, 1 Ga and 600 Ma. The presence of Paleoproterozoic and Neoproterozoic inherited zircons is also recognized in the LGU from the Limousin area (Alexandre, 2007).

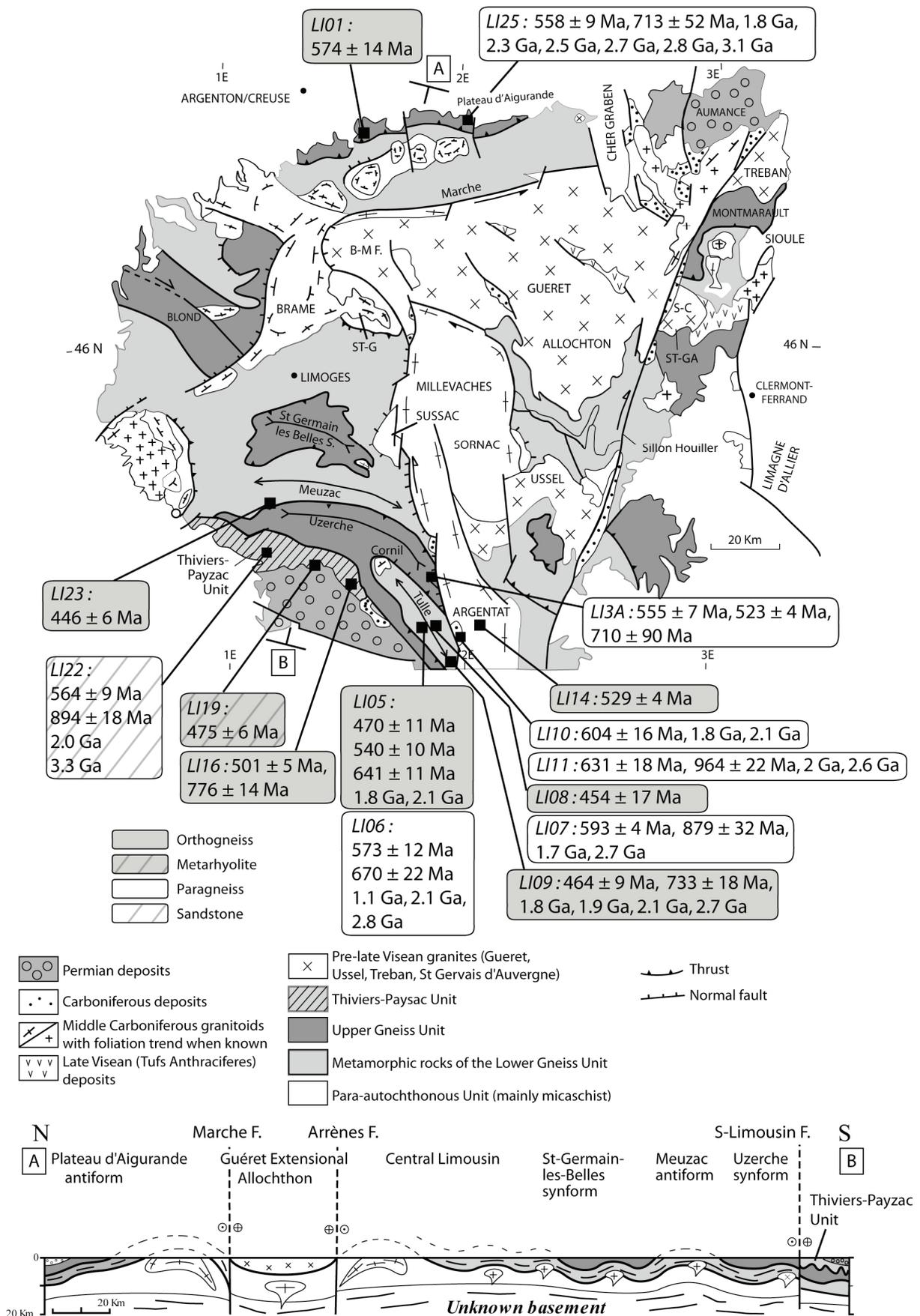


Figure V-2: Geological sketch map and N-S cross section of the Limousin area, and samples locations.

| Location | Ages (Ma) | Method | References |
|---|-----------------------|-------------|---------------------------|
| <i>Cambro-ordovician magmatic ages</i> | | | |
| 1 Vergonzac Orthogneiss (LGU) | 525 ± 6 | U-Pb SHRIMP | Alexandrov et al., 2000 |
| 2 Picades Diorite (LGU) | 540 ± 15 | U-Pb TIMS | Pin & Lancelot, 1978 |
| 3 Aire de Côte Diorite (PU) | 500 ± 16 | U-Pb TIMS | Caron, 1994 |
| 4 Mont du Lyonnais orthogneiss (UGU) | 467 ± 10 466 ± 9 | U-Pb TIMS | Feybesse et al., 1995 |
| 5 Sauviat Orthogneiss (LGU) | 496+25-17 | U-Pb TIMS | Gebauer et al., 1981 |
| 6 Meuzac orthogneiss (LGU) | 495 ± 8 | U-Pb TIMS | Lafon, 1986 |
| 11 Montagne Noire metadacite | 545 ± 15 | U-Pb TIMS | Lescuyer & Cocherie, 1992 |
| <i>Neoproterozoic</i> | | | |
| 8 Caplongue and La Clau granodiorites | 557 ± 12 600 ± 30 | U-Pb TIMS | Lafon, 1986 |
| 9 Palanges orthogneiss | 600 ± 10 | U-Pb TIMS | Lévêque, 1985 |
| 10 Mendic orthogneiss | 608 ± 10 | U-Pb TIMS | Lévêque, 1990 |
| <i>Paleoproterozoic and Archean</i> | | | |
| 9 Palanges formation and Mendic granite | 1.87 Ga 1230 ± 100 | U-Pb TIMS | Lévêque, 1990 |
| 11 Montagne Noire metadacite | 2.83 Ga | U-Pb TIMS | Lescuyer & Cocherie, 1992 |
| 12 La Flotte gabbro | 2.89 Ga | U-Pb TIMS | Lafon, 1986 |
| 13 Blond granite | 1.9 Ga | U-Pb SHRIMP | Alexandrov et al., 2000 |

Figure V-1 locations correspond to first column numbers

Table V-1: Literature data of U-Pb zircon ages of orthogneiss from the French Massif Central.

I.1.5 Sampling and analytical method

Samples of paragneiss and orthogneiss were selected in the four tectonic units exposed in Limousin. Locations are reported in figure V-2 and listed in Table V-2.

After a densimetric separation of heavy minerals, hand-picked zircon grains were mounted in epoxy block and polished to obtain a uniform surface. Cathodoluminescence (CL) imaging was performed at University of Sciences and Technologies of Lille (UMR 8110 PBDS) and at University Pierre and Marie Curie (Paris 6) with a scanning electron microscope. Analyses on single grains were made using the Neptune MC-ICP-MS (ThermoElectron, Bremen, Germany) at BRGM (Orléans, France) equipped with a multi-ion counting system, allowing a very high sensitivity (Cocherie & Robert, 2007), and a laser ablation system (New Wave frequency-quintupled Nd:YAG UV laser, distributed by VG, UK) operating at 213 nm. The ablation pit was 20 μm in diameter and 15-20 μm deep. Argon gas was used as carrier gas. Zircon standard used is 91500 (Wiedenbeck et al., 1995). Standard bracketing was applied in order to correct both elemental fractionation during the ablation process and mass bias originating from the MC-ICP-MS itself. Detailed instrumentation and analytical accuracy descriptions are given in Cocherie and Robert (2008) and Cocherie et al. (2009).

Inverse and normal Concordia diagrams were generated using the Isoplot/Ex(3.1) program (Ludwig 2004, Figs. V-3à V-6). The selection or rejection of in situ ages determined on inherited zircons is a key point. The conventional Concordia diagram is used for old ages (> 1000 Ma). The $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ (radiogenic isotopes ratio) ages are taken into consideration only when the degree of discordancy is lower than 10 %. However, when a recrystallization age can be defined using a given grain (e.g. rim of a grain), the older inner age, if any (e.g. core of a grain) is considered to be the result of mixing process. In this situation, an upper intercept age is calculated and considered valid, even when discordancy of the analysis is higher than 10%. For analyses younger than 1000 Ma, data are plotted in the Terra-Wasserburg Inverse Concordia diagrams (uncorrected for common Pb). A minimum of one perfectly concordant analysis is required as well as minimum of 2-3 analyses to define the mixing line between the common Pb composition and the intercept with the Concordia curve.

Two methods were used to build the histogram representation (Fig. V-7 and V-8). For ages younger than 1000 Ma, the plotted data correspond to $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ ages of the analyses involved in the calculation of obtained ages in the Terra-Wasserburg Inverse Concordia diagram (see tables V-3, V-4, V-5 and V-6 and fig. V-3, V-4, V-5, and V-6). For ages older than 1000 Ma, the plotted data correspond to the $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ ages for concordant analysis or extrapolated ages in case of Discordia mixing line.

| Sample number | X | Y | Lithology |
|--------------------------------|-------------|--------------|---------------|
| <i>Para-autochthonous Unit</i> | | | |
| Li10 | E 1°57,291' | N 45°04,838' | Micaschist |
| Li11 | E 1°57,257' | N 45°06,333' | Micaschist |
| Li14 | E 2°03,306' | N 45°05,145' | Orthogneiss |
| <i>Lower Gneiss Unit</i> | | | |
| Li05 | E 1°43,213' | N 45°13,871' | Orthogneiss |
| Li06 | E 1°43,213' | N 45°13,871' | Paragneiss |
| Li07 | E 1°43,238' | N 45°13,968' | Micaschist |
| Li08 | E 1°43,238' | N 45°13,968' | Orthogneiss |
| Li09 | E 1°53,407' | N 45°02,846' | Orthogneiss |
| Li23 | E 1°26,378' | N 45°24,022' | Orthogneiss |
| <i>Upper Gneiss Unit</i> | | | |
| Li01 | E 1°34,910' | N 46°31,608' | Orthogneiss |
| Li03A | E 1°43,401' | N 45°21,380' | Paragneiss |
| Li25 | E 1°55,841' | N 46°32,052' | Paragneiss |
| <i>Thiviers-Payzac Unit</i> | | | |
| Li16 | E 1°28,407' | N 45°17,019' | Orthogneiss |
| Li19 | E 1°13,757' | N 45°19,011' | Metarhyolite |
| Li22 | E 1°13,740' | N 45°24,022' | Metasandstone |

Table V-2: Localization and lithological nature of the studied samples.

I.1.6 Geochronological results

Isotopic data are presented in Tables V-3 to V-6 (e-components) and plotted in Figs. V-3 to V-6. Ages and errors calculations were performed at 2σ (95 % confidence level). Errors ellipses were plotted at 2σ in the diagrams. Following the number of data (n), the MSWD has to be lower than a theoretical value to ascertain the statistic validity of the calculated age (Wendt & Carl, 1991). For example, for 4 data, the MSWD should be under 2.6 whereas it should be under 1.6 for 20 datas.

I.1.6.1 Para-Autochthonous Unit (Fig. V-3):

Millevaches micaschist (South Argentat) (Li10) (Table V-3 & V-4; Fig. V-3A & B):

Ten spots were performed on 10 zircons grains. Four analyses yield a lower intercept age of 604 ± 16 Ma in the inverse concordia diagram, anchoring the data with a common Pb point (Fig. V-3), with an acceptable MSWD value (2.9). Two analyses clearly show radiogenic Pb loss. Four analyses give older clastic zircon ages. Two concordant ages were obtained, at 2102 ± 106 Ma for the grain 7 whereas grain 1 yield a slightly discordant age at 1764 ± 120 Ma.

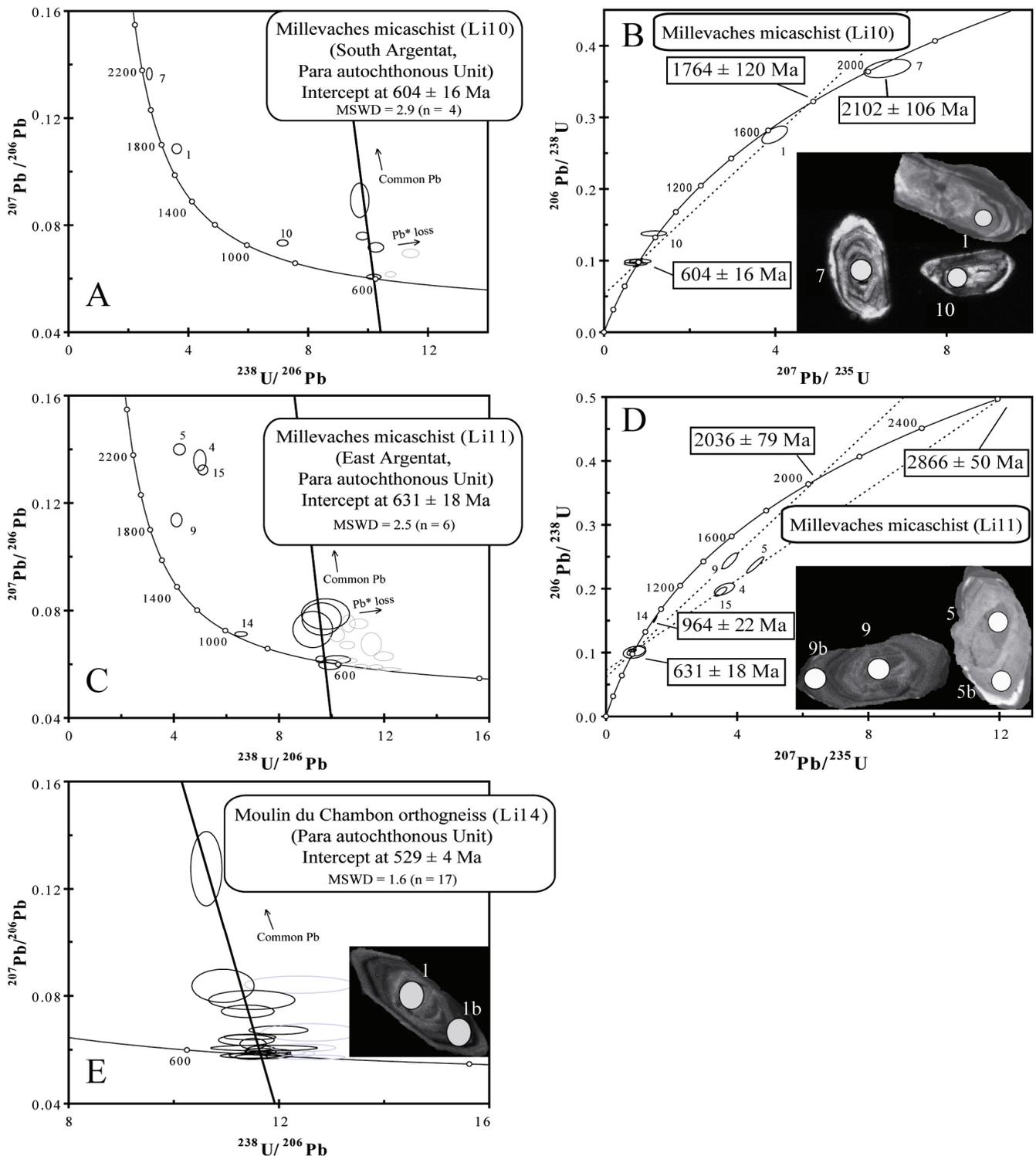


Figure V-3: Inverse (A, C, E) and normal (B, D) concordia diagrams reporting zircon U-Pb data in samples of the Para-Autochthonous Unit. Examples of CL images of zircon are shown with location of analytical points. The diameter of ablation pit is ca. 20 micrometer. Data-point error ellipses are plotted as 2σ .

| Spot | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | Pb* (ppm) | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | f206% | Total | | | Radiogenic ratios | | | Age (M.A.) | +/- |
|--|------------|------------|-------------|-----------|--------------------------------------|-------------|-------------------------------------|-------------|--------------------------------------|-------------------|--------------------------------------|---------------|------------|-----------|
| | | | | | | | ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb | +/- | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | +/- | ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U | +/- | | |
| | | | | | | (1) | (2) | (2) | (2) | (2) | (2) | (2) | (2) | (2) |
| <i>Milleevaches micaschist, Li10 (South Argentat, Para autochthonous Unit)</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| 7 | 74 | 49 | 0.66 | 18 | 3 668 | 1.32 | 3.61 | 0.07 | 0.10857 | 0.00075 | 0.2732 | 0.0050 | 1 557 | 25 |
| 2 | 646 | 182 | 0.28 | 90 | 1 873 | 5.53 | 5.92 | 0.13 | 0.11755 | 0.00153 | 0.1595 | 0.0035 | 954 | 19 |
| 3 | 122 | 122 | 1.00 | 11 | 461 | 3.56 | 9.72 | 0.13 | 0.08930 | 0.00262 | 0.0992 | 0.0013 | 610 | 8 |
| 4 | 664 | 624 | 0.94 | 53 | 7 857 | 0.30 | 10.76 | 0.07 | 0.06162 | 0.00042 | 0.0927 | 0.0006 | 571 | 4 |
| 5 | 152 | 173 | 1.14 | 13 | 937 | 1.47 | 10.26 | 0.10 | 0.07172 | 0.00072 | 0.0960 | 0.0010 | 591 | 6 |
| 6 | 233 | 471 | 2.02 | 18 | 815 | 1.38 | 11.42 | 0.12 | 0.06946 | 0.00065 | 0.0863 | 0.0009 | 534 | 5 |
| 7 | 63 | 64 | 1.02 | 20 | 2 112 | 1.27 | 2.70 | 0.04 | 0.13655 | 0.00091 | 0.3662 | 0.0052 | 2 011 | 25 |
| 8 | 258 | 210 | 0.81 | 22 | 684 | 1.91 | 9.82 | 0.09 | 0.07595 | 0.00058 | 0.0999 | 0.0009 | 614 | 5 |
| 9 | 494 | 728 | 1.47 | 42 | 5 739 | 0.08 | 10.20 | 0.10 | 0.06067 | 0.00040 | 0.0980 | 0.0009 | 603 | 5 |
| 10 | 341 | 196 | 0.58 | 41 | 1 187 | 0.79 | 7.15 | 0.07 | 0.07338 | 0.00047 | 0.1387 | 0.0014 | 838 | 8 |
| <i>Milleevaches micaschist, Li11 (East Argentat, Para autochthonous Unit)</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 112 | 40 | 0.36 | 8 | 958 | 1.16 | 11.51 | 0.16 | 0.06746 | 0.00175 | 0.0859 | 0.0012 | 531 | 7 |
| 2 | 303 | 43 | 0.14 | 28 | 944 | 1.43 | 9.28 | 0.31 | 0.07293 | 0.00275 | 0.1062 | 0.0035 | 651 | 21 |
| 2b | 729 | 282 | 0.39 | 40 | 163 | 11.01 | 14.67 | 0.63 | 0.14305 | 0.00522 | 0.0607 | 0.0026 | 380 | 16 |
| 3 | 142 | 96 | 0.68 | 13 | 2 618 | 0.10 | 9.59 | 0.08 | 0.06178 | 0.00051 | 0.1041 | 0.0008 | 639 | 5 |
| 4 | 466 | 115 | 0.25 | 81 | 2 940 | 7.22 | 4.99 | 0.10 | 0.13594 | 0.00158 | 0.1859 | 0.0036 | 1 099 | 19 |
| 4b | 744 | 15 | 0.02 | 64 | 2 846 | - | 9.94 | 0.17 | 0.05981 | 0.00073 | 0.1006 | 0.0018 | 618 | 10 |
| 5 | 227 | 315 | 1.39 | 45 | 16 075 | 6.81 | 4.21 | 0.09 | 0.13999 | 0.00085 | 0.2212 | 0.0048 | 1 288 | 25 |
| 5b | 174 | 20 | 0.12 | 14 | 978 | 1.98 | 10.64 | 0.11 | 0.07517 | 0.00130 | 0.0921 | 0.0009 | 568 | 5 |
| 6 | 263 | 137 | 0.52 | 20 | 282 | 6.76 | 10.39 | 0.18 | 0.11371 | 0.00137 | 0.0898 | 0.0015 | 554 | 9 |
| 7 | 126 | 16 | 0.13 | 11 | 18 254 | 0.23 | 10.21 | 0.21 | 0.06174 | 0.00060 | 0.0977 | 0.0020 | 601 | 12 |
| 8 | 670 | 379 | 0.57 | 57 | 1 070 | 1.37 | 10.21 | 0.12 | 0.07091 | 0.00102 | 0.0966 | 0.0011 | 595 | 6 |
| 9 | 339 | 93 | 0.27 | 71 | 11 283 | 3.34 | 4.10 | 0.09 | 0.11369 | 0.00104 | 0.2356 | 0.0049 | 1 364 | 25 |
| 9b | 194 | 18 | 0.09 | 14 | 6 733 | 0.66 | 11.99 | 0.15 | 0.06297 | 0.00069 | 0.0829 | 0.0010 | 513 | 6 |
| 10 | 85 | 51 | 0.60 | 8 | 1 939 | 1.99 | 9.62 | 0.30 | 0.07685 | 0.00245 | 0.1019 | 0.0032 | 625 | 19 |
| 11 | 393 | 429 | 1.09 | 28 | 12 196 | 0.08 | 12.18 | 0.19 | 0.05811 | 0.00023 | 0.0820 | 0.0013 | 508 | 8 |
| 12 | 334 | 91 | 0.27 | 26 | 17 048 | 0.06 | 11.11 | 0.11 | 0.05914 | 0.00034 | 0.0900 | 0.0009 | 555 | 5 |
| 13 | 786 | 419 | 0.53 | 64 | 1 795 | 0.97 | 10.60 | 0.12 | 0.06714 | 0.00057 | 0.0934 | 0.0010 | 576 | 6 |
| 14 | 203 | 128 | 0.63 | 27 | - | 0.26 | 6.56 | 0.10 | 0.07124 | 0.00037 | 0.1521 | 0.0022 | 913 | 12 |
| 14b | 363 | 34 | 0.09 | 29 | 6 183 | 0.25 | 10.60 | 0.15 | 0.06138 | 0.00042 | 0.0941 | 0.0013 | 580 | 8 |
| 15 | 551 | 155 | 0.28 | 92 | 5 828 | 6.88 | 5.10 | 0.08 | 0.13235 | 0.00076 | 0.1824 | 0.0027 | 1 080 | 15 |
| 15b | 161 | 14 | 0.09 | 12 | - | 2.03 | 11.03 | 0.14 | 0.07507 | 0.00073 | 0.0888 | 0.0012 | 548 | 7 |
| 16 | 341 | 52 | 0.15 | 25 | 5 003 | 0.13 | 11.69 | 0.11 | 0.05901 | 0.00032 | 0.0854 | 0.0008 | 528 | 5 |
| 17 | 1 398 | 189 | 0.14 | 89 | 371 | 4.78 | 13.10 | 0.13 | 0.09475 | 0.00123 | 0.0727 | 0.0007 | 452 | 4 |
| 18 | 568 | 346 | 0.61 | 49 | 905 | 2.25 | 9.77 | 0.37 | 0.07867 | 0.00233 | 0.1001 | 0.0038 | 615 | 22 |

(1) % of ²⁰⁶Pb that is common Pb. Correction for common Pb is made using the measured ²³⁸U/²⁰⁶Pb ratios following Tera and Wasserburg (1972) as outlined by Williams (1998)

(2) Uncertainties given at one σ level

Bold spots correspond to analyses used for age calculations.

Table V-3: Zircon U-Pb isotopic data used for the Tera and Wasserburg's (1972) diagrams for samples of Para autochthonous Unit.

Milleevaches micaschist (East Argentat) (Li11) (Table V-3 & V-4; Fig. V-3C & D):

Twenty four analyses were performed on 18 zircons grains for this sample. Ten of them show radiogenic Pb loss. Six analyses, with 3 of them concordant, yield an age of 631 ± 18 Ma with an acceptable MSWD value (2.5). Remarkably, the two micaschists of the Para-Autochthonous Unit show almost exactly the same Pan-African younger age in the detrital zircons population, corresponding to the maximum deposition age. Three younger concordant analyses were obtained but the cathodoluminescence pictures showing domains very similar to the population dated at 631 ± 18 Ma, we considered that these analyses show radiogenic Pb loss. Several older clastic zircon ages were obtained. Grain 14 gave a concordant age 964 ± 22 Ma

($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age). Even if grains 4, 5 and 15 are strongly discordant, they allow drawing a Discordia line with an upper intercept at 2866 ± 50 Ma. Grain 9, clearly discordant, yield an age at 2036 ± 79 Ma, kept for its similarity to a concordant age from Li10 sample.

| Spot | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | Pb* (ppm) | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | f206% | Total | | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | | Radiogenic ratios | | Age (M.A.) | +/- (2) |
|--|---------|----------|------|-----------|-----------------------------------|-------|----------------------------------|------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-------------------|--------|------------|------------|
| | | | | | | | $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ | +/- (2) | +/- (2) | $^{206}\text{Pb}*/^{238}\text{U}$ | +/- (2) | | | |
| <i>Moulin du Chambon orthogneiss, Li14 (Para autochthonous Unit)</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 417 | 32 | 0.08 | 49 | 4 436 | 4.61 | 7.38 | 0.16 | 0.10350 | 0.00101 | 0.1292 | 0.0028 | 783 | 16 |
| 1b | 589 | 46 | 0.08 | 44 | - | 0.19 | 11.71 | 0.15 | 0.05951 | 0.00040 | 0.0852 | 0.0011 | 527 | 6 |
| 2 | 270 | 33 | 0.12 | 20 | 6 969 | 0.22 | 11.66 | 0.12 | 0.05973 | 0.00070 | 0.0856 | 0.0009 | 529 | 5 |
| 3 | 235 | 128 | 0.54 | 18 | 4 154 | - | 11.47 | 0.12 | 0.05733 | 0.00036 | 0.0872 | 0.0009 | 539 | 6 |
| 4 | 465 | 198 | 0.43 | 36 | 1 836 | 0.92 | 11.12 | 0.14 | 0.06600 | 0.00046 | 0.0891 | 0.0011 | 550 | 7 |
| 4b | 608 | 96 | 0.16 | 39 | 237 | 7.21 | 12.67 | 0.19 | 0.11452 | 0.00831 | 0.0732 | 0.0011 | 455 | 6 |
| 5 | 1 241 | 49 | 0.04 | 83 | 4 699 | 0.44 | 12.86 | 0.18 | 0.06028 | 0.00030 | 0.0774 | 0.0011 | 481 | 6 |
| 5b | 256 | 36 | 0.14 | 19 | 197 | 8.53 | 10.62 | 0.12 | 0.12753 | 0.00565 | 0.0861 | 0.0010 | 533 | 6 |
| 6 | 37 | 16 | 0.43 | 5 | 1 246 | 0.98 | 6.92 | 0.11 | 0.07587 | 0.00088 | 0.1430 | 0.0022 | 862 | 12 |
| 6b | 321 | 33 | 0.10 | 23 | - | 0.19 | 12.26 | 0.09 | 0.05889 | 0.00031 | 0.0814 | 0.0006 | 505 | 4 |
| 7 | 242 | 138 | 0.57 | 18 | 2 285 | 0.14 | 11.91 | 0.13 | 0.05886 | 0.00042 | 0.0838 | 0.0009 | 519 | 5 |
| 8 | 409 | 40 | 0.10 | 28 | 12 142 | 0.19 | 12.43 | 0.10 | 0.05868 | 0.00050 | 0.0803 | 0.0006 | 498 | 4 |
| 9 | 567 | 959 | 1.69 | 119 | 24 703 | 6.75 | 3.99 | 0.04 | 0.14464 | 0.00078 | 0.2336 | 0.0021 | 1 354 | 11 |
| 10 | 227 | 30 | 0.13 | 17 | 2 088 | 0.09 | 11.64 | 0.10 | 0.05876 | 0.00030 | 0.0858 | 0.0008 | 531 | 4 |
| 11 | 369 | 233 | 0.63 | 27 | 7 200 | 0.22 | 11.97 | 0.11 | 0.05942 | 0.00028 | 0.0834 | 0.0008 | 516 | 5 |
| 12 | 57 | 19 | 0.34 | 7 | - | 0.33 | 7.05 | 0.15 | 0.07016 | 0.00091 | 0.1413 | 0.0031 | 852 | 17 |
| 13 | 78 | 41 | 0.53 | 7 | 8 794 | 0.72 | 9.99 | 0.09 | 0.06614 | 0.00096 | 0.0994 | 0.0009 | 611 | 5 |
| 14 | 214 | 117 | 0.55 | 18 | 2 696 | 0.24 | 10.19 | 0.10 | 0.06189 | 0.00033 | 0.0979 | 0.0010 | 602 | 6 |
| 15 | 422 | 94 | 0.22 | 32 | 10 698 | 0.51 | 11.51 | 0.10 | 0.06225 | 0.00080 | 0.0865 | 0.0008 | 535 | 5 |
| 16 | 421 | 51 | 0.12 | 25 | 339 | 5.51 | 13.76 | 0.13 | 0.10001 | 0.00094 | 0.0687 | 0.0006 | 428 | 4 |
| 18b | 866 | 30 | 0.03 | 65 | 1 168 | 1.98 | 11.41 | 0.21 | 0.07426 | 0.00095 | 0.0859 | 0.0015 | 531 | 9 |
| 20b | 1 025 | 62 | 0.06 | 73 | 1 669 | 1.20 | 11.99 | 0.23 | 0.06727 | 0.00064 | 0.0824 | 0.0016 | 510 | 9 |
| 21 | 173 | 104 | 0.60 | 13 | 1 433 | 0.80 | 11.45 | 0.20 | 0.06472 | 0.00042 | 0.0867 | 0.0015 | 536 | 9 |
| 22 | 382 | 48 | 0.12 | 28 | 48 882 | - | 11.66 | 0.24 | 0.05785 | 0.00050 | 0.0858 | 0.0018 | 531 | 11 |
| 23b | 2 366 | 92 | 0.04 | 162 | 7 785 | 0.03 | 12.61 | 0.26 | 0.05725 | 0.00034 | 0.0793 | 0.0017 | 492 | 10 |
| 24 | 536 | 224 | 0.42 | 36 | 686 | 3.37 | 12.38 | 0.42 | 0.08416 | 0.00130 | 0.0780 | 0.0027 | 484 | 16 |
| 24b | 637 | 58 | 0.09 | 44 | 9 289 | 0.45 | 12.46 | 0.25 | 0.06072 | 0.00055 | 0.0799 | 0.0016 | 495 | 10 |
| 25 | 358 | 69 | 0.19 | 27 | 2 804 | 0.66 | 11.38 | 0.22 | 0.06361 | 0.00081 | 0.0873 | 0.0017 | 540 | 10 |
| 26 | 357 | 138 | 0.39 | 25 | 2 643 | 1.18 | 12.60 | 0.38 | 0.06643 | 0.00133 | 0.0785 | 0.0023 | 487 | 14 |
| 27 | 725 | 1 196 | 1.65 | 55 | 843 | 2.53 | 11.48 | 0.34 | 0.07846 | 0.00144 | 0.0849 | 0.0025 | 525 | 15 |
| 29 | 296 | 62 | 0.21 | 22 | 4 530 | - | 11.46 | 0.23 | 0.05777 | 0.00035 | 0.0873 | 0.0018 | 539 | 11 |
| 30 | 262 | 29 | 0.11 | 20 | 1 288 | 3.10 | 10.94 | 0.24 | 0.08372 | 0.00251 | 0.0886 | 0.0020 | 547 | 12 |
| 30b | 412 | 55 | 0.13 | 30 | 1 796 | 0.34 | 11.72 | 0.41 | 0.06065 | 0.00041 | 0.0851 | 0.0030 | 526 | 18 |

(1) % of ^{206}Pb that is common Pb. Correction for common Pb is made using the measured $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ratios following Tera and Wasserburg (1972) as outlined by Williams (1998)

(2) Uncertainties given at one σ level

Bold spots correspond to analysed used for age calculations.

Table V-3 (following): Zircon U-Pb isotopic data used for the Tera and Wasserburg's (1972) diagrams for samples of Para autochthonous Unit.

Moulin du Chambon orthogneiss (Li14) (Table V-3 & V-4 ; Fig. V- 3E):

Thirty five analyses were done on 27 zircons grains. The majority of the population (17 grains) yields an age of 529 ± 4 Ma with 11 spots concordant and a MSWD value of 1.6. This age is considered as the magmatic emplacement age of the

granite. The other grains show radiogenic Pb loss, and for two of them, two discordant older inherited ages that were not considered for the age calculation.

| Spot | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | Pb* (ppm) | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | f ₂₀₆ % (1) | Radiogenic ratios (²⁰⁴ Pb corrected) | | | | | | Cor. | Ages (Ma) | | | | | | Conc. % (3) |
|--|---------|----------|------|-----------|--------------------------------------|---------------------------|--|------------|---------|------------|---------|------------|-------|-----------|------------|---------|------------|---------|------------|-------------------|
| | | | | | | | 206/238 | +/- (2) | 207/235 | +/- (2) | 207/206 | +/- (2) | | 206/238 | +/- (2) | 207/235 | +/- (2) | 207/206 | +/- (2) | |
| <i>Millevaches micashist, Li10 (South Argentat, Para autochthonous Unit)</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 74 | 49 | 0.66 | 18 | 3 668 | 0.44 | 0.2756 | 0.0050 | 3.984 | 0.122 | 0.10483 | 0.00259 | 0.591 | 1 569 | 25 | 1 631 | 25 | 1 711 | 45 | 92 |
| 7 | 63 | 64 | 1.02 | 20 | 2 112 | 0.71 | 0.3682 | 0.0053 | 6.614 | 0.222 | 0.13028 | 0.00397 | 0.425 | 2 021 | 25 | 2 061 | 29 | 2 102 | 53 | 96 |
| 10 | 341 | 196 | 0.58 | 41 | 1 187 | 1.46 | 0.1378 | 0.0014 | 1.162 | 0.121 | 0.06116 | 0.00636 | 0.099 | 832 | 8 | 783 | 55 | 645 | 209 | 129 |
| <i>Millevaches micashist, Li11 (East Argentat, Para autochthonous Unit)</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 4 | 466 | 115 | 0.25 | 81 | 2 940 | 0.58 | 0.1993 | 0.0038 | 3.611 | 0.125 | 0.13142 | 0.00379 | 0.554 | 1 171 | 21 | 1 552 | 27 | 2 117 | 50 | 55 |
| 5 | 227 | 315 | 1.39 | 45 | 16 075 | 0.10 | 0.2371 | 0.0052 | 4.550 | 0.107 | 0.13917 | 0.00125 | 0.924 | 1 372 | 27 | 1 740 | 19 | 2 217 | 16 | 62 |
| 9 | 339 | 93 | 0.27 | 71 | 11 283 | 0.15 | 0.2434 | 0.0051 | 3.775 | 0.096 | 0.11249 | 0.00163 | 0.820 | 1 404 | 26 | 1 588 | 20 | 1 840 | 26 | 76 |
| 14 | 203 | 128 | 0.63 | 27 | - | - | 0.1525 | 0.0022 | 1.498 | 0.023 | 0.07124 | 0.00037 | 0.943 | 915 | 12 | 930 | 9 | 964 | 11 | 95 |
| 15 | 551 | 155 | 0.28 | 92 | 5 828 | 0.29 | 0.1954 | 0.0029 | 3.503 | 0.073 | 0.13006 | 0.00189 | 0.717 | 1 150 | 16 | 1 528 | 16 | 2 099 | 25 | 55 |
| <i>Tulle orthogneiss, Li05 (LGU)</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 7 | 285 | 91 | 0.32 | 63 | 27 202 | 0.06 | 0.2570 | 0.0057 | 4.624 | 0.111 | 0.13051 | 0.00121 | 0.921 | 1 474 | 29 | 1 754 | 20 | 2 105 | 16 | 70 |
| 10 | 107 | 58 | 0.55 | 28 | - | - | 0.3089 | 0.0029 | 4.802 | 0.050 | 0.11275 | 0.00050 | 0.906 | 1 735 | 14 | 1 785 | 9 | 1 844 | 8 | 94 |
| <i>Cornil paragneiss, Li06 (LGU)</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 5 | 277 | 223 | 0.81 | 54 | 6 620 | 0.25 | 0.2288 | 0.0036 | 3.574 | 0.088 | 0.11331 | 0.00218 | 0.630 | 1 328 | 19 | 1 544 | 19 | 1 853 | 34 | 72 |
| 10 | 1038 | 154 | 0.15 | 355 | 453 076 | 0.00 | 0.3947 | 0.0057 | 9.993 | 0.169 | 0.18363 | 0.00160 | 0.857 | 2 145 | 26 | 2 434 | 15 | 2 686 | 14 | 80 |
| 17 | 105 | 108 | 1.03 | 16 | 2 891 | 0.59 | 0.1776 | 0.0016 | 1.662 | 0.071 | 0.06788 | 0.00285 | 0.205 | 1 054 | 9 | 994 | 27 | 865 | 85 | 122 |
| <i>Aubazine micashist, Li07 (LGU)</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 2 | 359 | 174 | 0.48 | 115 | 9 068 | 0.17 | 0.3686 | 0.0051 | 8.643 | 0.143 | 0.17007 | 0.00152 | 0.843 | 2 023 | 24 | 2 301 | 15 | 2 558 | 15 | 79 |
| 4 | 847 | 386 | 0.46 | 117 | 5 774 | 0.30 | 0.1613 | 0.0018 | 2.816 | 0.055 | 0.12657 | 0.00202 | 0.567 | 964 | 10 | 1 360 | 14 | 2 051 | 28 | 47 |
| 15 | 138 | 94 | 0.68 | 31 | 6 373 | 0.25 | 0.2607 | 0.0067 | 3.649 | 0.116 | 0.10152 | 0.00191 | 0.806 | 1 494 | 34 | 1 560 | 25 | 1 652 | 34 | 90 |
| <i>Port de Vaux orthogneiss, Li09 (LGU)</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 2 | 168 | 73 | 1.16 | 7 | 2 856 | 0.61 | 0.1412 | 0.0034 | 1.966 | 0.087 | 0.10102 | 0.00374 | 0.543 | 851 | 19 | 1 104 | 29 | 1 643 | 67 | 52 |
| 8 | 401 | 78 | 0.20 | 68 | 16 724 | 0.10 | 0.1969 | 0.0042 | 3.122 | 0.077 | 0.11496 | 0.00140 | 0.870 | 1 159 | 23 | 1 438 | 19 | 1 879 | 22 | 62 |
| 9 | 40 | 16 | 0.41 | 6 | - | - | 0.1827 | 0.0052 | 2.755 | 0.092 | 0.10935 | 0.00190 | 0.854 | 1 082 | 28 | 1 343 | 25 | 1 789 | 31 | 60 |
| 11 | 82 | 33 | 0.41 | 18 | 19 747 | 0.08 | 0.2600 | 0.0036 | 3.872 | 0.066 | 0.10800 | 0.00109 | 0.809 | 1 490 | 18 | 1 608 | 14 | 1 766 | 18 | 84 |
| 14 | 242 | 215 | 0.89 | 51 | 30 308 | 0.05 | 0.2448 | 0.0075 | 5.484 | 0.176 | 0.16249 | 0.00149 | 0.958 | 1 412 | 39 | 1 898 | 27 | 2 482 | 15 | 57 |
| 18 | 56 | 64 | 1.13 | 17 | 2 924 | 0.53 | 0.3505 | 0.0035 | 5.720 | 0.166 | 0.11838 | 0.00321 | 0.349 | 1 937 | 17 | 1 934 | 25 | 1 932 | 48 | 100 |
| <i>Plateau d'Aigurande migmatitic paragneiss, Li25 (UGU)</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 2 | 168 | 127 | 0.76 | 15 | 2 550 | 0.69 | 0.1057 | 0.0047 | 0.803 | 0.060 | 0.05506 | 0.00335 | 0.590 | 648 | 27 | 598 | 33 | 415 | 130 | 156 |
| 3 | 375 | 332 | 0.89 | 32 | 7 344 | 0.24 | 0.0987 | 0.0037 | 0.738 | 0.033 | 0.05425 | 0.00133 | 0.839 | 607 | 22 | 562 | 19 | 382 | 54 | 159 |
| 4 | 165 | 100 | 0.60 | 71 | 25 182 | 0.05 | 0.4988 | 0.0087 | 12.487 | 0.243 | 0.18156 | 0.00158 | 0.894 | 2 609 | 37 | 2 642 | 18 | 2 667 | 14 | 98 |
| 4b | 143 | 101 | 0.71 | 41 | 1 623 | 0.96 | 0.3299 | 0.0129 | 7.983 | 0.401 | 0.17549 | 0.00558 | 0.775 | 1 838 | 62 | 2 229 | 44 | 2 611 | 52 | 70 |
| 6 | 109 | 21 | 0.19 | 49 | 49 349 | 0.03 | 0.5177 | 0.0154 | 14.220 | 0.437 | 0.19920 | 0.00146 | 0.971 | 2 690 | 65 | 2 764 | 29 | 2 820 | 12 | 95 |
| 7 | 99 | 46 | 0.46 | 28 | - | - | 0.3319 | 0.0072 | 4.897 | 0.111 | 0.10702 | 0.00068 | 0.959 | 1 847 | 35 | 1 802 | 19 | 1 749 | 12 | 106 |
| 7b | 328 | 139 | 0.42 | 83 | 12 381 | 0.13 | 0.2907 | 0.0065 | 4.386 | 0.110 | 0.10941 | 0.00124 | 0.891 | 1 645 | 32 | 1 710 | 20 | 1 790 | 20 | 92 |
| 11 | 270 | 45 | 0.17 | 86 | 8 102 | 0.19 | 0.3693 | 0.0095 | 8.698 | 0.249 | 0.17083 | 0.00217 | 0.896 | 2 026 | 44 | 2 307 | 26 | 2 566 | 21 | 79 |
| 12 | 211 | 50 | 0.24 | 79 | 13 398 | 0.11 | 0.4337 | 0.0159 | 9.398 | 0.361 | 0.15718 | 0.00177 | 0.956 | 2 322 | 71 | 2 378 | 35 | 2 426 | 19 | 96 |
| 12b | 195 | 46 | 0.23 | 57 | 5 286 | 0.29 | 0.3376 | 0.0153 | 6.357 | 0.313 | 0.13656 | 0.00261 | 0.922 | 1 875 | 73 | 2 026 | 42 | 2 184 | 33 | 86 |
| 16 | 455 | 155 | 0.34 | 103 | - | - | 0.2610 | 0.0124 | 3.841 | 0.185 | 0.10672 | 0.00084 | 0.987 | 1 495 | 63 | 1 601 | 38 | 1 744 | 14 | 86 |
| 17 | 433 | 115 | 0.27 | 138 | 8 228 | 0.19 | 0.3679 | 0.0129 | 8.591 | 0.324 | 0.16934 | 0.00240 | 0.927 | 2 020 | 60 | 2 296 | 34 | 2 551 | 24 | 79 |
| 17b | 230 | 61 | 0.26 | 76 | 4 885 | 0.31 | 0.3806 | 0.0158 | 8.183 | 0.363 | 0.15594 | 0.00237 | 0.939 | 2 079 | 74 | 2 251 | 39 | 2 412 | 26 | 86 |
| 22 | 759 | 99 | 0.13 | 347 | 87 465 | 0.02 | 0.5283 | 0.0200 | 17.145 | 0.688 | 0.23539 | 0.00310 | 0.945 | 2 734 | 84 | 2 943 | 38 | 3 089 | 21 | 89 |
| 23 | 381 | 137 | 0.36 | 133 | 35 335 | 0.04 | 0.4023 | 0.0174 | 6.278 | 0.277 | 0.11318 | 0.00096 | 0.981 | 2 180 | 80 | 2 015 | 38 | 1 851 | 15 | 118 |
| 23b | 264 | 51 | 0.19 | 69 | 4 291 | 0.37 | 0.3027 | 0.0151 | 4.528 | 0.248 | 0.10850 | 0.00249 | 0.908 | 1 705 | 74 | 1 736 | 45 | 1 774 | 41 | 96 |
| <i>Sandstone, Li22 (Thiviers-Payzac Unit)</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 9 | 480 | 328 | 0.68 | 219 | - | - | 0.5279 | 0.0094 | 18.307 | 0.351 | 0.25151 | 0.00182 | 0.926 | 2 733 | 39 | 3 006 | 18 | 3 194 | 11 | 86 |
| 10 | 132 | 27 | 0.20 | 41 | 4 412 | 0.35 | 0.3532 | 0.0376 | 7.734 | 0.993 | 0.15881 | 0.01142 | 0.828 | 1 950 | 177 | 2 201 | 109 | 2 443 | 117 | 80 |
| 20 | 133 | 110 | 0.83 | 46 | 14 634 | 0.10 | 0.3962 | 0.0039 | 6.950 | 0.087 | 0.12722 | 0.00098 | 0.789 | 2 152 | 18 | 2 105 | 11 | 2 060 | 14 | 104 |
| 20b | 76 | 54 | 0.71 | 26 | 2 641 | 0.56 | 0.3904 | 0.0045 | 6.726 | 0.157 | 0.12496 | 0.00252 | 0.498 | 2 125 | 21 | 2 076 | 20 | 2 028 | 35 | 105 |
| 24 | 440 | 56 | 0.13 | 121 | 5 108 | 0.31 | 0.3170 | 0.0047 | 5.223 | 0.130 | 0.11952 | 0.00237 | 0.601 | 1 775 | 23 | 1 856 | 21 | 1 949 | 35 | 91 |
| 24b | 51 | 28 | 0.54 | 15 | 3 206 | 0.48 | 0.3480 | 0.0072 | 6.068 | 0.212 | 0.12648 | 0.00354 | 0.596 | 1 925 | 35 | 1 986 | 30 | 2 050 | 49 | 94 |

(1) f₂₀₆ denotes the percentage of ²⁰⁶Pb that is common-Pb according to the measurement of ²⁰⁴Pb

(2) Uncertainties given at one σ level

(3) For %Conc., 100% denotes a concordant analysis

Bold spots correspond to analysed used for age calculations.

Table V-4: Zircon U-Pb isotopic data used for Concordia diagrams.

I.1.6.2 Lower Gneiss Unit (LGU) (Fig. V-4 and V-5):

Tulle orthogneiss (Li05) (Table V-4 & V-5; Fig. V-4A & B):

Twenty six analyses were performed on 19 zircons grains. Zircons from this sample yield two groups of ages: five analyses gave, with an acceptable MSWD value (2.8), an intercept age at 470 ± 11 Ma, interpreted as the magmatic emplacement age and three an intercept age at 641 ± 11 Ma. Two other spots yield an age at 540 ± 10 Ma and 1801 ± 89 Ma (grains 8 and 10). A third one gave a minimum age at 2111 ± 48 Ma and a maximum at 2266 ± 61 Ma (grain 7).

Cornil paragneiss (Li06) (Table V-4 & V-5; Fig. V-4C & D):

Twenty eight analyses were performed on 25 zircons grains. Two detrital populations yield intercept ages at 670 ± 22 and 573 ± 12 Ma (4 spots for each). The youngest constrains deposition of the sediment protolith to be younger than 573 ± 12 Ma. Grain 17 gave a concordant age at 1060 ± 18 Ma. Grains 5 and 10 gave two discordant ages at 2071 ± 94 Ma and 2775 ± 34 Ma. The others spots show radiogenic Pb loss.

Aubazine micaschist (Li07) (Table V-4 & V-5; Fig. V-4E & F):

Fifteen zircons grains were analysed for this sample, with a total of twenty spots. Seven of them show radiogenic Pb loss. The youngest detrital population, as defined by 8 analysis, confines the maximum deposition age at 593 ± 4 Ma. Concordant age at 879 ± 32 Ma was obtained for grain 14. Grain 15 gave a slightly discordant age at 1715 ± 99 Ma. A discordant analyze (grain 2) resulted on an extrapolated age at 2662 ± 36 Ma.

Aubazine orthogneiss (Li08) (Table V-5; Fig. V-4G):

Eight analyses on 8 zircons grains were done for this sample. Five concordant analyses yields an age at 475 ± 11 Ma with a valuable MSWD at 0.9, considered as the age of the magmatic emplacement of the granitic pluton.

Meuzac orthogneiss (Li23) (Table V-5; Fig. V-4H):

In this sample, 38 analyses were performed on 27 zircons grains. Two populations could be distinguished: one yield an age of 451 ± 5 Ma (MSWD = 1.4 for 14 analyses) representing the age of the magmatism. The second population shows variable radiogenic Pb loss, and consequently was not used for age calculation.

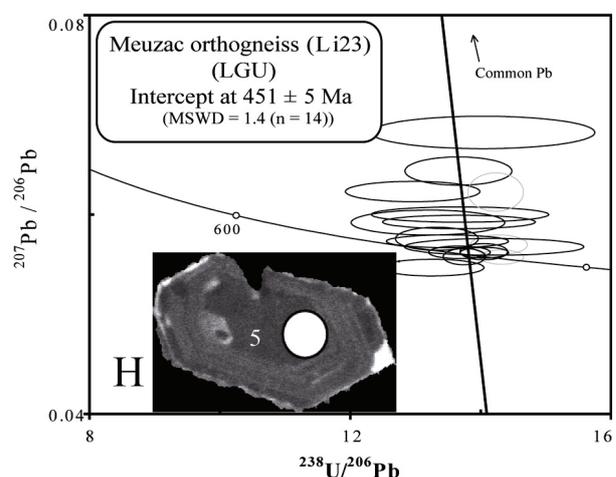
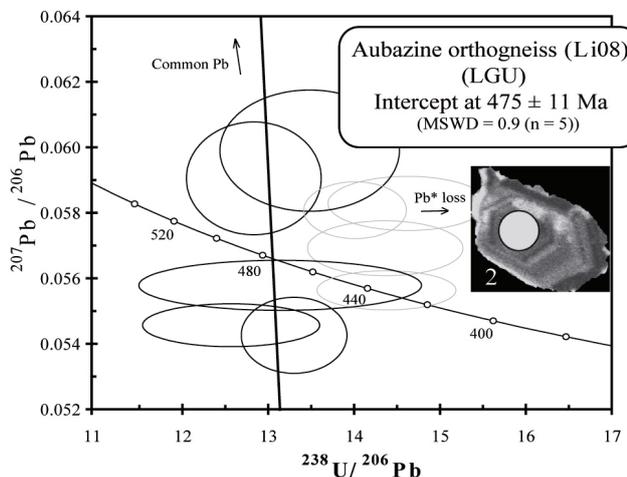
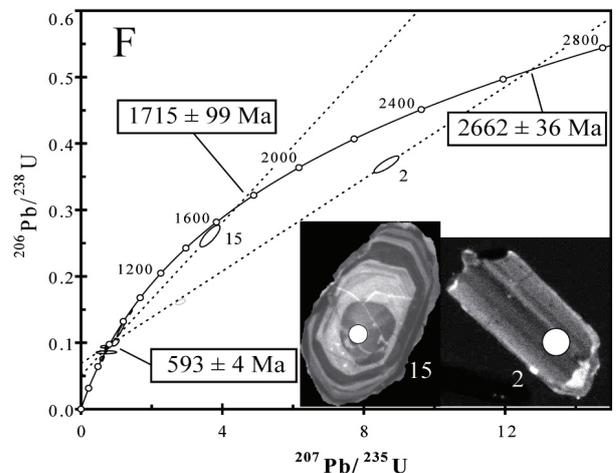
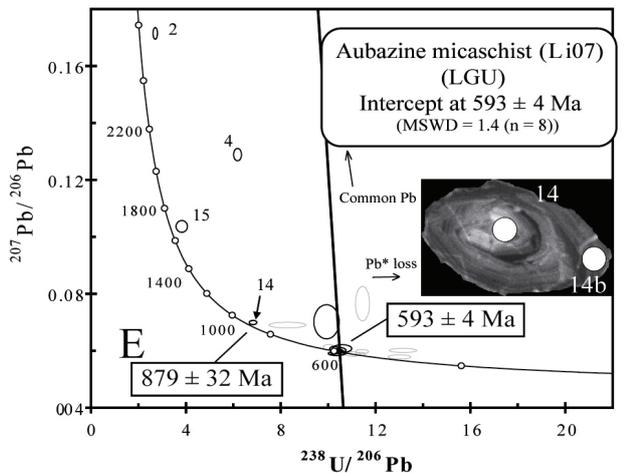
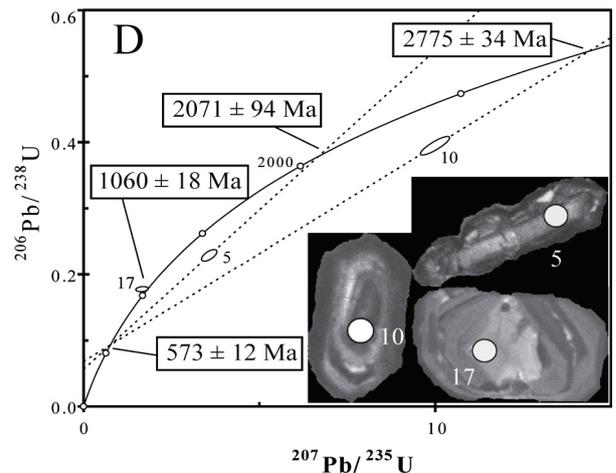
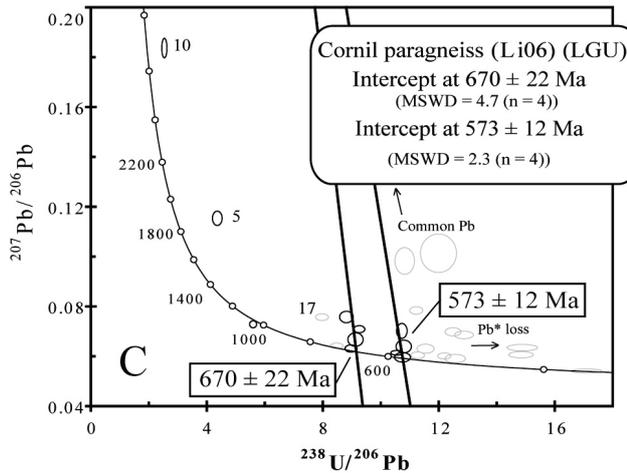
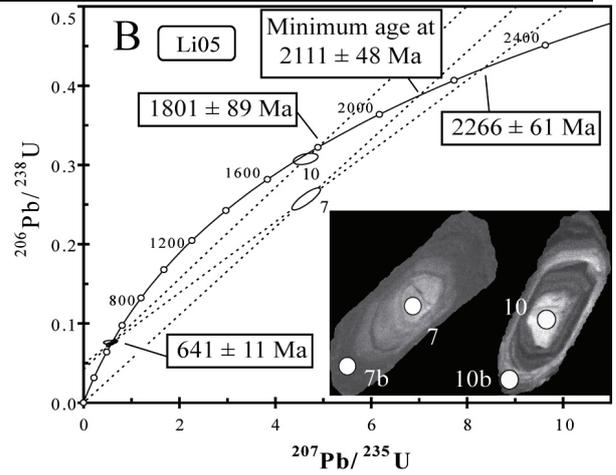
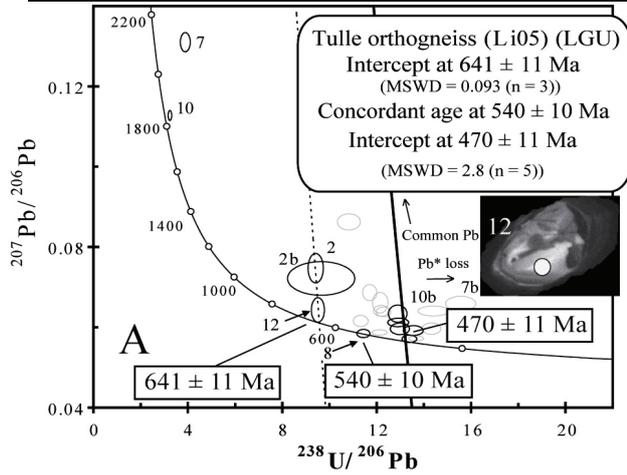


Figure V-4 (previous page): Inverse (A, C, E, G, H) and normal (B, D, F) concordia diagrams reporting zircon U-Pb data in samples of the Lower Gneiss Unit. Examples of CL images of zircon are shown with location of analytical points. The diameter of ablation pit is ca. 20 micrometer. Data-point error ellipses are plotted as 2σ .

Port de Vaurs orthogneiss (Li09) (Table V-4 & V-5 ; Fig. V-5A & B):

Twenty six analyses were performed on 18 zircon grains. The youngest U-Pb measurements giving an age of 464 ± 9 Ma, with valuable MSWD at 2.2, is considered to represent the age of the magmatic emplacement of the granitic pluton. Several inherited ages were obtained. Two concordant analyses results on an age of 733 ± 18 Ma. Grain 18 shows a concordant age at 1932 ± 48 Ma. Grains 11 and 14 gave discordant ages at 1836 ± 46 Ma and 2717 ± 48 Ma. Three analyses spread along a discordant line with an upper intercept at 2116 ± 50 Ma. These five analyses are highly discordant, however as far as the related domains are associated with rims dated at 464 Ma, it is possible to extrapolate the mixing line until the Concordia from this young age (Fig. V-5B).

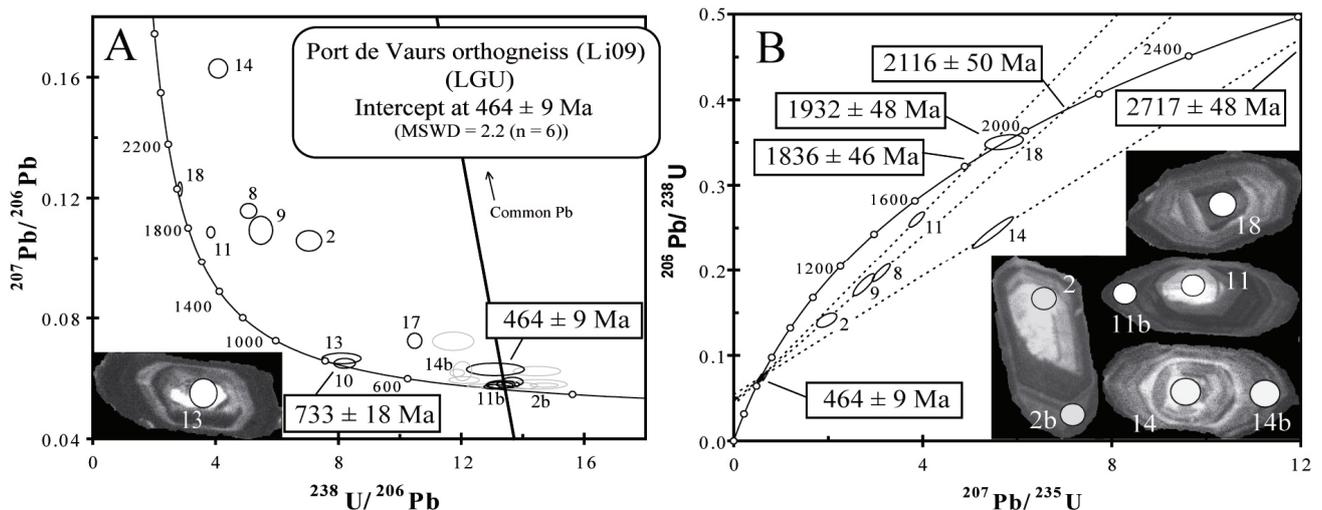


Figure V-5: Inverse (A) and normal (B) concordia diagrams reporting zircon U-Pb data in samples of the Lower Gneiss Unit. Examples of CL images of zircon are shown with location of analytical points. The diameter of ablation pit is ca. 20 micrometer. Data-point error ellipses are plotted as 2σ .

Chapitre 5. Magmatisme cambro-ordovicien et zircons détritiques des séries méta-sédimentaires

| Spot | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | Pb* (ppm) | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | f ₂₀₆ % (1) | Total | | Radiogenic ratios | | Age (M.A.) | +/- (2) | | |
|--------------------------------------|------------|------------|-------------|-----------|--------------------------------------|---------------------------|-------------------------------------|-------------|--------------------------------------|----------------|---------------|---------------|------------|-----------|
| | | | | | | | ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb | +/- (2) | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | +/- (2) | | | | |
| <i>Tulle orthogneiss, Li05 (LGU)</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 789 | 134 | 0.17 | 61 | 474 | 3.40 | 10.82 | 0.20 | 0.08624 | 0.00082 | 0.0893 | 0.0016 | 551 | 10 |
| 1b | 1 613 | 126 | 0.08 | 74 | 217 | 8.11 | 17.27 | 0.47 | 0.11840 | 0.00398 | 0.0532 | 0.0015 | 334 | 9 |
| 2 | 656 | 98 | 0.15 | 58 | 981 | 1.41 | 9.65 | 0.58 | 0.07216 | 0.00171 | 0.1022 | 0.0062 | 627 | 36 |
| 2b | 362 | 21 | 0.06 | 32 | 777 | 1.68 | 9.42 | 0.13 | 0.07472 | 0.00150 | 0.1044 | 0.0015 | 640 | 9 |
| 2c | 954 | 72 | 0.08 | 57 | 368 | 4.93 | 13.85 | 0.20 | 0.09528 | 0.00178 | 0.0686 | 0.0010 | 428 | 6 |
| 3 | 564 | 285 | 0.51 | 40 | 8 082 | 0.15 | 12.12 | 0.13 | 0.05872 | 0.00027 | 0.0824 | 0.0009 | 510 | 5 |
| 3b | 612 | 116 | 0.19 | 39 | 4 840 | 0.37 | 13.55 | 0.17 | 0.05919 | 0.00050 | 0.0735 | 0.0009 | 457 | 6 |
| 4 | 1 037 | 635 | 0.61 | 62 | 1 774 | 1.07 | 14.41 | 0.27 | 0.06405 | 0.00050 | 0.0687 | 0.0013 | 428 | 8 |
| 5 | 551 | 58 | 0.11 | 33 | 3 266 | 0.51 | 14.32 | 0.16 | 0.05967 | 0.00058 | 0.0695 | 0.0008 | 433 | 5 |
| 6 | 417 | 79 | 0.19 | 27 | - | 0.10 | 13.39 | 0.13 | 0.05713 | 0.00038 | 0.0746 | 0.0007 | 464 | 4 |
| 6b | 616 | 55 | 0.09 | 68 | 3 083 | - | 7.80 | 0.13 | 0.06129 | 0.00057 | 0.1282 | 0.0021 | 778 | 12 |
| 7 | 285 | 91 | 0.32 | 63 | 27 202 | 5.17 | 3.89 | 0.09 | 0.13100 | 0.00097 | 0.2438 | 0.0054 | 1 407 | 28 |
| 7b | 236 | 12 | 0.05 | 13 | 8 574 | 1.40 | 15.56 | 0.26 | 0.06590 | 0.00074 | 0.0634 | 0.0011 | 396 | 6 |
| 8 | 240 | 164 | 0.68 | 18 | 3 038 | 0.02 | 11.44 | 0.11 | 0.05846 | 0.00041 | 0.0874 | 0.0009 | 540 | 5 |
| 9 | 481 | 330 | 0.69 | 32 | 2 863 | 0.56 | 12.91 | 0.18 | 0.06121 | 0.00043 | 0.0770 | 0.0011 | 478 | 6 |
| 10 | 107 | 58 | 0.55 | 28 | - | 1.43 | 3.24 | 0.03 | 0.11275 | 0.00050 | 0.3044 | 0.0029 | 1 713 | 14 |
| 10b | 382 | 142 | 0.37 | 26 | 4 288 | 0.83 | 12.89 | 0.16 | 0.06339 | 0.00087 | 0.0769 | 0.0010 | 478 | 6 |
| 11 | 582 | 155 | 0.27 | 41 | 1 757 | 1.08 | 12.15 | 0.14 | 0.06613 | 0.00105 | 0.0814 | 0.0009 | 505 | 5 |
| 12 | 65 | 37 | 0.57 | 6 | 3 966 | 0.40 | 9.51 | 0.11 | 0.06432 | 0.00125 | 0.1047 | 0.0012 | 642 | 7 |
| 13 | 601 | 231 | 0.39 | 42 | 1 949 | 0.82 | 12.29 | 0.13 | 0.06384 | 0.00049 | 0.0807 | 0.0008 | 500 | 5 |
| 14 | 344 | 75 | 0.22 | 26 | 2 801 | 0.39 | 11.32 | 0.13 | 0.06158 | 0.00057 | 0.0880 | 0.0010 | 544 | 6 |
| 15 | 751 | 236 | 0.31 | 50 | 3 085 | 0.37 | 12.98 | 0.17 | 0.05961 | 0.00058 | 0.0767 | 0.0010 | 477 | 6 |
| 16 | 1 360 | 143 | 0.11 | 86 | - | 0.14 | 13.67 | 0.13 | 0.05721 | 0.00025 | 0.0730 | 0.0007 | 454 | 4 |
| 17 | 412 | 51 | 0.12 | 30 | 1 920 | 1.34 | 11.71 | 0.12 | 0.06865 | 0.00082 | 0.0843 | 0.0009 | 522 | 5 |
| 18 | 442 | 89 | 0.20 | 31 | 1 661 | 0.84 | 12.19 | 0.13 | 0.06411 | 0.00055 | 0.0813 | 0.0009 | 504 | 5 |
| 19 | 446 | 71 | 0.16 | 57 | 11 163 | 3.47 | 6.68 | 0.35 | 0.09659 | 0.00401 | 0.1446 | 0.0075 | 870 | 42 |
| <i>Cornil paragneiss, Li06 (LGU)</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 746 | 558 | 0.75 | 56 | 2 682 | 0.61 | 11.54 | 0.12 | 0.06303 | 0.00074 | 0.0861 | 0.0009 | 532 | 5 |
| 2 | 464 | 142 | 0.31 | 38 | 2 968 | 0.25 | 10.56 | 0.09 | 0.06140 | 0.00039 | 0.0945 | 0.0008 | 582 | 4 |
| 3 | 363 | 314 | 0.86 | 39 | 14 022 | 1.40 | 7.97 | 0.09 | 0.07570 | 0.00056 | 0.1237 | 0.0014 | 752 | 8 |
| 4 | 158 | 81 | 0.51 | 12 | 13 949 | 0.24 | 11.27 | 0.10 | 0.06043 | 0.00055 | 0.0885 | 0.0007 | 547 | 4 |
| 5 | 277 | 223 | 0.81 | 54 | 6 620 | 3.93 | 4.36 | 0.07 | 0.11536 | 0.00117 | 0.2203 | 0.0034 | 1 284 | 18 |
| 6 | 625 | 203 | 0.33 | 43 | 5 260 | 0.25 | 12.57 | 0.15 | 0.05908 | 0.00069 | 0.0794 | 0.0009 | 492 | 5 |
| 7 | 1 011 | 102 | 0.10 | 58 | 3 402 | 0.67 | 14.84 | 0.17 | 0.06063 | 0.00052 | 0.0669 | 0.0008 | 418 | 5 |
| 8 | 46 | 17 | 0.37 | 2 | 69 | 28.08 | 15.11 | 0.14 | 0.27766 | 0.00322 | 0.0476 | 0.0004 | 300 | 3 |
| 9 | 139 | 39 | 0.28 | 11 | 1 162 | 0.60 | 10.79 | 0.11 | 0.06393 | 0.00105 | 0.0921 | 0.0009 | 568 | 5 |
| 10 | 1 038 | 154 | 0.15 | 355 | 453 076 | 8.00 | 2.53 | 0.04 | 0.18366 | 0.00159 | 0.3631 | 0.0053 | 1 997 | 25 |
| 11 | 122 | 105 | 0.86 | 10 | 1 437 | 1.37 | 10.73 | 0.07 | 0.07020 | 0.00122 | 0.0919 | 0.0006 | 567 | 4 |
| 12 | 297 | 120 | 0.41 | 21 | - | 0.34 | 12.19 | 0.09 | 0.06012 | 0.00050 | 0.0817 | 0.0006 | 506 | 4 |
| 13 | 750 | 89 | 0.12 | 76 | 12 213 | 0.13 | 8.48 | 0.09 | 0.06422 | 0.00046 | 0.1177 | 0.0012 | 717 | 7 |
| 14 | 372 | 167 | 0.45 | 35 | 1 981 | 0.61 | 9.13 | 0.11 | 0.06672 | 0.00110 | 0.1089 | 0.0013 | 666 | 7 |
| 15 | 395 | 445 | 1.13 | 26 | 325 | 5.47 | 11.99 | 0.25 | 0.10134 | 0.00315 | 0.0788 | 0.0017 | 489 | 10 |
| 16 | 365 | 37 | 0.10 | 34 | 5 222 | 1.16 | 9.26 | 0.08 | 0.07087 | 0.00058 | 0.1068 | 0.0009 | 654 | 5 |
| 17 | 105 | 108 | 1.03 | 16 | 2 891 | - | 5.60 | 0.05 | 0.07285 | 0.00057 | 0.1787 | 0.0016 | 1 060 | 9 |
| 18 | 144 | 75 | 0.52 | 10 | 1 129 | 1.47 | 12.87 | 0.13 | 0.06856 | 0.00062 | 0.0766 | 0.0008 | 476 | 5 |
| 19 | 134 | 56 | 0.42 | 13 | 713 | 1.66 | 8.81 | 0.10 | 0.07577 | 0.00093 | 0.1116 | 0.0012 | 682 | 7 |
| 19b | 1 852 | 12 | 0.01 | 93 | 6 085 | 0.02 | 17.09 | 0.21 | 0.05409 | 0.00034 | 0.0585 | 0.0007 | 366 | 4 |
| 20 | 643 | 452 | 0.70 | 52 | 5 946 | 0.05 | 10.75 | 0.11 | 0.05960 | 0.00077 | 0.0930 | 0.0010 | 573 | 6 |
| 21 | 484 | 276 | 0.57 | 37 | 704 | 2.48 | 11.22 | 0.09 | 0.07840 | 0.00062 | 0.0869 | 0.0007 | 537 | 4 |
| 22 | 396 | 82 | 0.21 | 27 | 1 027 | 1.58 | 12.49 | 0.11 | 0.06980 | 0.00067 | 0.0788 | 0.0007 | 489 | 4 |
| 22b | 153 | -1 | -0.01 | 5 | - | 1.65 | 26.45 | 1.22 | 0.06414 | 0.00224 | 0.0372 | 0.0017 | 235 | 11 |
| 23 | 255 | 77 | 0.30 | 19 | 362 | 4.90 | 10.82 | 0.14 | 0.09824 | 0.00219 | 0.0879 | 0.0011 | 543 | 7 |
| 23b | 1 063 | 36 | 0.03 | 49 | 151 | 11.87 | 16.48 | 0.25 | 0.14866 | 0.00695 | 0.0535 | 0.0008 | 336 | 5 |
| 24 | 136 | 149 | 1.09 | 13 | 1 712 | 0.13 | 8.97 | 0.08 | 0.06312 | 0.00059 | 0.1113 | 0.0010 | 680 | 6 |
| 25 | 3 043 | 995 | 0.33 | 177 | 1 935 | 1.04 | 14.88 | 0.22 | 0.06347 | 0.00053 | 0.0665 | 0.0010 | 415 | 6 |

(1) % of ²⁰⁶Pb that is common Pb. Correction for common Pb is made using the measured ²³⁸U/²⁰⁶Pb ratios following Tera and Wasserburg (1972) as outlined by Williams (1998)

(2) Uncertainties given at one σ level

Bold spots correspond to analysed used for age calculations.

Table V-5 (previous page): Zircon U-Pb isotopic data used for the Tera and Wasserburg's (1972) isochron diagrams for samples of Lower gneiss Unit.

| Spot | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | Pb* (ppm) | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | f206% (1) | ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb | Total | | Radiogenic ratios | | | Age (M.A.) | +/- (2) |
|---|---------|----------|------|-----------|--------------------------------------|--------------|-------------------------------------|------------|--------------------------------------|-------------------|--------------------------------------|------------|------------|------------|
| | | | | | | | | +/- (2) | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | +/- (2) | ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U | +/- (2) | | |
| <i>Aubazine micaschist, Li07 (LGU)</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 427 | 157 | 0.37 | 28 | - | 0.44 | 13.16 | 0.24 | 0.06012 | 0.00029 | 0.0757 | 0.0014 | 470 | 8 |
| 1b | 142 | 50 | 0.35 | 12 | 147 746 | - | 10.44 | 0.13 | 0.05925 | 0.00034 | 0.0958 | 0.0012 | 590 | 7 |
| 2 | 359 | 174 | 0.48 | 115 | 9 068 | 5.80 | 2.71 | 0.04 | 0.17147 | 0.00082 | 0.3478 | 0.0049 | 1 924 | 23 |
| 3 | 310 | 200 | 0.64 | 26 | 7 362 | 0.09 | 10.25 | 0.08 | 0.06063 | 0.00037 | 0.0974 | 0.0007 | 599 | 4 |
| 4 | 847 | 386 | 0.46 | 117 | 5 774 | 7.12 | 6.18 | 0.07 | 0.12889 | 0.00088 | 0.1503 | 0.0016 | 903 | 9 |
| 4b | 396 | 21 | 0.05 | 34 | 155 327 | 1.22 | 9.93 | 0.22 | 0.07019 | 0.00244 | 0.0994 | 0.0022 | 611 | 13 |
| 5 | 384 | 199 | 0.52 | 30 | - | 0.00 | 11.04 | 0.13 | 0.05882 | 0.00032 | 0.0906 | 0.0010 | 559 | 6 |
| 6 | 362 | 239 | 0.66 | 30 | - | 0.02 | 10.39 | 0.10 | 0.05983 | 0.00032 | 0.0962 | 0.0009 | 592 | 5 |
| 6b | 281 | 46 | 0.16 | 23 | - | 0.01 | 10.38 | 0.09 | 0.05981 | 0.00029 | 0.0963 | 0.0008 | 593 | 5 |
| 7 | 507 | 205 | 0.40 | 38 | 9 767 | 0.17 | 11.43 | 0.11 | 0.05972 | 0.00029 | 0.0873 | 0.0008 | 540 | 5 |
| 8 | 650 | 202 | 0.31 | 54 | - | - | 10.35 | 0.14 | 0.05906 | 0.00030 | 0.0967 | 0.0013 | 595 | 7 |
| 9 | 111 | 64 | 0.58 | 9 | 2 002 | 0.08 | 10.54 | 0.09 | 0.06012 | 0.00038 | 0.0948 | 0.0008 | 584 | 5 |
| 9b | 93 | 39 | 0.42 | 8 | - | 0.13 | 10.03 | 0.09 | 0.06130 | 0.00037 | 0.0996 | 0.0009 | 612 | 6 |
| 10 | 404 | 101 | 0.25 | 42 | 15 953 | 0.66 | 8.28 | 0.32 | 0.06903 | 0.00041 | 0.1199 | 0.0046 | 730 | 27 |
| 11 | 237 | 133 | 0.56 | 19 | 5 279 | 0.17 | 10.59 | 0.17 | 0.06079 | 0.00056 | 0.0943 | 0.0015 | 581 | 9 |
| 12 | 250 | 120 | 0.48 | 19 | - | 0.06 | 11.36 | 0.08 | 0.05889 | 0.00024 | 0.0879 | 0.0006 | 543 | 4 |
| 13 | 109 | 168 | 1.53 | 8 | 921 | 2.28 | 11.45 | 0.12 | 0.07656 | 0.00248 | 0.0853 | 0.0009 | 528 | 5 |
| 14 | 159 | 65 | 0.41 | 20 | 111 214 | 0.22 | 6.83 | 0.06 | 0.06994 | 0.00030 | 0.1460 | 0.0014 | 879 | 8 |
| 14b | 609 | 120 | 0.20 | 40 | 5 156 | 0.15 | 13.01 | 0.19 | 0.05786 | 0.00031 | 0.0768 | 0.0011 | 477 | 7 |
| 15 | 138 | 94 | 0.68 | 31 | 6 373 | 1.18 | 3.83 | 0.10 | 0.10368 | 0.00084 | 0.2583 | 0.0066 | 1 481 | 34 |
| <i>Aubazine orthogneiss, Li08 (LGU)</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| 2 | 3 626 | 1 735 | 0.48 | 250 | 22 489 | - | 12.57 | 0.42 | 0.05457 | 0.00027 | 0.0796 | 0.0027 | 494 | 16 |
| 3 | 2 495 | 694 | 0.28 | 150 | 14 496 | 0.01 | 14.38 | 0.33 | 0.05563 | 0.00024 | 0.0695 | 0.0016 | 433 | 10 |
| 8 | 2 286 | 722 | 0.32 | 138 | 5 044 | 0.17 | 14.36 | 0.37 | 0.05692 | 0.00034 | 0.0695 | 0.0018 | 433 | 11 |
| 11 | 3 029 | 998 | 0.33 | 200 | 29 984 | - | 13.14 | 0.67 | 0.05578 | 0.00031 | 0.0761 | 0.0039 | 473 | 23 |
| 13 | 2 753 | 1 066 | 0.39 | 179 | 28 370 | - | 13.30 | 0.25 | 0.05426 | 0.00047 | 0.0752 | 0.0014 | 467 | 9 |
| 15 | 672 | 245 | 0.36 | 43 | 2 164 | 0.45 | 13.48 | 0.43 | 0.05990 | 0.00076 | 0.0738 | 0.0023 | 459 | 14 |
| 18 | 342 | 169 | 0.49 | 23 | 7 464 | 0.28 | 12.83 | 0.32 | 0.05905 | 0.00070 | 0.0777 | 0.0019 | 482 | 12 |
| 24 | 1 498 | 562 | 0.38 | 93 | 8 184 | 0.28 | 14.01 | 0.24 | 0.05808 | 0.00035 | 0.0712 | 0.0012 | 443 | 7 |
| <i>Meuzac orthogneiss, Li23 (LGU)</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| 4 | 1 695 | 639 | 0.38 | 111 | 4 177 | 0.34 | 13.19 | 0.48 | 0.05920 | 0.00051 | 0.0756 | 0.0028 | 470 | 16 |
| 4b | 2 862 | 1 039 | 0.36 | 181 | 3 361 | 0.49 | 13.68 | 0.56 | 0.06000 | 0.00031 | 0.0727 | 0.0030 | 453 | 18 |
| 5 | 727 | 223 | 0.31 | 43 | 2 813 | 0.55 | 14.68 | 0.54 | 0.05969 | 0.00028 | 0.0677 | 0.0025 | 422 | 15 |
| 7 | 2 402 | 769 | 0.32 | 165 | 7 804 | 0.23 | 12.64 | 0.39 | 0.05886 | 0.00033 | 0.0789 | 0.0025 | 490 | 15 |
| 8 | 2 860 | 968 | 0.34 | 171 | 9 339 | 0.31 | 14.44 | 0.26 | 0.05802 | 0.00033 | 0.0690 | 0.0012 | 430 | 7 |
| 9 | 3 124 | 998 | 0.32 | 200 | 54 122 | 0.14 | 13.49 | 0.38 | 0.05732 | 0.00026 | 0.0740 | 0.0021 | 460 | 13 |
| 10 | 513 | 215 | 0.42 | 32 | 2 137 | 1.03 | 13.66 | 0.33 | 0.06436 | 0.00058 | 0.0725 | 0.0018 | 451 | 11 |
| 12 | 4 671 | 5 392 | 1.15 | 285 | 5 887 | 0.13 | 14.21 | 0.56 | 0.05676 | 0.00034 | 0.0703 | 0.0028 | 438 | 17 |
| 13 | 1 217 | 456 | 0.37 | 81 | 1 701 | 0.70 | 12.96 | 0.42 | 0.06231 | 0.00042 | 0.0766 | 0.0025 | 476 | 15 |
| 15 | 2 905 | 1 073 | 0.37 | 169 | 5 762 | 0.28 | 14.87 | 0.34 | 0.05748 | 0.00040 | 0.0671 | 0.0015 | 418 | 9 |
| 16b | 2 555 | 758 | 0.30 | 167 | 12 048 | - | 13.26 | 0.32 | 0.05468 | 0.00034 | 0.0754 | 0.0018 | 469 | 11 |
| 17 | 862 | 380 | 0.44 | 56 | 4 352 | 0.15 | 13.33 | 0.26 | 0.05757 | 0.00047 | 0.0749 | 0.0015 | 466 | 9 |
| 18 | 1 090 | 480 | 0.44 | 69 | 6 351 | 0.39 | 13.67 | 0.48 | 0.05926 | 0.00028 | 0.0729 | 0.0026 | 453 | 15 |
| 23 | 1 332 | 479 | 0.36 | 82 | 1 141 | 1.55 | 14.04 | 0.70 | 0.06823 | 0.00066 | 0.0701 | 0.0035 | 437 | 21 |
| 24 | 675 | 314 | 0.46 | 41 | 9 622 | 0.02 | 14.32 | 0.14 | 0.05573 | 0.00029 | 0.0698 | 0.0007 | 435 | 4 |
| 25 | 1 021 | 395 | 0.39 | 62 | - | 0.17 | 14.28 | 0.18 | 0.05696 | 0.00040 | 0.0699 | 0.0009 | 436 | 5 |
| 26 | 340 | 106 | 0.31 | 21 | - | 0.07 | 13.68 | 0.12 | 0.05662 | 0.00041 | 0.0731 | 0.0006 | 455 | 4 |
| 28 | 597 | 137 | 0.23 | 38 | 4 921 | 0.02 | 13.67 | 0.19 | 0.05621 | 0.00026 | 0.0731 | 0.0010 | 455 | 6 |
| 29 | 1 133 | 1 034 | 0.91 | 70 | 30 834 | 0.05 | 14.06 | 0.15 | 0.05618 | 0.00022 | 0.0711 | 0.0008 | 443 | 5 |
| 30 | 1 612 | 399 | 0.25 | 96 | 4 044 | 0.03 | 14.56 | 0.16 | 0.05561 | 0.00040 | 0.0687 | 0.0008 | 428 | 5 |
| 31 | 1 414 | 1 005 | 0.71 | 86 | 1 312 | 0.82 | 14.23 | 0.17 | 0.06225 | 0.00079 | 0.0697 | 0.0009 | 434 | 5 |
| 32 | 3 803 | 1 541 | 0.41 | 234 | 8 890 | 0.06 | 14.05 | 0.15 | 0.05628 | 0.00033 | 0.0711 | 0.0008 | 443 | 5 |
| 33 | 3 326 | 1 638 | 0.49 | 209 | 11 484 | - | 13.75 | 0.13 | 0.05578 | 0.00033 | 0.0727 | 0.0007 | 453 | 4 |

(1) % of ²⁰⁶Pb that is common Pb. Correction for common Pb is made using the measured ²³⁸U/²⁰⁶Pb ratios following Tera and Wasserburg (1972) as outlined by Williams (1998)

(2) Uncertainties given at one σ level

Bold spots correspond to analysed used for age calculations.

Table V-5 (following ; previous page): Zircon U-Pb isotopic data used for the Tera and Wasserburg's (1972) isochron diagrams for samples of Lower gneiss Unit.

| Spot | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | Pb* (ppm) | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | f206% | ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb | Total | | Radiogenic ratios | | Age (M.A.) | +/- (2) | |
|---|------------|------------|-------------|-----------|--------------------------------------|-------------|-------------------------------------|-------------|--------------------------------------|-------------------|--------------------------------------|---------------|------------|----------|
| | | | | | | | | +/- (2) | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | +/- (2) | ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U | | | |
| <i>Port de Vaux orthogneiss, Li09 (LGU)</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 571 | 195 | 0.34 | 34 | 6 910 | 0.30 | 14.70 | 0.19 | 0.05777 | 0.00029 | 0.0678 | 0.0009 | 423 | 5 |
| 2 | 63 | 73 | 1.16 | 7 | 2 856 | 4.81 | 7.04 | 0.17 | 0.10586 | 0.00138 | 0.1352 | 0.0032 | 818 | 18 |
| 2b | 873 | 185 | 0.21 | 52 | 3 209 | 0.87 | 14.46 | 0.31 | 0.06240 | 0.00064 | 0.0685 | 0.0015 | 427 | 9 |
| 3 | 155 | 127 | 0.82 | 10 | - | 0.80 | 13.11 | 0.38 | 0.06301 | 0.00084 | 0.0757 | 0.0022 | 470 | 13 |
| 4 | 373 | 93 | 0.25 | 23 | 6 660 | 0.21 | 14.00 | 0.20 | 0.05753 | 0.00042 | 0.0713 | 0.0010 | 444 | 6 |
| 5 | 432 | 65 | 0.15 | 46 | 3 495 | 0.31 | 8.10 | 0.26 | 0.06663 | 0.00072 | 0.1230 | 0.0039 | 748 | 23 |
| 6 | 376 | 190 | 0.51 | 24 | 8 293 | 0.22 | 13.52 | 0.15 | 0.05802 | 0.00045 | 0.0738 | 0.0008 | 459 | 5 |
| 6b | 669 | 48 | 0.07 | 40 | - | 0.32 | 14.51 | 0.38 | 0.05804 | 0.00064 | 0.0687 | 0.0018 | 428 | 11 |
| 7 | 952 | 745 | 0.78 | 56 | 197 | 9.18 | 14.57 | 0.83 | 0.12849 | 0.00630 | 0.0623 | 0.0035 | 390 | 21 |
| 8 | 401 | 78 | 0.20 | 68 | 16 724 | 4.77 | 5.07 | 0.11 | 0.11577 | 0.00100 | 0.1877 | 0.0040 | 1 109 | 22 |
| 8b | 264 | 23 | 0.09 | 17 | - | 0.34 | 13.66 | 0.14 | 0.05888 | 0.00060 | 0.0730 | 0.0008 | 454 | 5 |
| 9 | 40 | 16 | 0.41 | 6 | - | 4.32 | 5.47 | 0.16 | 0.10935 | 0.00190 | 0.1748 | 0.0050 | 1 039 | 27 |
| 9b | 668 | 66 | 0.10 | 46 | 49 007 | 0.07 | 12.62 | 0.17 | 0.05752 | 0.00025 | 0.0792 | 0.0011 | 491 | 6 |
| 10 | 764 | 113 | 0.15 | 78 | 18 230 | - | 8.43 | 0.18 | 0.05650 | 0.00029 | 0.1186 | 0.0026 | 723 | 15 |
| 11 | 82 | 33 | 0.41 | 18 | 19 747 | 2.28 | 3.84 | 0.05 | 0.10870 | 0.00075 | 0.2543 | 0.0035 | 1 461 | 18 |
| 11b | 585 | -1 | 0.00 | 38 | 206 636 | 0.20 | 13.30 | 0.18 | 0.05801 | 0.00053 | 0.0751 | 0.0010 | 467 | 6 |
| 12 | 203 | 63 | 0.31 | 15 | 3 772 | 0.50 | 11.87 | 0.10 | 0.06183 | 0.00049 | 0.0839 | 0.0007 | 519 | 4 |
| 12b | 713 | 85 | 0.12 | 47 | 20 326 | 0.17 | 13.24 | 0.18 | 0.05779 | 0.00041 | 0.0754 | 0.0010 | 469 | 6 |
| 13 | 480 | 261 | 0.54 | 51 | 14 209 | 0.14 | 8.20 | 0.14 | 0.06501 | 0.00066 | 0.1217 | 0.0021 | 741 | 12 |
| 14 | 242 | 215 | 0.89 | 51 | 30 308 | 9.51 | 4.08 | 0.13 | 0.16291 | 0.00129 | 0.2216 | 0.0068 | 1 291 | 36 |
| 14b | 547 | 65 | 0.12 | 39 | - | 0.60 | 12.04 | 0.12 | 0.06241 | 0.00130 | 0.0826 | 0.0009 | 512 | 5 |
| 15 | 668 | 44 | 0.07 | 44 | 13 789 | 0.08 | 13.08 | 0.14 | 0.05724 | 0.00030 | 0.0764 | 0.0008 | 475 | 5 |
| 16 | 666 | 339 | 0.51 | 49 | 1 058 | 1.80 | 11.74 | 0.28 | 0.07232 | 0.00123 | 0.0837 | 0.0020 | 518 | 12 |
| 17 | 97 | 60 | 0.62 | 8 | 973 | 1.62 | 10.48 | 0.09 | 0.07248 | 0.00102 | 0.0939 | 0.0009 | 578 | 5 |
| 18 | 56 | 64 | 1.13 | 17 | 2 924 | 1.42 | 2.84 | 0.03 | 0.12299 | 0.00094 | 0.3473 | 0.0035 | 1 922 | 17 |
| 19 | 249 | 93 | 0.38 | 18 | 3 574 | 0.24 | 12.09 | 0.20 | 0.05948 | 0.00047 | 0.0825 | 0.0014 | 511 | 8 |

(1) % of ²⁰⁶Pb that is common Pb. Correction for common Pb is made using the measured ²³⁸U/²⁰⁶Pb ratios following Tera and Wasserburg (1972) as outlined by Williams (1998)

(2) Uncertainties given at one σ level

Bold spots correspond to analysed used for age calculations.

Table V-5 (following): Zircon U-Pb isotopic data used for the Tera and Wasserburg's (1972) isochron diagrams for samples of Lower gneiss Unit.

I.1.6.3 Upper Gneiss Unit (UGU) (Fig. V-6):

Ceaumont orthogneiss (Li01) (Table V-6; Fig. V- 6A):

Thirty analyses were performed on 23 zircons grains. Most of the analyses show significant radiogenic Pb loss and common Pb contribution. Mainly, three concordant ages were obtained: (i) 349 ± 14 Ma, which can be considered as record of a Variscan metamorphic event (ii) 574 ± 28 Ma corresponding to the magmatic protolith emplacement (iii) and 763 ± 28 Ma as inherited ages.

Seilhac paragneiss (Li03A) (Table V-6; Fig. V-6B):

In this sample, twenty five zircons grains were analyzed for a total of 26 spots. U-Pb data from the Seilhac paragneiss gave two main zircon populations. The first one gave an age at 523 ± 4 Ma, with a valuable MSWD at 1.1 for 4 analyses, and the second at 555 ± 7 Ma with MSWD at 2.3 for 7 analyses. The younger age represents the maximum sedimentation age of this formation. Two concordant analyses (grains 15 and 5) results in an age at 710 ± 90 Ma.

Plateau d'Aigurande migmatitic paragneiss (Li25) (Table V-4 & V-6; Fig. V-6C & D):

Forty six analyses were performed on 35 zircons grains. Six analyses yield an age of 558 ± 9 Ma. This younger age can be considered as the maximum deposition age of this formation. Grain 19 gave a concordant age at 713 ± 52 Ma. Several older clastic zircons, concordant or slightly discordant, or spread on Discordia lines gave the following ages: 1722 ± 44 Ma (grains 7, 2, 3, 16; no rims were associated to these cores, then a better fit was found using a mixing line passing through the origin), 2452 ± 20 Ma (grains 12 and 17), 2666 ± 13 (grains 4, 11 and 17), 2841 ± 9 Ma (grains 6 and 2) and 3126 ± 25 Ma (grain 22).

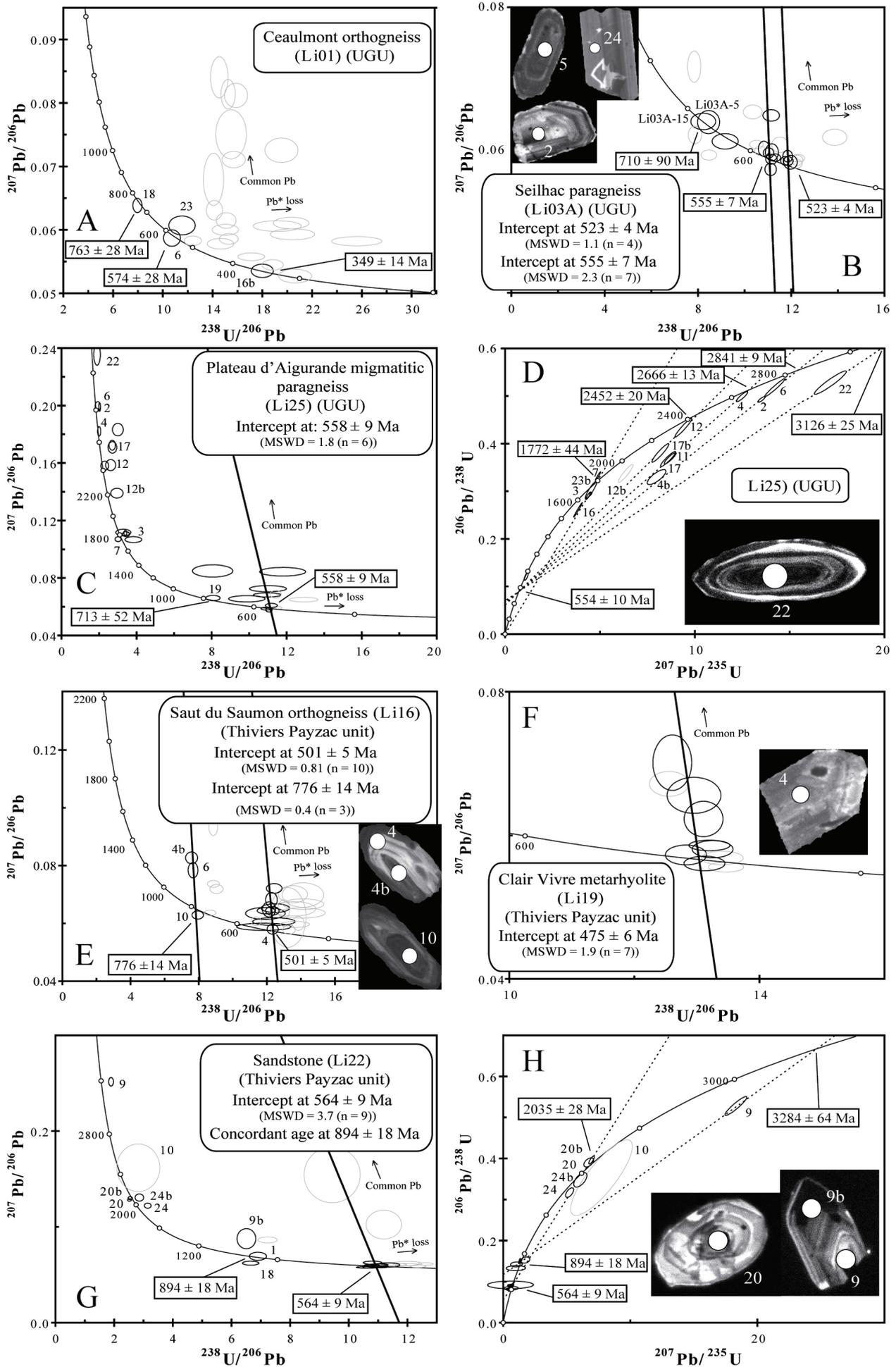


Figure V-6 (previous page): Inverse (A, B, E, F, G) and normal (D, H) concordia diagrams reporting zircon U-Pb data in samples of the Upper Gneiss Unit and Thiviers-Payzac Unit. Examples of CL images of zircon are shown with location of analytical points. The diameter of ablation pit is ca. 20 micrometer. Data-point error ellipses are plotted as 2σ .

I.1.6.4 Thiviers-Payzac Unit (Fig. V-6):

Saut du Saumon orthogneiss (Li16) (Table V-6; Fig. V-6E):

Twenty two analyses were performed on sixteen zircons grains. Two populations yield two different ages at 501 ± 5 Ma (MSWD = 0.81 for 10 analyses) and 776 ± 14 Ma (MSWD = 0.4 for 3 analyses). The emplacement of the protolith of this orthogneiss can be considered as Cambrian.

Clair Vivre metarhyolite (Li19) (Table V- 6; Fig. V-6F):

Eighteen analyses were performed on 18 grains. A population of 7 analyses yields an age at 475 ± 6 Ma (with a valuable MSWD value at 1.9 for 7 analyses), which can be considered as the age of the magmatic event.

Metasandstone (Li22) (Table V- 4 & V- 6; Fig. V-6G & H):

Twenty six analyses were performed on 24 zircons grains. A first population of 9 analyses yields an age of 564 ± 9 Ma. Grain 1 is concordant at 871 ± 14 Ma. Combining this analysis with that of grain 9 and 18, an average age of 894 ± 18 Ma can be calculated. Four analyses spread along a Discordia line giving an upper intercept at 2035 ± 28 Ma. One zircon grain (9) gave a discordant age at 3284 ± 64 Ma, whose Discordia lower intercept is constrained by the obtained age at the rim linked to the population at 894 ± 18 Ma.

| Spot | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | Pb* (ppm) | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | f206% | Total | | | Radiogenic ratios | | | Age (M.A.) | +/- (2) |
|---|---------|----------|------|-----------|--------------------------------------|-------|-------------------------------------|------------|--------------------------------------|-------------------|--------------------------------------|------------|------------|------------|
| | | | | | | | ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb | +/- (2) | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | +/- (2) | ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U | +/- (2) | | |
| <i>Ceaumont orthogneiss, Li01 (UGU)</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 1 459 | 177 | 0.12 | 84 | 3 444 | 0.80 | 15.09 | 0.33 | 0.06148 | 0.00050 | 0.0657 | 0.0014 | 410 | 9 |
| 2 | 624 | 179 | 0.29 | 44 | 10 322 | 0.13 | 12.41 | 0.28 | 0.05828 | 0.00031 | 0.0805 | 0.0018 | 499 | 11 |
| 3 | 300 | 294 | 0.98 | 13 | 1 047 | 2.47 | 19.54 | 0.54 | 0.07254 | 0.00079 | 0.0499 | 0.0014 | 314 | 9 |
| 3b | 1 900 | 1 043 | 0.55 | 53 | 705 | 3.80 | 31.22 | 0.86 | 0.08034 | 0.00127 | 0.0308 | 0.0009 | 196 | 5 |
| 4 | 1 022 | 361 | 0.35 | 48 | 515 | 4.28 | 18.25 | 0.50 | 0.08747 | 0.00126 | 0.0524 | 0.0014 | 330 | 9 |
| 5 | 3 409 | 324 | 0.09 | 154 | 5 798 | 0.95 | 19.20 | 0.79 | 0.06060 | 0.00034 | 0.0516 | 0.0021 | 324 | 13 |
| 5b | 3 710 | 116 | 0.03 | 125 | 3 791 | 0.88 | 25.59 | 0.83 | 0.05821 | 0.00030 | 0.0387 | 0.0013 | 245 | 8 |
| 6 | 673 | 204 | 0.30 | 54 | 3 415 | - | 10.73 | 0.28 | 0.05871 | 0.00053 | 0.0932 | 0.0024 | 574 | 14 |
| 7 | 1 882 | 159 | 0.08 | 108 | 4 154 | 0.61 | 15.03 | 0.43 | 0.06001 | 0.00035 | 0.0661 | 0.0019 | 413 | 12 |
| 7b | 3 524 | 43 | 0.01 | 178 | 12 638 | 0.23 | 17.11 | 0.44 | 0.05577 | 0.00025 | 0.0583 | 0.0015 | 365 | 9 |
| 8 | 1 356 | 524 | 0.39 | 74 | 682 | 3.34 | 15.88 | 0.38 | 0.08119 | 0.00078 | 0.0609 | 0.0015 | 381 | 9 |
| 9 | 984 | 751 | 0.76 | 60 | 1 200 | 1.52 | 14.08 | 0.33 | 0.06795 | 0.00169 | 0.0700 | 0.0016 | 436 | 10 |
| 10 | 1 159 | 305 | 0.26 | 69 | 9 475 | 0.30 | 14.63 | 0.43 | 0.05781 | 0.00034 | 0.0681 | 0.0020 | 425 | 12 |
| 11 | 1 250 | 256 | 0.20 | 69 | 770 | 2.53 | 15.49 | 0.50 | 0.07506 | 0.00158 | 0.0629 | 0.0020 | 393 | 12 |
| 12 | 5 875 | 1 005 | 0.17 | 250 | 2 394 | 1.06 | 20.32 | 0.59 | 0.06108 | 0.00037 | 0.0487 | 0.0014 | 307 | 9 |
| 13 | 1 107 | 306 | 0.28 | 62 | 621 | 3.31 | 15.25 | 0.23 | 0.08138 | 0.00095 | 0.0634 | 0.0010 | 396 | 6 |
| 14 | 1 729 | 411 | 0.24 | 98 | 4 179 | 0.46 | 15.30 | 0.31 | 0.05858 | 0.00034 | 0.0651 | 0.0013 | 406 | 8 |
| 15 | 580 | 155 | 0.27 | 34 | 551 | 3.58 | 14.54 | 0.29 | 0.08404 | 0.00132 | 0.0663 | 0.0013 | 414 | 8 |
| 15b | 1 438 | 320 | 0.22 | 78 | 879 | 2.05 | 15.70 | 0.38 | 0.07107 | 0.00053 | 0.0624 | 0.0015 | 390 | 9 |
| 16 | 5 648 | 355 | 0.06 | 237 | 16 368 | 0.03 | 20.64 | 0.54 | 0.05272 | 0.00044 | 0.0484 | 0.0013 | 305 | 8 |
| 16b | 4 250 | 241 | 0.06 | 204 | 5 968 | 0.01 | 17.99 | 0.36 | 0.05354 | 0.00043 | 0.0556 | 0.0011 | 349 | 7 |
| 17 | 844 | 392 | 0.46 | 37 | 281 | 6.45 | 19.53 | 0.35 | 0.10419 | 0.00350 | 0.0479 | 0.0009 | 302 | 5 |
| 18 | 220 | 165 | 0.75 | 24 | 6 439 | - | 7.95 | 0.15 | 0.06385 | 0.00046 | 0.1257 | 0.0024 | 763 | 14 |
| 18b | 1 961 | 176 | 0.09 | 90 | 7 549 | 0.17 | 18.83 | 0.35 | 0.05448 | 0.00034 | 0.0530 | 0.0010 | 333 | 6 |
| 19 | 571 | 399 | 0.70 | 35 | 1 480 | 0.92 | 14.14 | 0.27 | 0.06309 | 0.00063 | 0.0700 | 0.0013 | 436 | 8 |
| 20 | 1 552 | 441 | 0.28 | 64 | 197 | 9.84 | 19.74 | 0.40 | 0.13101 | 0.00105 | 0.0457 | 0.0009 | 288 | 6 |
| 21 | 5 420 | 649 | 0.12 | 230 | 2 786 | 0.85 | 20.43 | 0.73 | 0.05930 | 0.00035 | 0.0485 | 0.0017 | 306 | 11 |
| 22 | 780 | 345 | 0.44 | 56 | 202 | 9.28 | 11.33 | 0.81 | 0.13256 | 0.01140 | 0.0800 | 0.0057 | 496 | 34 |
| 22b | 2 781 | 658 | 0.24 | 79 | 322 | 6.53 | 29.59 | 0.78 | 0.10220 | 0.00175 | 0.0316 | 0.0008 | 201 | 5 |
| 23 | 361 | 196 | 0.54 | 27 | 6 274 | 0.31 | 11.54 | 0.43 | 0.06070 | 0.00061 | 0.0864 | 0.0032 | 534 | 19 |
| <i>Seilhac paragneiss, Li03A (UGU)</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 138 | 113 | 0.82 | 11 | - | - | 10.67 | 0.10 | 0.05989 | 0.00027 | 0.0937 | 0.0009 | 577 | 5 |
| 2 | 72 | 91 | 1.27 | 6 | 3 584 | - | 11.03 | 0.09 | 0.05958 | 0.00029 | 0.0907 | 0.0007 | 560 | 4 |
| 3 | 257 | 163 | 0.64 | 16 | 6 737 | 0.56 | 13.86 | 0.21 | 0.06178 | 0.00047 | 0.0717 | 0.0011 | 447 | 7 |
| 4 | 337 | 211 | 0.63 | 28 | 13 764 | - | 10.50 | 0.12 | 0.06076 | 0.00024 | 0.0952 | 0.0011 | 586 | 6 |
| 5 | 280 | 136 | 0.48 | 29 | 2 577 | - | 8.23 | 0.22 | 0.06400 | 0.00047 | 0.1216 | 0.0032 | 740 | 18 |
| 6 | 282 | 171 | 0.61 | 28 | 6 432 | - | 8.47 | 0.14 | 0.05929 | 0.00029 | 0.1181 | 0.0019 | 719 | 11 |
| 7 | 206 | 121 | 0.59 | 16 | 4 276 | 0.60 | 11.14 | 0.14 | 0.06484 | 0.00033 | 0.0892 | 0.0012 | 551 | 7 |
| 8 | 332 | 165 | 0.50 | 31 | 4 282 | - | 9.17 | 0.23 | 0.06121 | 0.00044 | 0.1091 | 0.0027 | 667 | 16 |
| 9 | 303 | 177 | 0.58 | 33 | 3 106 | - | 7.87 | 0.12 | 0.06210 | 0.00050 | 0.1270 | 0.0019 | 771 | 11 |
| 10 | 109 | 89 | 0.82 | 9 | 16 510 | - | 10.83 | 0.10 | 0.06017 | 0.00043 | 0.0923 | 0.0008 | 569 | 5 |
| 11 | 510 | 178 | 0.35 | 36 | 12 323 | 0.20 | 12.28 | 0.12 | 0.05885 | 0.00022 | 0.0813 | 0.0008 | 504 | 5 |
| 13 | 446 | 217 | 0.49 | 32 | - | 0.11 | 12.22 | 0.10 | 0.05808 | 0.00026 | 0.0818 | 0.0007 | 507 | 4 |
| 14 | 213 | 72 | 0.34 | 15 | - | 0.17 | 12.26 | 0.10 | 0.05857 | 0.00029 | 0.0814 | 0.0006 | 504 | 4 |
| 15 | 178 | 113 | 0.63 | 18 | 2 171 | 0.07 | 8.46 | 0.19 | 0.06391 | 0.00066 | 0.1182 | 0.0027 | 720 | 16 |
| 16 | 142 | 85 | 0.60 | 10 | - | 0.07 | 11.73 | 0.07 | 0.05848 | 0.00025 | 0.0852 | 0.0005 | 527 | 3 |
| 17 | 279 | 145 | 0.52 | 20 | 10 620 | 0.08 | 11.87 | 0.09 | 0.05845 | 0.00025 | 0.0842 | 0.0006 | 521 | 4 |
| 18 | 21 | 13 | 0.60 | 2 | - | 0.32 | 11.52 | 0.14 | 0.06073 | 0.00044 | 0.0866 | 0.0011 | 535 | 6 |
| 18b | 50 | 52 | 1.03 | 4 | - | 0.13 | 11.17 | 0.11 | 0.05967 | 0.00049 | 0.0894 | 0.0009 | 552 | 5 |
| 19 | 80 | 68 | 0.85 | 6 | - | 0.01 | 11.15 | 0.10 | 0.05871 | 0.00028 | 0.0897 | 0.0008 | 554 | 5 |
| 20 | 80 | 30 | 0.38 | 9 | 992 | 0.84 | 7.84 | 0.12 | 0.07168 | 0.00090 | 0.1265 | 0.0019 | 768 | 11 |
| 21 | 289 | 107 | 0.37 | 22 | 3 892 | 0.06 | 11.32 | 0.09 | 0.05892 | 0.00021 | 0.0883 | 0.0007 | 546 | 4 |
| 22 | 1 752 | 1 228 | 0.70 | 127 | 17 269 | 0.08 | 11.97 | 0.12 | 0.05829 | 0.00040 | 0.0835 | 0.0008 | 517 | 5 |
| 23 | 251 | 172 | 0.68 | 18 | 5 597 | 0.17 | 11.85 | 0.09 | 0.05913 | 0.00033 | 0.0843 | 0.0006 | 521 | 4 |
| 24 | 54 | 41 | 0.76 | 4 | - | - | 11.12 | 0.10 | 0.05728 | 0.00035 | 0.0899 | 0.0008 | 555 | 5 |
| 25 | 503 | 439 | 0.87 | 42 | 2 236 | 0.70 | 10.35 | 0.17 | 0.06532 | 0.00040 | 0.0960 | 0.0015 | 591 | 9 |

(1) % of ²⁰⁶Pb that is common Pb. Correction for common Pb is made using the measured ²³⁸U/²⁰⁶Pb ratios following Tera and Wasserburg (1972) as outlined by Williams (1998)

(2) Uncertainties given at one σ level

Bold spots correspond to analysed used for age calculations.

Table V-6: Zircon U-Pb isotopic data used for the Tera and Wasserburg's (1972) isochron diagrams for samples of Upper Gneiss Unit and Thiviers-Payzac unit.

| Spot | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | Pb* (ppm) | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | ±206% | Total | | Radiogenic ratios | | Age (M.A.) | ± | | |
|--|---------|----------|------|-----------|--------------------------------------|-------|-------------------------------------|------|--------------------------------------|---------|------------|--------|--------------------------------------|----|
| | | | | | | | ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb | ± | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ± | | | ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U | ± |
| <i>Plateau d'Aigurande migmatitic paragneiss, Li25 (UGU)</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 117 | 90 | 0.77 | 9 | 557 | 1.16 | 10.96 | 0.30 | 0.06822 | 0.00060 | 0.0902 | 0.0024 | 557 | 14 |
| 2 | 168 | 127 | 0.76 | 15 | 2 550 | - | 9.39 | 0.42 | 0.06080 | 0.00053 | 0.1065 | 0.0047 | 652 | 27 |
| 2b | 241 | 32 | 0.13 | 19 | 931 | 1.70 | 11.00 | 0.40 | 0.07255 | 0.00087 | 0.0893 | 0.0033 | 552 | 19 |
| 3 | 375 | 332 | 0.89 | 32 | 7 344 | - | 10.10 | 0.38 | 0.05625 | 0.00034 | 0.0990 | 0.0037 | 608 | 22 |
| 4 | 165 | 100 | 0.60 | 71 | 25 182 | 0.74 | 2.00 | 0.03 | 0.18205 | 0.00134 | 0.4954 | 0.0086 | 2 594 | 37 |
| 4b | 143 | 101 | 0.71 | 41 | 1 623 | 8.77 | 3.00 | 0.12 | 0.18325 | 0.00177 | 0.3039 | 0.0118 | 1 711 | 58 |
| 5 | 551 | 227 | 0.41 | 49 | 5 522 | - | 9.81 | 0.50 | 0.05806 | 0.00041 | 0.1019 | 0.0052 | 626 | 30 |
| 6 | 109 | 21 | 0.19 | 49 | 49 349 | 1.71 | 1.93 | 0.06 | 0.19944 | 0.00134 | 0.5090 | 0.0152 | 2 652 | 65 |
| 7 | 99 | 46 | 0.46 | 28 | - | - | 3.01 | 0.07 | 0.10702 | 0.00068 | 0.3319 | 0.0072 | 1 847 | 35 |
| 7b | 328 | 139 | 0.42 | 83 | 12 381 | 1.13 | 3.44 | 0.08 | 0.11051 | 0.00070 | 0.2878 | 0.0064 | 1 631 | 32 |
| 8 | 513 | 219 | 0.43 | 38 | 7 598 | - | 11.65 | 0.28 | 0.05487 | 0.00031 | 0.0858 | 0.0021 | 531 | 12 |
| 9 | 555 | 266 | 0.48 | 43 | 12 142 | - | 11.11 | 0.54 | 0.05450 | 0.00028 | 0.0900 | 0.0044 | 556 | 26 |
| 10 | 569 | 1 669 | 2.93 | 38 | 1 142 | 1.02 | 12.90 | 0.31 | 0.06495 | 0.00065 | 0.0767 | 0.0019 | 477 | 11 |
| 10b | 1 112 | 402 | 0.36 | 54 | 362 | 5.09 | 17.37 | 0.68 | 0.09438 | 0.00122 | 0.0546 | 0.0021 | 343 | 13 |
| 11 | 270 | 45 | 0.17 | 86 | 8 102 | 6.13 | 2.70 | 0.07 | 0.17239 | 0.00140 | 0.3473 | 0.0089 | 1 922 | 43 |
| 12 | 211 | 50 | 0.24 | 79 | 13 398 | 1.12 | 2.30 | 0.08 | 0.15814 | 0.00130 | 0.4293 | 0.0158 | 2 302 | 71 |
| 12b | 195 | 46 | 0.23 | 57 | 5 286 | 2.95 | 2.95 | 0.13 | 0.13906 | 0.00139 | 0.3286 | 0.0149 | 1 832 | 72 |
| 13 | 292 | 2 | 0.01 | 21 | 5 592 | - | 12.20 | 0.44 | 0.05094 | 0.00038 | 0.0820 | 0.0029 | 508 | 18 |
| 14 | 579 | 151 | 0.26 | 62 | 786 | 2.56 | 8.06 | 0.44 | 0.08493 | 0.00174 | 0.1209 | 0.0066 | 736 | 38 |
| 15 | 223 | 48 | 0.22 | 10 | 115 | 15.85 | 15.77 | 0.66 | 0.18071 | 0.00433 | 0.0533 | 0.0022 | 335 | 14 |
| 15b | 469 | 32 | 0.07 | 16 | 35 | 49.67 | 13.33 | 0.76 | 0.44829 | 0.01744 | 0.0378 | 0.0022 | 239 | 13 |
| 16 | 455 | 155 | 0.34 | 103 | - | 1.57 | 3.83 | 0.18 | 0.10672 | 0.00084 | 0.2569 | 0.0122 | 1 474 | 62 |
| 16b | 268 | 125 | 0.47 | 23 | 1 513 | 0.62 | 9.88 | 0.40 | 0.06554 | 0.00090 | 0.1006 | 0.0040 | 618 | 24 |
| 17 | 433 | 115 | 0.27 | 138 | 8 228 | 5.98 | 2.71 | 0.09 | 0.17088 | 0.00164 | 0.3466 | 0.0121 | 1 918 | 58 |
| 17b | 230 | 61 | 0.26 | 76 | 4 885 | 3.93 | 2.62 | 0.11 | 0.15857 | 0.00157 | 0.3668 | 0.0153 | 2 014 | 72 |
| 18 | 568 | 344 | 0.61 | 47 | 10 138 | - | 10.53 | 0.38 | 0.05579 | 0.00043 | 0.0949 | 0.0034 | 585 | 20 |
| 18b | 745 | 247 | 0.33 | 54 | 451 | 3.30 | 11.79 | 0.50 | 0.08437 | 0.00121 | 0.0820 | 0.0035 | 508 | 21 |
| 19 | 193 | 50 | 0.26 | 20 | 3 903 | - | 8.55 | 0.34 | 0.05936 | 0.00045 | 0.1169 | 0.0046 | 713 | 26 |
| 19b | 746 | 119 | 0.16 | 68 | 10 751 | - | 9.52 | 0.41 | 0.05438 | 0.00039 | 0.1050 | 0.0045 | 644 | 26 |
| 20 | 599 | 80 | 0.13 | 52 | 2 237 | - | 9.92 | 0.60 | 0.05683 | 0.00047 | 0.1008 | 0.0061 | 619 | 36 |
| 21 | 153 | 169 | 1.10 | 14 | 1 943 | - | 9.32 | 0.44 | 0.05942 | 0.00055 | 0.1073 | 0.0050 | 657 | 29 |
| 22 | 759 | 99 | 0.13 | 347 | 87 465 | 5.62 | 1.89 | 0.07 | 0.23552 | 0.00304 | 0.4986 | 0.0189 | 2 608 | 81 |
| 23 | 381 | 137 | 0.36 | 133 | 35 335 | - | 2.48 | 0.11 | 0.11356 | 0.00081 | 0.4025 | 0.0174 | 2 180 | 80 |
| 23b | 264 | 51 | 0.19 | 69 | 4 291 | 0.79 | 3.29 | 0.16 | 0.11168 | 0.00093 | 0.3014 | 0.0150 | 1 698 | 74 |
| 24 | 174 | 99 | 0.57 | 11 | 360 | 5.29 | 13.17 | 0.29 | 0.09876 | 0.00253 | 0.0719 | 0.0016 | 448 | 9 |
| 25 | 110 | 24 | 0.21 | 47 | 122 910 | 6.77 | 2.03 | 0.02 | 0.19895 | 0.00118 | 0.4596 | 0.0045 | 2 438 | 20 |
| 26 | 411 | 337 | 0.82 | 105 | 76 988 | 1.64 | 3.40 | 0.03 | 0.11137 | 0.00071 | 0.2895 | 0.0028 | 1 639 | 14 |
| 27 | 145 | 67 | 0.46 | 12 | - | - | 10.80 | 0.09 | 0.05809 | 0.00051 | 0.0926 | 0.0007 | 571 | 4 |
| 28 | 455 | 208 | 0.46 | 34 | 36 307 | - | 11.57 | 0.09 | 0.05752 | 0.00039 | 0.0864 | 0.0007 | 534 | 4 |
| 29 | 417 | 51 | 0.12 | 33 | 17 209 | - | 10.92 | 0.12 | 0.05872 | 0.00039 | 0.0916 | 0.0010 | 565 | 6 |
| 30 | 456 | 133 | 0.29 | 35 | 2 978 | 0.28 | 11.19 | 0.13 | 0.06086 | 0.00061 | 0.0891 | 0.0010 | 550 | 6 |
| 31 | 461 | 148 | 0.32 | 35 | 4 825 | 0.12 | 11.47 | 0.11 | 0.05926 | 0.00043 | 0.0871 | 0.0009 | 538 | 5 |
| 32 | 183 | 75 | 0.41 | 14 | - | - | 11.06 | 0.07 | 0.05786 | 0.00061 | 0.0905 | 0.0006 | 558 | 3 |
| 33 | 339 | 153 | 0.45 | 36 | 2 745 | 0.23 | 8.07 | 0.15 | 0.06608 | 0.00075 | 0.1236 | 0.0024 | 751 | 14 |
| 34 | 698 | 439 | 0.63 | 60 | 20 419 | - | 10.13 | 0.07 | 0.05863 | 0.00032 | 0.0987 | 0.0007 | 607 | 4 |
| 35 | 569 | 187 | 0.33 | 43 | 1 269 | 1.29 | 11.41 | 0.12 | 0.06871 | 0.00108 | 0.0865 | 0.0009 | 535 | 5 |

(1) % of ²⁰⁶Pb that is common Pb. Correction for common Pb is made using the measured ²³⁸U/²⁰⁶Pb ratios following Tera and Wasserburg (1972) as outlined by Williams (1998)

(2) Uncertainties given at one σ level

Bold spots correspond to analysed used for age calculations.

Table V-6 (following): Zircon U-Pb isotopic data used for the Tera and Wasserburg's (1972) isochron diagrams for samples of Upper Gneiss Unit and Thiviers-Payzac unit.

| Spot | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | Pb* (ppm) | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | f ₂₀₆ % (1) | Total | | | Radiogenic ratios | | | Age (M.A.) | +/- (2) |
|--|------------|------------|-------------|-----------|--------------------------------------|---------------------------|-------------------------------------|-------------|--------------------------------------|-------------------|--------------------------------------|---------------|------------|------------|
| | | | | | | | ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb | +/- (2) | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | +/- (2) | ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U | +/- (2) | | |
| <i>Saut du Saumon orthogneiss, Li16 (Thiviers-Payzac Unit)</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 205 | 169 | 0.82 | 15 | 2 367 | 0.92 | 12.13 | 0.16 | 0.06482 | 0.00107 | 0.0817 | 0.0011 | 506 | 6 |
| 1b | 218 | 83 | 0.38 | 15 | 1 459 | 0.88 | 12.32 | 0.16 | 0.06434 | 0.00061 | 0.0804 | 0.0011 | 499 | 6 |
| 2 | 123 | 111 | 0.91 | 15 | 332 | 4.18 | 6.87 | 0.13 | 0.10146 | 0.00127 | 0.1394 | 0.0027 | 841 | 15 |
| 2b | 141 | 75 | 0.53 | 14 | 337 | 3.88 | 8.86 | 0.11 | 0.09349 | 0.00127 | 0.1085 | 0.0013 | 664 | 8 |
| 3 | 169 | 66 | 0.39 | 13 | 257 | 5.79 | 11.01 | 0.13 | 0.10514 | 0.00329 | 0.0856 | 0.0010 | 529 | 6 |
| 4 | 109 | 59 | 0.54 | 8 | 742 | 0.09 | 12.34 | 0.13 | 0.05797 | 0.00070 | 0.0810 | 0.0009 | 502 | 5 |
| 4b | 257 | 216 | 0.84 | 29 | 479 | 2.13 | 7.58 | 0.14 | 0.08268 | 0.00083 | 0.1291 | 0.0024 | 783 | 14 |
| 5 | 147 | 195 | 1.33 | 10 | 1 051 | 1.35 | 12.27 | 0.14 | 0.06816 | 0.00104 | 0.0804 | 0.0009 | 499 | 5 |
| 6 | 348 | 353 | 1.01 | 39 | 652 | 1.63 | 7.67 | 0.12 | 0.07840 | 0.00108 | 0.1283 | 0.0020 | 778 | 11 |
| 8 | 167 | 57 | 0.34 | 18 | 256 | 6.46 | 7.88 | 0.11 | 0.11646 | 0.00235 | 0.1186 | 0.0017 | 723 | 10 |
| 9 | 229 | 137 | 0.60 | 16 | 1 069 | 1.86 | 12.43 | 0.19 | 0.07210 | 0.00068 | 0.0789 | 0.0012 | 490 | 7 |
| 9b | 921 | 347 | 0.38 | 92 | 2 036 | 0.11 | 8.66 | 0.15 | 0.06362 | 0.00038 | 0.1153 | 0.0019 | 703 | 11 |
| 10 | 140 | 88 | 0.63 | 15 | 1 413 | - | 7.94 | 0.14 | 0.06287 | 0.00057 | 0.1259 | 0.0022 | 764 | 12 |
| 12 | 346 | 394 | 1.14 | 33 | 988 | 1.24 | 9.05 | 0.16 | 0.07191 | 0.00064 | 0.1091 | 0.0019 | 668 | 11 |
| 14 | 182 | 81 | 0.44 | 12 | - | 0.17 | 13.30 | 0.15 | 0.05777 | 0.00064 | 0.0750 | 0.0009 | 466 | 5 |
| 14b | 103 | 40 | 0.39 | 10 | 672 | 1.41 | 8.86 | 0.14 | 0.07366 | 0.00049 | 0.1112 | 0.0018 | 680 | 10 |
| 15 | 356 | 351 | 0.98 | 27 | 8 010 | 0.30 | 11.37 | 0.12 | 0.06073 | 0.00060 | 0.0877 | 0.0010 | 542 | 6 |
| 15b | 318 | 179 | 0.56 | 23 | 1 965 | 0.84 | 11.95 | 0.21 | 0.06440 | 0.00045 | 0.0830 | 0.0015 | 514 | 9 |
| 16 | 198 | 88 | 0.44 | 12 | - | 0.50 | 13.85 | 0.14 | 0.05997 | 0.00098 | 0.0719 | 0.0007 | 447 | 4 |
| 18 | 117 | 60 | 0.51 | 8 | 961 | 1.05 | 12.50 | 0.34 | 0.06527 | 0.00062 | 0.0792 | 0.0021 | 491 | 13 |
| 19 | 278 | 137 | 0.49 | 20 | 4 813 | 0.43 | 11.91 | 0.48 | 0.06344 | 0.00085 | 0.0836 | 0.0033 | 517 | 20 |
| 20 | 311 | 116 | 0.37 | 22 | 3 727 | 0.25 | 12.41 | 0.51 | 0.06061 | 0.00055 | 0.0804 | 0.0033 | 498 | 20 |

(1) % of ²⁰⁶Pb that is common Pb. Correction for common Pb is made using the measured ²³⁸U/²⁰⁶Pb ratios following Tera and Wasserburg (1972) as outlined by Williams (1998)

(2) Uncertainties given at one σ level

Bold spots correspond to analysed used for age calculations.

Table V-6 (following): Zircon U-Pb isotopic data used for the Tera and Wasserburg's (1972) isochron diagrams for samples of Upper Gneiss Unit and Thiviers-Payzac unit.

| Spot | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | Pb* (ppm) | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | f206% | Total | | Radiogenic ratios | | Age (M.A.) | +/- | | |
|--|------------|------------|-------------|-----------|--------------------------------------|-------------|-------------------------------------|-------------|--------------------------------------|----------------|---------------|---------------|------------|-----------|
| | | | | | | | ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb | +/- | ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U | +/- | | | | |
| | | | | | | (1) | (2) | (2) | (2) | | (2) | | | |
| <i>Clair Vivre metarhyolite, Li19 (Thiviers-Payzac Unit)</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 43 | 113 | 2.64 | 3 | 2 091 | - | 12.52 | 0.14 | 0.05656 | 0.00046 | 0.0799 | 0.0009 | 495 | 5 |
| 2 | 80 | 206 | 2.58 | 6 | 2 761 | - | 12.17 | 0.11 | 0.05801 | 0.00045 | 0.0822 | 0.0008 | 509 | 5 |
| 3 | 90 | 279 | 3.09 | 6 | 1 357 | 0.71 | 12.56 | 0.13 | 0.06717 | 0.00070 | 0.0791 | 0.0008 | 491 | 5 |
| 4 | 83 | 129 | 1.56 | 6 | 14 252 | - | 12.83 | 0.13 | 0.05726 | 0.00056 | 0.0780 | 0.0008 | 484 | 5 |
| 5 | 105 | 351 | 3.35 | 7 | - | - | 12.35 | 0.17 | 0.06076 | 0.00062 | 0.0810 | 0.0011 | 502 | 7 |
| 6 | 117 | 102 | 0.87 | 8 | 2 704 | 1.07 | 12.61 | 0.13 | 0.07012 | 0.00158 | 0.0785 | 0.0008 | 487 | 5 |
| 7 | 105 | 205 | 1.94 | 7 | 1 046 | - | 13.41 | 0.14 | 0.05683 | 0.00039 | 0.0746 | 0.0008 | 464 | 5 |
| 8 | 501 | 628 | 1.25 | 33 | 8 053 | - | 13.20 | 0.13 | 0.05859 | 0.00030 | 0.0758 | 0.0008 | 471 | 5 |
| 9 | 262 | 473 | 1.81 | 16 | 576 | 1.81 | 13.90 | 0.17 | 0.07620 | 0.00292 | 0.0706 | 0.0009 | 440 | 5 |
| 10 | 73 | 220 | 3.03 | 5 | 3 363 | 0.52 | 12.95 | 0.18 | 0.06557 | 0.00103 | 0.0768 | 0.0010 | 477 | 6 |
| 11 | 211 | 727 | 3.45 | 13 | - | 0.67 | 14.00 | 0.12 | 0.06683 | 0.00090 | 0.0710 | 0.0006 | 442 | 4 |
| 12 | 202 | 445 | 2.21 | 13 | - | - | 13.47 | 0.12 | 0.05558 | 0.00029 | 0.0743 | 0.0006 | 462 | 4 |
| 13 | 86 | 260 | 3.01 | 6 | - | - | 13.25 | 0.13 | 0.05807 | 0.00049 | 0.0755 | 0.0008 | 469 | 5 |
| 14 | 91 | 125 | 1.37 | 6 | 189 | 7.29 | 10.87 | 0.13 | 0.12109 | 0.00497 | 0.0853 | 0.0010 | 528 | 6 |
| 15 | 76 | 232 | 3.05 | 5 | - | 0.12 | 13.11 | 0.13 | 0.06227 | 0.00101 | 0.0762 | 0.0007 | 473 | 4 |
| 16 | 104 | 282 | 2.70 | 7 | - | - | 13.12 | 0.13 | 0.05607 | 0.00041 | 0.0762 | 0.0008 | 474 | 5 |
| 17 | 119 | 561 | 4.72 | 7 | 66 | 24.40 | 11.41 | 0.41 | 0.26145 | 0.02487 | 0.0662 | 0.0024 | 413 | 14 |
| 18 | 229 | 142 | 0.62 | 17 | 5 195 | 0.09 | 11.76 | 0.11 | 0.06206 | 0.00051 | 0.0849 | 0.0008 | 526 | 5 |
| <i>Sandstone, Li22 (Thiviers-Payzac Unit)</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 142 | 125 | 0.88 | 18 | 888 | 0.15 | 6.90 | 0.12 | 0.06936 | 0.00172 | 0.1447 | 0.0025 | 871 | 14 |
| 2 | 46 | 12 | 0.25 | 3 | 1 079 | 0.38 | 11.98 | 0.15 | 0.06076 | 0.00046 | 0.0831 | 0.0010 | 515 | 6 |
| 3 | 75 | 53 | 0.70 | 5 | 870 | 0.56 | 11.98 | 0.20 | 0.06226 | 0.00097 | 0.0830 | 0.0014 | 514 | 8 |
| 4 | 71 | 29 | 0.41 | 6 | 1 115 | 0.16 | 11.06 | 0.11 | 0.06011 | 0.00066 | 0.0903 | 0.0009 | 557 | 5 |
| 5 | 26 | 14 | 0.53 | 2 | 119 | 4.31 | 12.75 | 0.27 | 0.09140 | 0.00181 | 0.0751 | 0.0016 | 467 | 9 |
| 6 | 44 | 33 | 0.74 | 4 | 114 | 12.03 | 8.12 | 0.19 | 0.16048 | 0.00341 | 0.1083 | 0.0025 | 663 | 15 |
| 7 | 358 | 220 | 0.62 | 27 | 11 367 | 0.20 | 11.52 | 0.13 | 0.05985 | 0.00056 | 0.0867 | 0.0010 | 536 | 6 |
| 8 | 167 | 108 | 0.65 | 13 | - | - | 10.99 | 0.12 | 0.05761 | 0.00033 | 0.0910 | 0.0010 | 561 | 6 |
| 9 | 448 | 289 | 0.64 | 196 | - | 10.47 | 1.98 | 0.04 | 0.25238 | 0.00182 | 0.4515 | 0.0080 | 2 402 | 35 |
| 9b | 260 | 237 | 0.91 | 33 | 2 646 | 2.38 | 6.81 | 0.14 | 0.08803 | 0.00430 | 0.1433 | 0.0029 | 863 | 16 |
| 10 | 139 | 31 | 0.22 | 41 | 4 412 | 5.62 | 2.96 | 0.32 | 0.16126 | 0.01012 | 0.3183 | 0.0339 | 1 782 | 163 |
| 11 | 318 | 400 | 1.26 | 23 | - | 0.38 | 12.21 | 0.15 | 0.06047 | 0.00045 | 0.0816 | 0.0010 | 506 | 6 |
| 11b | 151 | 84 | 0.55 | 11 | - | 0.21 | 11.66 | 0.11 | 0.05973 | 0.00045 | 0.0856 | 0.0008 | 529 | 5 |
| 12 | 190 | 164 | 0.86 | 14 | 299 | 5.39 | 11.81 | 0.26 | 0.10100 | 0.00606 | 0.0801 | 0.0018 | 497 | 11 |
| 13 | 45 | 21 | 0.46 | 4 | 2 019 | 0.45 | 10.81 | 0.13 | 0.06266 | 0.00068 | 0.0921 | 0.0011 | 568 | 6 |
| 14 | 758 | 671 | 0.89 | 52 | 3 694 | 0.54 | 12.62 | 0.10 | 0.06130 | 0.00056 | 0.0788 | 0.0006 | 489 | 4 |
| 15 | 253 | 57 | 0.23 | 18 | 3 175 | 0.22 | 12.37 | 0.11 | 0.05899 | 0.00059 | 0.0807 | 0.0007 | 500 | 4 |
| 16 | 48 | 34 | 0.72 | 4 | 1 049 | 0.07 | 10.79 | 0.11 | 0.05966 | 0.00060 | 0.0927 | 0.0009 | 571 | 5 |
| 17 | 264 | 358 | 1.36 | 24 | 136 | 11.66 | 9.43 | 0.39 | 0.15442 | 0.01193 | 0.0936 | 0.0039 | 577 | 23 |
| 18 | 110 | 78 | 0.71 | 14 | - | - | 6.66 | 0.11 | 0.06215 | 0.00086 | 0.1502 | 0.0026 | 902 | 14 |
| 19 | 117 | 112 | 0.96 | 9 | - | - | 10.74 | 0.11 | 0.05849 | 0.00063 | 0.0931 | 0.0010 | 574 | 6 |
| 20 | 133 | 110 | 0.83 | 46 | 14 634 | - | 2.52 | 0.02 | 0.12813 | 0.00053 | 0.3966 | 0.0039 | 2 153 | 18 |
| 20b | 76 | 54 | 0.71 | 26 | 2 641 | - | 2.55 | 0.03 | 0.12999 | 0.00065 | 0.3926 | 0.0045 | 2 135 | 21 |
| 21 | 252 | 57 | 0.23 | 20 | - | - | 11.07 | 0.11 | 0.05842 | 0.00046 | 0.0903 | 0.0009 | 558 | 5 |
| 22 | 59 | 46 | 0.77 | 5 | 33 163 | 0.23 | 11.34 | 0.16 | 0.06024 | 0.00095 | 0.0880 | 0.0013 | 544 | 8 |
| 23 | 73 | 84 | 1.14 | 9 | 455 | 2.44 | 7.23 | 0.13 | 0.08644 | 0.00130 | 0.1349 | 0.0025 | 816 | 14 |
| 24 | 440 | 56 | 0.13 | 121 | 5 108 | 1.76 | 3.15 | 0.05 | 0.12215 | 0.00108 | 0.3123 | 0.0047 | 1 752 | 23 |
| 24b | 51 | 28 | 0.54 | 15 | 3 206 | 1.68 | 2.86 | 0.06 | 0.13064 | 0.00151 | 0.3438 | 0.0071 | 1 905 | 34 |

(1) % of ²⁰⁶Pb that is common Pb. Correction for common Pb is made using the measured ²³⁸U/²⁰⁶Pb ratios following Tera and Wasserburg (1972) as outlined by Williams (1998)

(2) Uncertainties given at one σ level

Bold spots correspond to analysed used for age calculations.

Table V-6 (following): Zircon U-Pb isotopic data used for the Tera and Wasserburg's (1972) isochron diagrams for samples of Upper Gneiss Unit and Thiviers-Payzac unit.

I.1.7 Discussion

This contribution provides fifty in situ U-Pb ages on zircon summarized in figure V-7. In the following, we discuss the implications of these results on the chronology of the Late Neoproterozoic and Early Paleozoic magmatic events, on the deposition age of the sedimentary formations and on the provenance of the zircon inheritance.

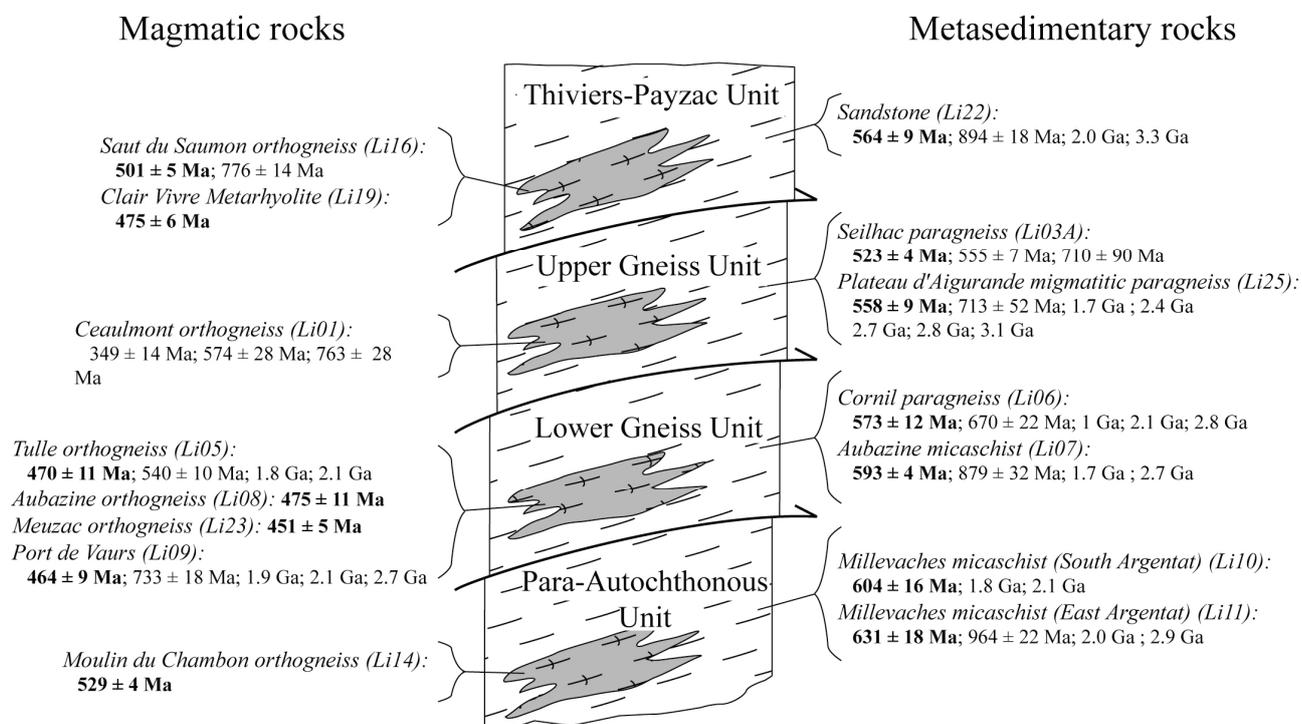


Figure V-7: Schematic diagram summarizing the various U-Pb on zircon ages obtained in the different tectonostratigraphic units of the Limousin area. Bold ages are indicating the maximum deposition ages for the metasedimentary formations and magmatic emplacement ages for the orthogneiss.

I.1.7.1 Late Neoproterozoic and early Paleozoic magmatism

In this study, several Lower Paleozoic zircon age populations were obtained, showing peaks around 531 Ma and 473 Ma (Fig. V-8) in the magmatic samples. No differences were observed between the different tectonostratigraphic units. Indeed, the Moulin du Chambon (Para-Autochthonous unit) and the Saut du Saumon orthogneiss (Thiviers-Payzac unit) yield emplacement ages at 529 ± 4 Ma and 501 ± 5 Ma whereas several other orthogneiss lead to Ordovician ages: 470 ± 11 Ma for the Tulle orthogneiss, with an inherited age at 540 ± 10 Ma, 475 ± 11 Ma for the Aubazine orthogneiss, 451 ± 5 Ma for the Meuzac orthogneiss (LGU), 464 ± 9 Ma for the Port-de-Vours orthogneiss in the LGU, and 475 ± 6 for the Clair Vivre metarhyolite (Thiviers-Payzac unit). Cambrian ages are known in the FMC and other parts of the Variscan belt. Lafon (1984) dated the Caplongue granodiorite at $557 \pm 12 \pm 10$ Ma, where

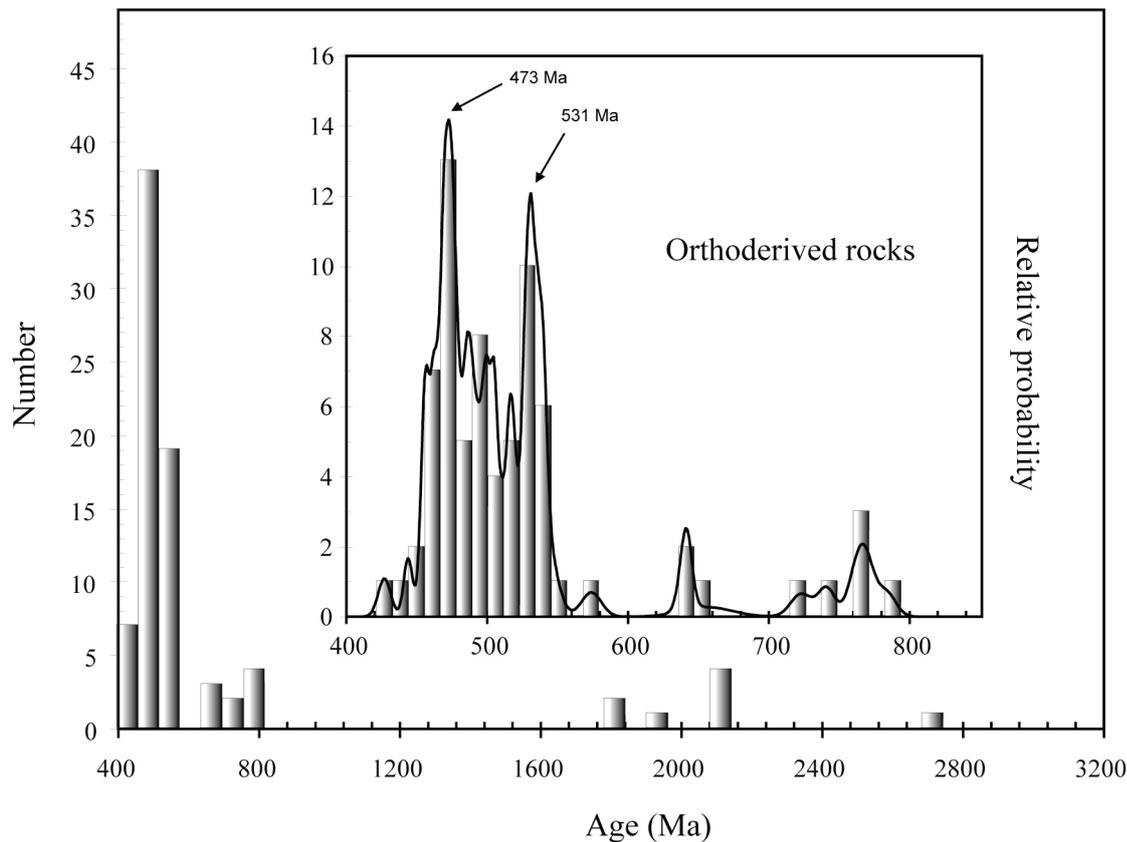


Figure V-8: Synthetic histogram of U-Pb on zircons ages and cumulative probability curve obtained in para-derived samples from the Limousin area. The higher histogram is focused on the period 1100-450 Ma.

as Alexandrov et al (2000) obtained an age at 525 ± 6 Ma (U-Pb on zircon) for the Vergonzac orthogneiss. Ducrot et al. (1979) found an age at 532 ± 13 for the Plaisance orthogneiss (Fig. V-1, 14). Ordovician orthogneiss are also largely widespread in the Variscan belt. In the FMC, the Mont du Lyonnais orthogneiss yields ages at 467 ± 10 Ma and 466 ± 9 Ma (Feybesse et al., 1995). Lafon (1986) found an age at 495 ± 8 Ma for the Meuzac orthogneiss. Several orthogneiss yield Cambrian and Ordovician ages in the Montagne Noire and the Pyrenees (Roger et al., 2004; Cocherie et al., 2005) and in Southern Brittany (Jegouzo et al., 1986).

Detrital zircons from the sedimentary samples investigated lead to peaks around 592 Ma and 557 Ma (Fig. V-9). It is worth noting that in the detrital zircon record presented in the sedimentary samples, there are almost continuous remnants between 680 Ma and 550 Ma, whereas in the magmatic samples, they are just few occurrence between 620 Ma and 540 Ma (Fig. V-8 and V-9).

In the pre-Variscan formations of the Eastern Pyrenees, Castiñeiras et al. (2008) highlighted the existence of two major events at 580-540 Ma and 475-460 Ma. The first one is well represented in the sedimentary formations investigated during this work, with a peak at 560 Ma (Fig. V-9). In the magmatic formations, the peak of activity is slightly younger at 531 Ma (Fig. V-8). In the FMC, the second event seems to take place from 490 Ma to 450 Ma, then during almost 40 Ma.

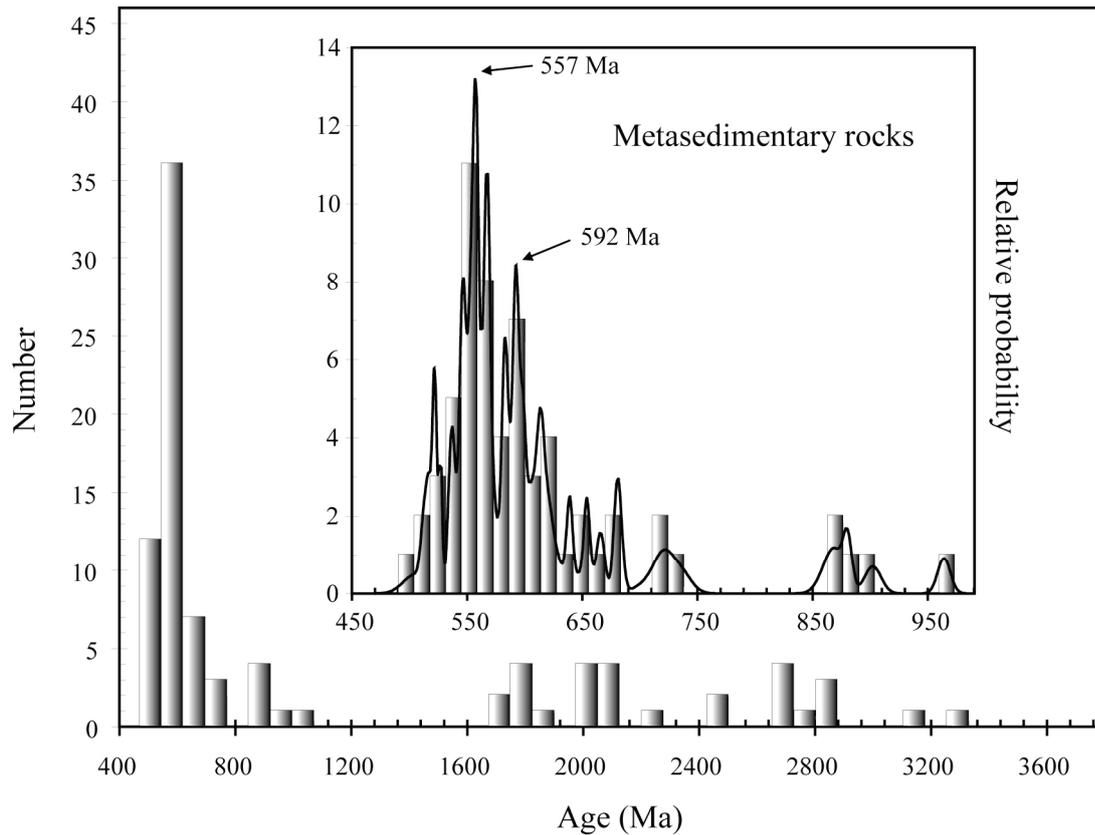


Figure V-9: Synthetic histogram of U-Pb on zircons ages and cumulative probability curve obtained in magmatic samples from the Limousin area. The higher histogram is focused on the period 980-400 Ma.

These results are in good agreement with proposed models on the evolution of the North Gondwana margin. According to Matte (2001), Stampfli et al. (2002) and Von Raumer et al. (2003), at the end of the Neoproterozoic (570-520 Ma), the North Gondwana margin is characterized by an active margin with continental arc-related magmatism and volcano-detrital formations in a back-arc basin. At the end of Cambrian and the beginning of Ordovician (490-470), the back-arc basin developed to induce the formation of a true ocean in its western part, leading to the drift of Avalonia from Gondwana. The ordovician magmatic activity, largely widespread at the North Gondwana margin (Pin & Marini, 1993; Von Raumer et al., 2003), and unrelated to any regional metamorphic event, might represent evidence of rifting process leading to the separation of the South European microcontinents such as Armorica from Gondwana. Our geochronological data provide new information about the duration of the rifting event taking place along the North Gondwana margin during Cambro-Ordovician times. Indeed, the last dated magmatic emplacement at around 450 Ma shows that this event was still active on until the end of the Ordovician in this area, which is in good agreement with obtained results of Friedl et al. (2004) in the Bohemian massif. The general Cambro-ordovician continental breakup of North Gondwana might also be link to mantle plume (Crowley et al., 2000; Floyd et al., 2000). Cocherie et al. (2005) highlighted the

abnormal high thermal environment linked to melting stages of the pre-Variscan magmatic plutons in the Pyrenees and the Montagne Noire. This high thermal setting could be a possible explanation for the non conservation of old relics in the youngest Ordovician granitoids (see further).

I.1.7.2 Deposition age of the sedimentary sequences

Obtained ages on detrital zircon from Precambrian and Lower Paleozoic metasedimentary rocks of the French Massif Central bring new constraints on the maximum depositional ages of these formations. In the Para-Autochthonous Unit, the youngest obtained ages on the Millevaches micaschist are 604 ± 16 Ma and 631 ± 18 Ma in Li10 and Li11 samples respectively; thus the maximum depositional age for this formation is Ediacarian. Detrital zircon from the Cornil paragneiss and the Aubazine micaschist, both from the LGU, yield respectively Precambrian ages at 573 ± 12 and 593 ± 4 Ma. In the UGU, youngest obtained ages in the Plateau d'Aigurande migmatitic paragneiss and Seilhac paragneiss are respectively 558 ± 9 Ma and 523 ± 4 Ma. Detrital zircons hosted in metasandstone from the Thiviers-Payzac unit yield Early Cambrian age at 564 ± 9 Ma. Literature data for deposition ages of these sedimentary sequences are unfortunately lacking. Nevertheless, all these formations are crosscut by pre-orogenic cambrian and ordovician plutons (Fig. V-7). Then, obtained results in the magmatic formations provide minimum depositional ages, in good coherence with the maximum ages given by detrital zircons for the Para-Autochthonous Unit, the LGU and the Thiviers-Payzac Unit (Fig. V-7). In the UGU, the obtained age in the Ceaulmont orthogneiss at 574 ± 28 Ma, could be interpreted as the emplacement age but it is older than the youngest detrital zircons from the studied sedimentary formations. The age at 349 ± 14 Ma is coeval with the regional metamorphism and then cannot correspond to the magmatic event. However, the low number of analysis leading to the age at 574 ± 28 Ma (fig. V-6A) and the important amount of younger analysis showing radiogenic Pb loss and mixing with the common Pb values can imply that this age correspond to inheritance, and the emplacement age would be located between 500 and 400 Ma.

Even if the number of studied samples is low, in the present geometric stack of nappes, it seems that a significant difference exists in the maximum depositional ages of the Para-Autochthonous Unit, the LGU and the UGU formations. Moreover, the LGU and the Thiviers Payzac Unit show close maximum depositional ages. Further works are necessary to discuss in detail the paleogeographic implications of these results.

I.1.7.3 Age inheritance

The correlation of the detrital and inherited zircon populations (fig. V-7, V-8, and V-9) with published ages from nearby areas allows us to discuss possible source areas. Inherited and clastic zircons ages obtained in the analyzed samples lead to a huge amount of Archean and Proterozoic ages and it is possible to distinguish a several groups of age: 3.2 Ga, 2.9-2.4 Ga, 2.3-2.0 Ga, and 1.9-1.6 Ga (Fig. V-7). Similar ages are widely known in western Europe for example in Montagne Noire and Limousin (Gebauer et al, 1989; Alexandre, 2007), and other massifs of the North

Gondwana margin, such as in Neoproterozoic and Lower Paleozoic metasedimentary and volcanosedimentary rocks of NW Spain (Fernández-Suárez et al, 2000; Montero et al., 2007; Castiñeiras et al., 2008), in Calabrian orthogneiss (Micheletti et al, 2007), in orthogneiss from the Ruitor massif in internal Western Alps (Guillot et al., 2002) or in metasediments and orthogneiss of the Cyclades in Greece (Keay & Lister, 2002). Moreover, Armorican metasediments of the Mid-German Crystalline Rise in Central Germany (Gerdes & Zeh, 2006) also show such zircon populations. As remarked by Gebauer et al. (1989) and Keay & Lister (2002), mesoproterozoic ages, related to the Avalonian terranes and the Grenville belts (Mallard & Rogers, 1997; Murphy et al., 2006) are remarkably lacking, characterizing the gondwanan affinity of the inherited zircons. Similar ages are well known in outcropping formations in the West African craton. In Mauritania, the Reguibat Rise is the result of a Mesoarchean event (around 3.1 Ga), reworked by Birimian event (2.3 to 2.0 Ga) (Lahondère et al., 2004). Orosirian ages (1.9-1.7 Ga) are also known in Moroccan Anti-Atlas, corresponding to the Eburnean basement (Gasquet et al., 2005). However, the Grenvillian signature (1.1-0.9 Ga) recorded by detrital zircons in Neoproterozoic and Lower Paleozoic sedimentary formations of the Variscan belt could support the evidence of a feeding from the South American crust in Central Europe and NW Iberia (Friedl et al., 2000; Fernández-Suárez et al, 2000; Gutiérrez-Alonso et al., 2003). But recent study documented also Grenvillian granitoids in the Taoudeni basin in North Gondwana, far of the Amazonian source (D. Lahondère, pers. com.), arguing possibly for a North African source as well. Indeed, a possible crustal thinning dated around 1.1-1.0 Ga is recorded in the Adrar Souttoug massif, in the Moroccan Mauritanides (Villeneuve et al., 2006).

Pan-African inherited and clastic zircons ages found in the French Massif Central compose a large population in the detrital zircons analyzed in this present work. Thus, in agreement with Gebauer et al. (1989), the distribution of zircon inheritance in metasedimentary formations of the FMC reveals a West African provenance. Archean and Paleoproterozoic inherited and clastic zircons ages highlight the contribution of an old continental crust submitted to erosion. However, this contribution seems not very important in comparison to the important Neoproterozoic and Cambrian zircons occurrence, which represents at least 60 % of the total analyzed zircons. In this population, two age peaks can be distinguished at 592 Ma and 557 Ma (Fig. V-9).

The two Tonian ages (at 879 ± 32 Ma and 894 ± 18 Ma, Fig. V-9) in the French Massif Central are unknown in the West African craton, but such ages were described in the Brazilian shield and could correspond to remnants of plutono-volcanic intra-oceanic arcs related to subduction and predating a first collisional event (Brasiliano I) (Medeiros Delgado et al., 2003). Thus, such detrital zircons could have originated by the erosion of magmatic rocks related to this activity, and presently not outcropping in the West African craton.

Ediacarian and Cryogenian ages correspond to the remnants of magmatic formations emplaced during the Pan-African events. Gasquet et al. (2005) described two main stages of magmatic activity in the Anti-Atlas domain in Morocco: (i) ocean opening followed by subduction-related arc magmatism (790-690 Ma), with activity

peaks at 790 Ma and 690 Ma (ii) ocean closure followed by arc-continent collision (690-605 Ma), with peaks at 660 and 615 Ma.

These results show some differences with obtained ages in granulitic metasedimentary xenoliths in the Bournac volcano, which represent samples of the Variscan lower crust, with age peaks at 630 Ma, 520 Ma and 440 Ma (Rossi et al., 2006). The deposition of these sediments took place after 440 Ma, then after the sedimentation of the formation studied in this work. Moreover, a possible source of the Bournac inherited zircons could be the Paleozoic accretionary prism subducted during the Variscan collision.

I.1.7.4 Inheritance in the pre-Variscan magmatic rocks of the French Massif Central

The investigated Cambro-ordovician orthogneiss display a large abundance of inherited zircons, whereas some, in particular most of the youngest orthogneiss, do not contain any inherited zircons. Several explanations can be suggested to account for the existence of these differences. First, it could be simply due to the heterogeneity between the different source materials composing the protolith of these orthogneiss. A second explanation could be related to the melting and emplacement processes. In zirconium undersaturated melts, zircon would be dissolved. Due to the dependence of zircon dissolution in anatectic melts with the melt composition, the water content and the temperature, only large crystals (> 50-100 μm) survive crustal melting and incorporation into a 2% wt H_2O , 750-850°C, zircon undersaturated melt (Watson, 1996). The presence of halogens can also influence on the zircon dissolution (Baker et al, 2002). Montero et al. (2007) argued that fast processes of melting, melt segregation and emplacement, that would not give enough time for zircon dissolution or re-opening of the U-Pb system, could be at the origin of the high inheritance of orthogneiss in the Ollo de Sapo Domain (Central Spain). This implies an important heterogeneity of magmatic processes leading to the emplacement of these plutons. A third possibility might be that this magmatism corresponds to juvenile arc-related magmatism, without any contamination during the ascent of magma. However, this last hypothesis remains unlikely.

The inherited zircons occurrences found in the Cambro-ordovician orthogneiss investigated during this study are similar to the populations from the metasedimentary rocks (Fig. V-8 and V-9), with Archean, Paleoproterozoic and a dominant presence of Neoproterozoic inheritances. Thus, these results support the West African craton as the source area of these magmatic rocks.

I.1.7.5 West European continental crust formation

This study does not support direct evidence for a pre-Variscan basement under the Neoproterozoic - Early Paleozoic sedimentary formations of FMC. Both ortho and para-derived samples yield the same range of inherited or clastic zircons ages and no important difference was revealed between the two types of rocks. But the North Gondwana affinity demonstrated before and the inherited ages obtained in orthogneiss allow us to assume that such a basement was intensively reworked during Pan-African or Orosirian events. A large amount of formations linked to these events crops out in North Africa (Gasquet et al., 2005).

The important amount and the variety of inherited and clastic zircon ages obtained in this study allow us to speculate about the timing of continental crust accretion. Juvenile continental crust is produced from mantle melting at two tectonic settings: (i) subduction zones (Dewey & Horsfield, 1970; Ringwood, 1974) and (ii) intraplate mantle plumes (Kröner & Layer, 1992; Malloé, 1982; Stein & Hoffman, 1994). Previous studies argued for two different models, namely continuous or during growth peaks, the major amount during Archean and Paleoproterozoic times. In regard of the inherited and clastic zircons ages obtained in this study, episodic growth hypotheses seem better constrained. Our results are in good agreement with major events at 2.7-2.6 Ga and 1.9-1.8 Ga (Condie, 1998).

Our results together with previous studies highlight the importance of Neoproterozoic and Lower Paleozoic events in Western Europe, characterized by a large amount of granitic plutonism. In the light of the evolution of the Northern Gondwana margin, with an important history as active margin with subduction continental arc-related, an important episode of juvenile continental crust formation could take place at the end of the Neoproterozoic and the beginning of the Paleozoic in Western Europe. Gerdes & Zeh (2006) argued in favour of this hypothesis in Central Germany.

I.1.8 Conclusion

LA-MC-ICP-MS in situ U-Pb systematic dating of zircon grains from ortho and para-derived rocks from the four main tectonostratigraphic units of the Limousin area (French Massif Central) provide a wide range of inherited and clastic zircons ages from Archean to Early Paleozoic.

Magmatic emplacement ages obtained for the orthogneiss range between 521 ± 7 and 446 ± 6 Ma. Considering all the results from both magmatic and metasedimentary samples, two peaks at 531 and 473 Ma are recognized. The ca around 450 Ma last dated magmatic events suggests that the rifting episode lasted a long period, at least since 490 Ma to 450 Ma, i.e. the entire Ordovician.

Several maximum depositional ages were obtained in the metasedimentary formations of the FMC, ranging from 604 ± 16 Ma for metasediments of the Para-Autochthonous unit, 573 ± 12 Ma for the LGU, 564 ± 9 Ma for the Thiviers Payzac unit, and 523 ± 4 Ma in the UGU, with a decrease of this maximum age upwards in the tectonostratigraphy.

The population of detrital zircon in metasedimentary formations yielded to a wide spectrum of ages with significant peaks at around 590 Ma and 560 Ma.

Archean, Paleoproterozoic and Neoproterozoic detritic zircons argued for a West African craton affinity of the sedimentation.

With a large representation in the inherited and detrital zircon populations, Neoproterozoic and Lower Paleozoic events played an important role in the continental crustal growth of Western Europe.

I.1.9 Références (reportées en fin de manuscrit)

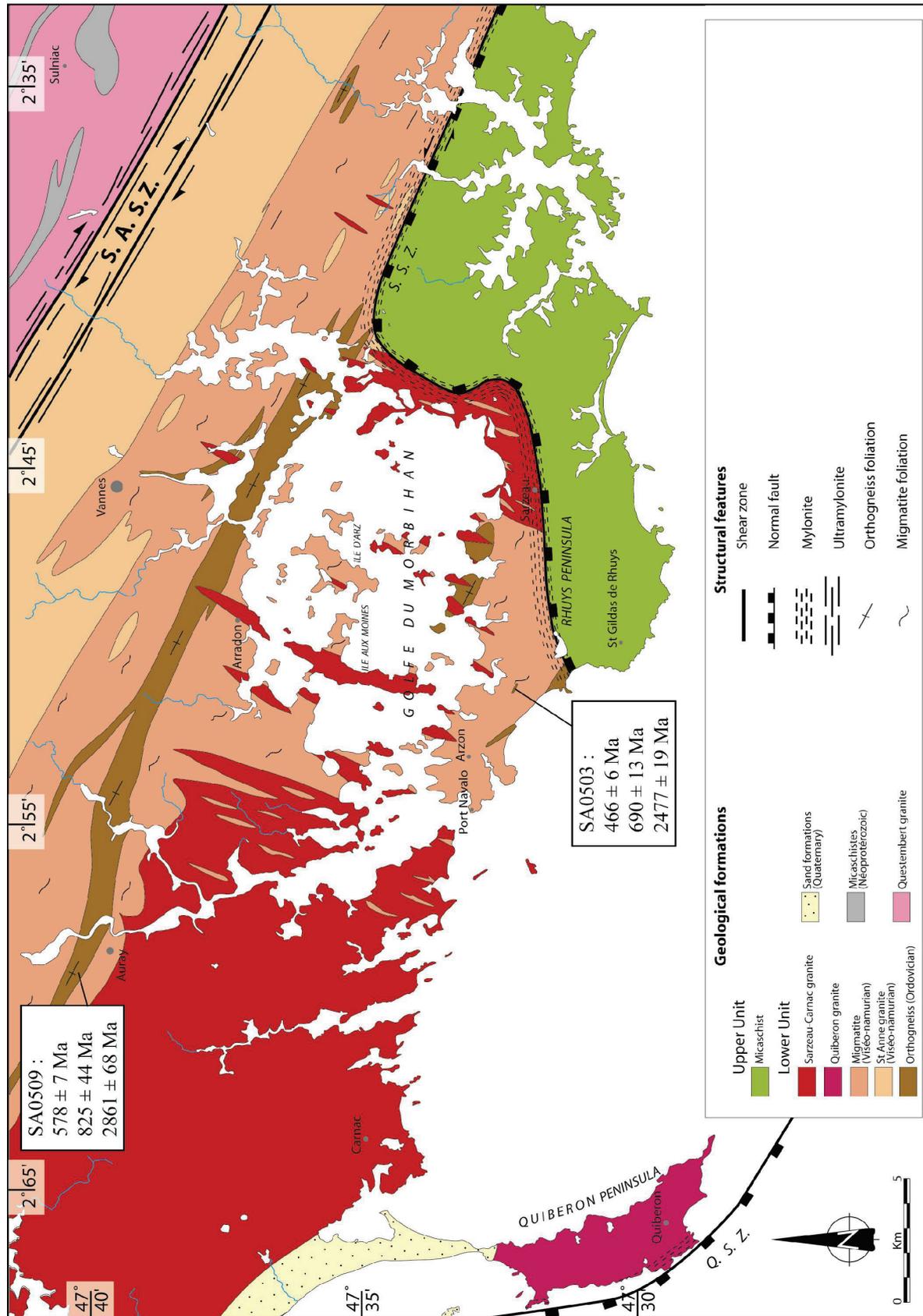


Figure V-10: Carte géologique simplifiée du golfe du Morbihan et âges U-Pb sur zircon obtenus pour les orthogneiss de Sarzeau et Ponsac (D'après Turrillot, 2007).

I.2 Second exemple : le golfe du Morbihan.

De nombreuses lentilles d'orthogneiss, de tailles hectométriques à plurikilométriques affleurent au sein des migmatites du golfe du Morbihan. Le cadre structural général a été exposé dans le chapitre précédent (cf. p. 100). Les deux échantillons présentés dans cette section proviennent de deux de ces orthogneiss, le premier visible dans la carrière de Sarzeau (SA0503) et le second au Nord de Carnac, l'orthogneiss de Ponsac (SA0509). Les descriptions pétrologiques des échantillons étudiés sont présentées avec les résultats géochronologiques.

Orthogneiss de Sarzeau (SA0503)

La paragenèse principale est composée, par ordre d'abondance décroissante, de quartz, feldspaths potassique de grosse taille, plagioclase et de biotite. Le feldspath potassique est très altéré, ainsi que la biotite qui est presque totalement déstabilisée en chlorite. La phase accessoire est constituée par de grosse apatite, et de zircon principalement en inclusion dans la biotite.

Le zircon est incolore, très fracturé et montre de nombreuses inclusions d'apatite. Les rapports largeur / longueur sont de l'ordre de 1/2 à 1/4. Leur longueur varie entre 150 et 250 μm . Les formes typologiques de ces zircons sont de type S₁₇, S₁₈, S₁₃ et S₁₄, typiques des granites calco-alcalins.

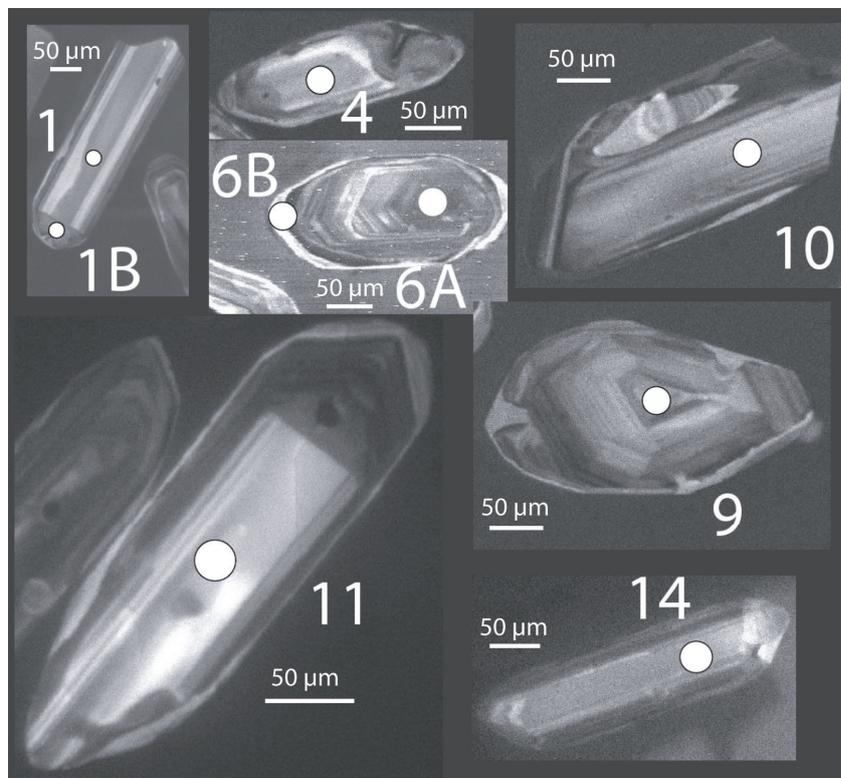


Figure V-11 : Images en cathodoluminescence des zircons datés de l'orthogneiss de Sarzeau (SA0503).

Ces zircons présentent quelques rares cœurs hérités (ex. Fig. V-11, zircons 10). Des zonations de croissance bien marquées sont de plus observées (ex. Fig. V-11, zircons 6 et 9), ainsi que des zonations de secteurs (ex. Fig. V-11, zircons 1 et 11).

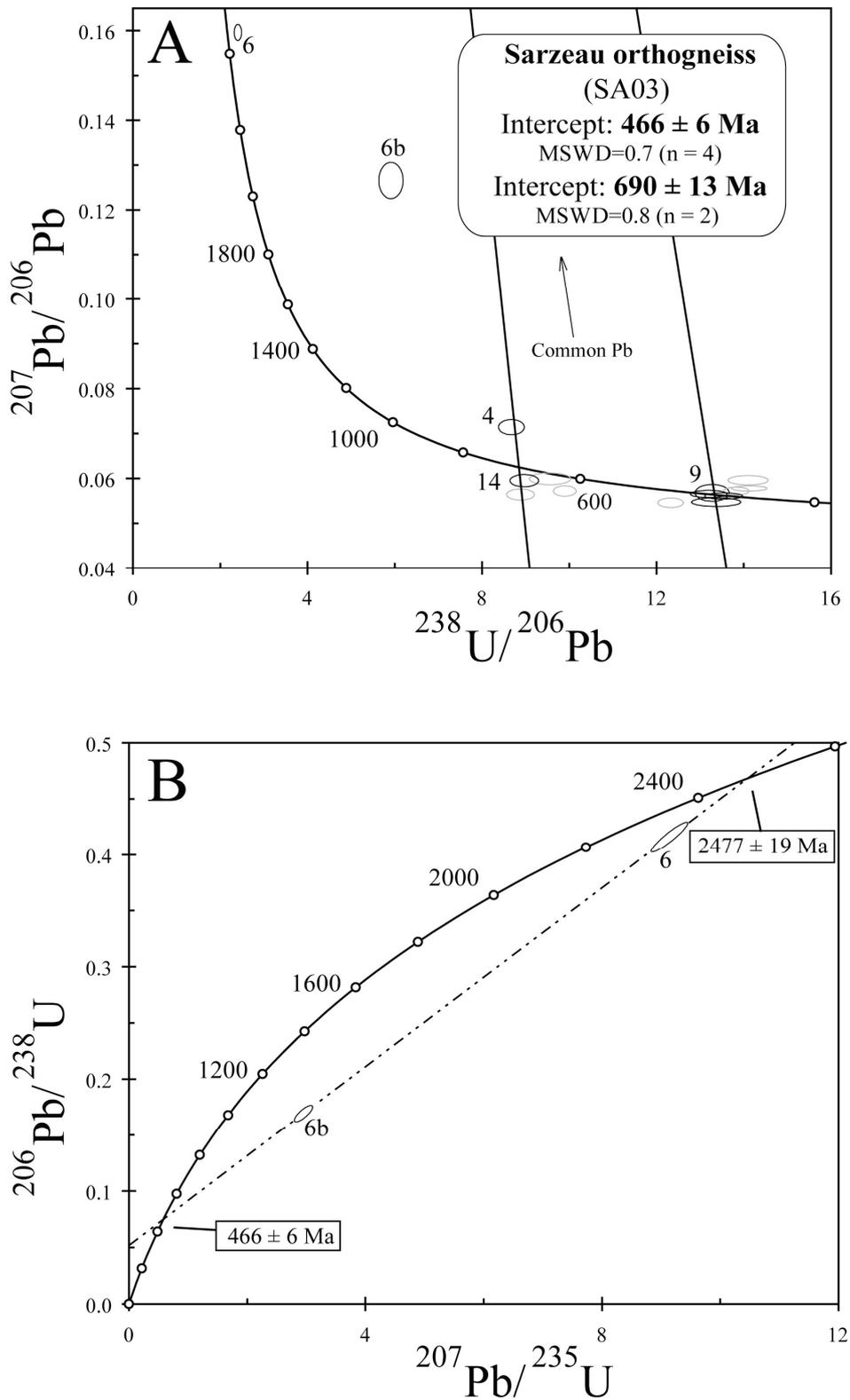


Figure V-12: A : Diagramme isochrone selon Tera & Wasserburg (1972) et B : Diagramme Concordia, pour l'orthogneiss de Sarzeau (SA0503).

14 grains ont été analysés pour un total de 16 analyses. Les rapports Th/U sont compris entre 0,01 et 0,8, avec une moyenne de 0,4. Les concentrations en U sont de 90 à 500 ppm, avec une valeur moyenne de 180 ppm, celles de Th sont comprises entre 1 et 280 ppm, avec une moyenne de 80 ppm, et celles de Pb entre 5 et 170 ppm, avec une moyenne autour de 20 ppm (Tableaux V-7 et V-8). Seulement deux analyses montrent une proportion de Pb commun supérieure à 1 %. Quatre analyses concordantes fournissent un âge à 466 ± 6 Ma, avec un MSWD acceptable de 0,7 (Fig. V-12A), cet âge étant interprété comme l'âge de mise en place du granitoïde. Deux analyses permettent de tracer une droite de mélange avec les valeurs du Pb communs et conduisent à un âge hérité de 690 ± 13 Ma, avec un MSWD de 0,8. Deux analyses effectuées sur le même grain montrent un cœur hérité à 2477 ± 19 Ma, et une bordure fournissant un âge de mélange entre cet âge hérité et l'âge à 466 ± 6 Ma (Fig. V-12B).

Orthogneiss de Ponsac (SA0509)

La paragenèse principale est constituée de : quartz + biotite + plagioclase + feldspath alcalin \pm grenat \pm sillimanite. La biotite est présente sous forme de gros amas soulignant la foliation. Le feldspath alcalin est rare et très perthitisé. La phase accessoire est principalement composée d'apatite et de zircon. Le zircon se situe principalement en inclusion dans la biotite.

Les zircons de cet orthogneiss sont incolores à rosés, avec des inclusions en baguettes fines d'apatite. Le rapport largeur / longueur s'échelonne entre 1/2 et 1/4. Les formes typologiques reconnues sont de type S₁₃ et S₁₄.

En cathodoluminescence (Fig. V-13), les cœurs sont moins luminescents que leurs bordures (ex. Fig. V-13, zircons 10, 14 et 15). De multiples zonations de croissances concentriques sont visibles dans les bordures (ex. zircons 11 et 12). De belles zonations en secteurs sont de plus observables, par exemple le zircon 17 de la figure V-13.

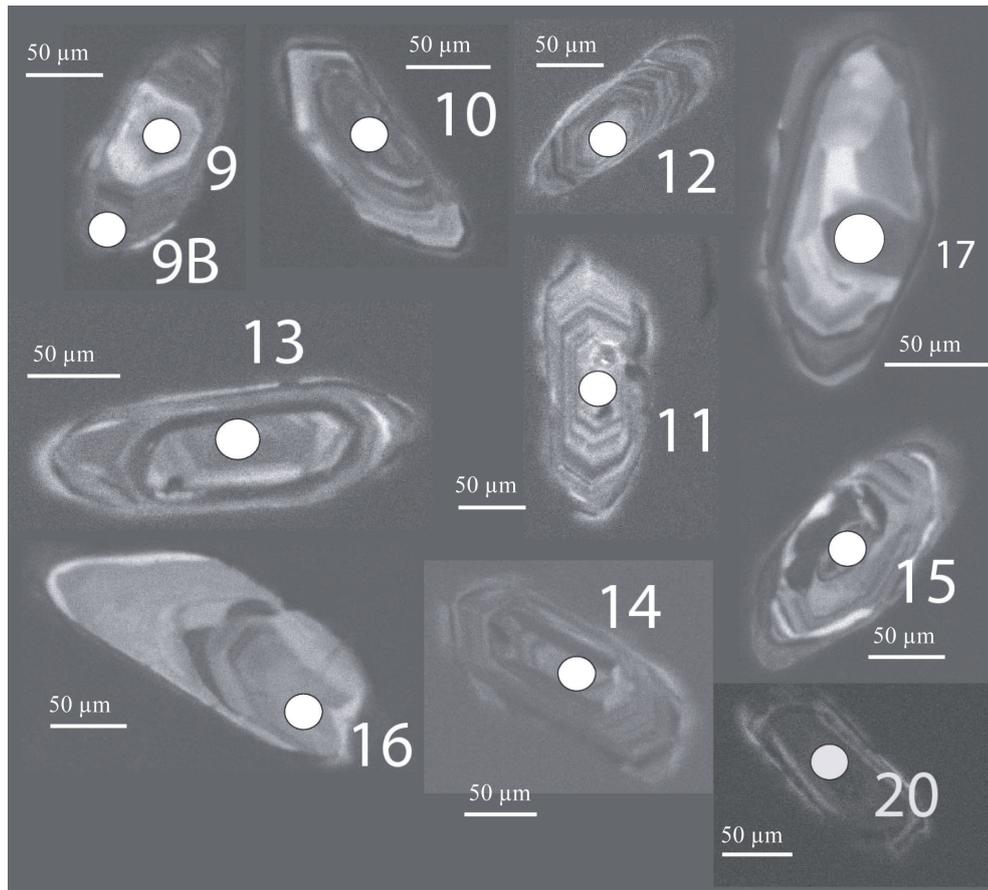


Figure V-13 : Images en cathodoluminescence des zircons datés de l'orthogneiss de Ponsac (SA0509).

22 grains ont été analysés pour un total de 23 analyses. Les rapports Th/U s'étalent entre 0,2 et 2,5, avec une valeur moyenne à 0,8. Les concentrations en U varient entre 120 et 1140 ppm, avec une valeur moyenne à 480 ppm, celles de Th entre 60 et 1250 ppm avec une valeur moyenne à 380 ppm, et celles de Pb entre 10 et 140 ppm avec une valeur moyenne à 50 ppm (Tableaux V-7 et V-8). Six analyses exposent des proportions de Pb commun supérieure à 1 %. Une première population de six analyses fournit un âge à 578 ± 7 Ma, avec un MSWD de 1,6 (Fig. V-14A). Une seconde population de trois analyses conduisent à un âge hérité à 825 ± 44 Ma, avec un MSWD acceptable à 2,7. Trois analyses s'alignent de plus le long d'une droite de mélange entre ce dernier (825 ± 44 Ma) et un âge hérité extrapolé à 2861 ± 68 Ma (Fig. V-14B).

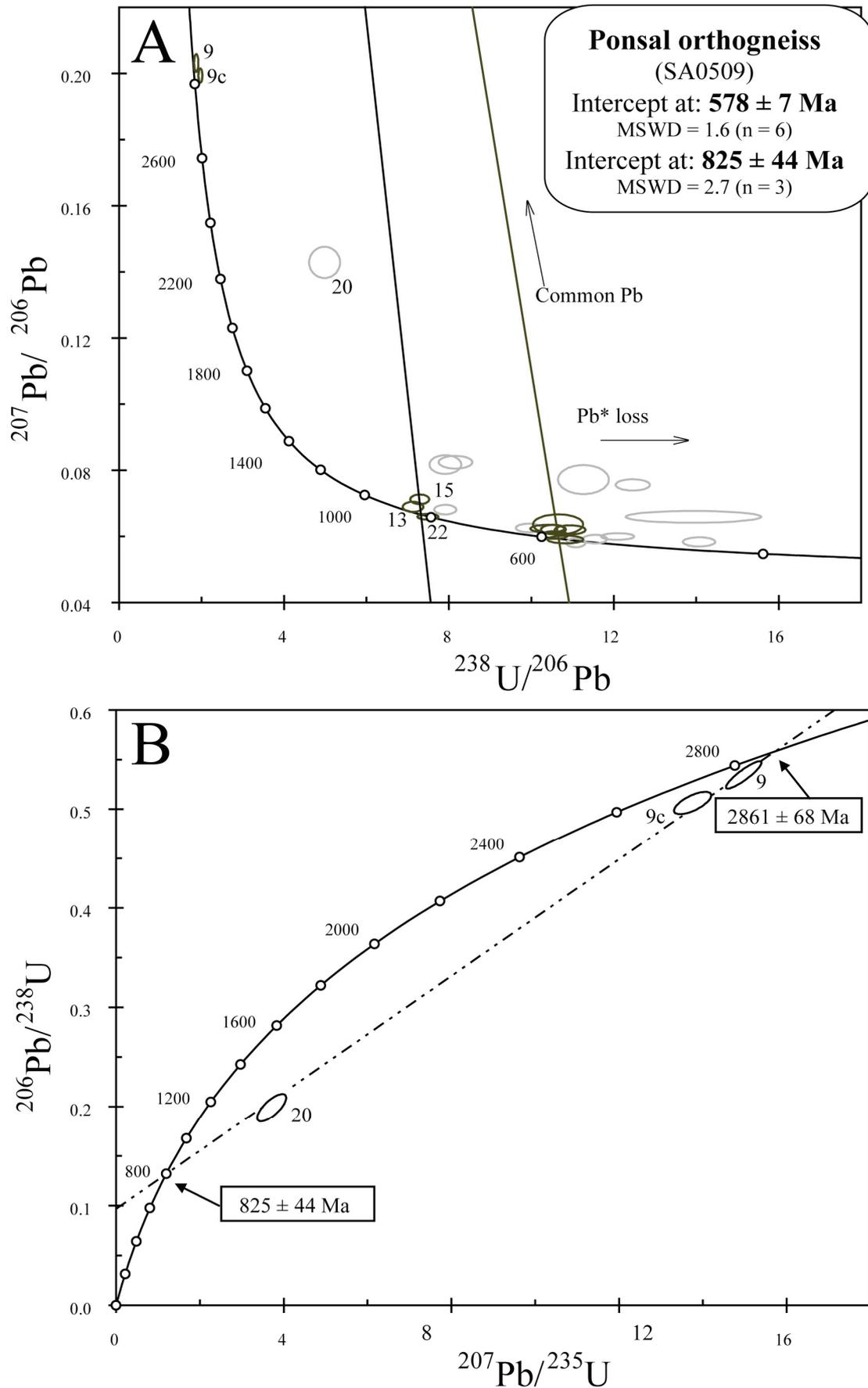


Figure V-14: A : Diagramme isochrone selon Tera & Wasserburg (1972) et B : Diagramme Concordia, pour l'orthogneiss de Ponsac (SA0509).

| Spot | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | Pb* (ppm) | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | f ₂₀₆ % (1) | Total | | | | Radiogenic ratio | | Age (M.A.) | +/- (2) |
|---|---------|----------|------|-----------|--------------------------------------|---------------------------|-------------------------------------|------------|--------------------------------------|------------|--------------------------------------|------------|------------|------------|
| | | | | | | | ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb | +/- (2) | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | +/- (2) | ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U | +/- (2) | | |
| <i>Sarzeau orthogneiss (SA0503, South Armorican massif)</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 92 | 72 | 0.78 | 6 | 3 740 | - | 13.27 | 0.16 | 0.05681 | 0.00077 | 0.0753 | 0.0008 | 451 | 5 |
| 4 | 88 | 43 | 0.48 | 8 | 933 | 1.00 | 8.67 | 0.12 | 0.07142 | 0.00069 | 0.1141 | 0.0015 | 671 | 9 |
| 9 | 133 | 62 | 0.47 | 8 | 2 605 | - | 13.19 | 0.17 | 0.05656 | 0.00033 | 0.0758 | 0.0009 | 453 | 5 |
| 10 | 323 | 123 | 0.38 | 20 | 7 228 | - | 13.54 | 0.18 | 0.05610 | 0.00028 | 0.0739 | 0.0009 | 442 | 5 |
| 11 | 142 | 59 | 0.42 | 9 | 5 821 | - | 13.37 | 0.23 | 0.05473 | 0.00040 | 0.0748 | 0.0012 | 448 | 7 |
| 14 | 136 | 68 | 0.50 | 13 | 9 066 | - | 8.97 | 0.13 | 0.05952 | 0.00056 | 0.1115 | 0.0015 | 657 | 9 |
| <i>Ponsal orthogneiss (SA0509, South Armorican massif)</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| 10 | 469 | 204 | 0.44 | 36 | - | 0.30 | 10.94 | 0.15 | 0.06198 | 0.00056 | 0.0911 | 0.0012 | 542 | 7 |
| 11 | 370 | 493 | 1.33 | 29 | 2 055 | 0.25 | 10.53 | 0.12 | 0.06210 | 0.00058 | 0.0947 | 0.0010 | 562 | 6 |
| 12 | 535 | 210 | 0.39 | 41 | 4 692 | - | 10.82 | 0.18 | 0.05908 | 0.00048 | 0.0924 | 0.0014 | 549 | 8 |
| 13 | 422 | 325 | 0.77 | 49 | - | 0.16 | 7.13 | 0.10 | 0.06894 | 0.00063 | 0.1401 | 0.0018 | 814 | 10 |
| 14 | 241 | 184 | 0.76 | 19 | 1 916 | 0.45 | 10.65 | 0.25 | 0.06363 | 0.00124 | 0.0935 | 0.0020 | 555 | 12 |
| 15 | 171 | 161 | 0.94 | 20 | 4 501 | 0.51 | 7.29 | 0.09 | 0.07123 | 0.00059 | 0.1364 | 0.0016 | 795 | 9 |
| 16 | 180 | 139 | 0.77 | 14 | 7 662 | 0.04 | 10.56 | 0.14 | 0.06040 | 0.00046 | 0.0947 | 0.0011 | 562 | 7 |
| 17 | 123 | 121 | 0.99 | 10 | 1 050 | 0.25 | 10.39 | 0.17 | 0.06234 | 0.00047 | 0.0960 | 0.0014 | 569 | 8 |

(1) % of ²⁰⁶Pb that is common Pb. Correction for common Pb is made using the measured ²³⁸U/²⁰⁶Pb ratios following Tera & Wasserburg (1972) as outlined by Williams (1998)

(2) Uncertainties given at one σ level.

Tableau V-7 : Données isotopiques utilisées pour la construction des diagrammes Tera & Wasserburg (1972) pour les orthogneiss provenant du golfe du Morbihan.

| Spot | U (ppm) | Th (ppm) | Th/U | Pb* (ppm) | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | f ₂₀₆ % (1) | Radiogenic ratios (²⁰⁴ Pb corrected) | | | | ρ | Ages (Ma) | | | | Conc. % | | | | |
|---|---------|----------|------|-----------|--------------------------------------|---------------------------|--|------------|---------|------------|---------|-----------|------------|---------|------------|------------|---------|------------|---------|------------|
| | | | | | | | 206/238 | +/- (2) | 207/235 | +/- (2) | | 207/206 | +/- (2) | 206/238 | +/- (2) | | 207/235 | +/- (2) | 207/206 | +/- (2) |
| <i>Sarzeau orthogneiss (SA0503, South Armorican massif)</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 6 | 487 | 284 | 0.58 | 168 | 74 494 | 0.02 | 0.4158 | 0.0055 | 9.141 | 0.126 | 0.15944 | 0.00082 | 0.934 | 2 168 | 25 | 2 298 | 13 | 2 416 | 9 | 90 |
| 6b | 115 | 1 | 0.01 | 16 | - | - | 0.1692 | 0.0030 | 2.952 | 0.063 | 0.12657 | 0.00166 | 0.809 | 971 | 17 | 1 351 | 17 | 2 016 | 24 | 48 |
| <i>Ponsal orthogneiss (SA0509, South Armorican massif)</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 9 | 120 | 61 | 0.50 | 51 | 5 389 | 0.26 | 0.5063 | 0.0046 | 13.755 | 0.180 | 0.19706 | 0.00197 | 0.679 | 2 557 | 20 | 2 677 | 13 | 2 770 | 17 | 92 |
| 9b | 138 | 88 | 0.64 | 62 | - | - | 0.5346 | 0.0056 | 14.975 | 0.173 | 0.20315 | 0.00108 | 0.895 | 2 674 | 24 | 2 758 | 12 | 2 819 | 9 | 95 |
| 20 | 815 | 154 | 0.19 | 135 | 1 829 | 0.93 | 0.1988 | 0.0056 | 3.713 | 0.141 | 0.13545 | 0.00365 | 0.732 | 1 128 | 30 | 1 527 | 31 | 2 135 | 47 | 53 |

(1) f₂₀₆ % denotes the percentage of ²⁰⁶Pb that is common-Pb according to the measurement of ²⁰⁴Pb

(2) Uncertainties given at one σ level.

(3) For % Conc., 100 % denotes a concordant analysis.

Tableau V-8 : Données isotopiques utilisées pour la construction des diagrammes Concordia pour les orthogneiss provenant du golfe du Morbihan.

II. Datation chimique U-Th-Pb *in situ* sur monazite

II.1 Présentation de l'article

L'article 2 est accepté et en attente de publication dans le numéro thématique « Chaîne Varisque » du *Bulletin de la Société Géologique de France*, depuis le 22 juillet 2007.

Dans cet article, nous apportons de nouvelles contraintes géochronologiques sur l'événement de cisaillement ductile vers le NO (D₂) principalement observé dans le Massif Central et le domaine Sud armoricain. La datation de monazite à la microsonde électronique couplée à une étude structurale et texturale a permis d'obtenir l'âge du métamorphisme MP/MT associé à cet événement.

II.2 Article 2 : Monazite U-Th/Pb chemical dating of the Early Carboniferous syn-kinematic MP/MT metamorphism in the Variscan French Massif Central

Jérémie Melleton

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), UMR CNRS 6113, 45067 Orléans cedex 2, France

Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), BP 36009, 45060 Orléans Cedex 2, France.

Michel Faure

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), UMR CNRS 6113, 45067 Orléans cedex 2, France

Alain Cocherie

Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), BP 36009, 45060 Orléans Cedex 2, France

Corresponding author: j.melleton@brgm.fr

II.2.1 Abstract

In situ U-Th-Pb geochronology on monazite using Electron Probe Micro Analyser, constrained by structural and textural observations, has been performed on four samples from the Limousin area (northwest part of the French Massif Central) in order to date the syn-kinematic MP/MT metamorphism related to the top-to-the-NW shearing that deformed the stack of nappes in this zone of the Variscan belt. All the analyzed samples lead to a mean age at 360 ± 4 Ma. The close range of ages obtained during this study (360 Ma) and with the previous ^{40}Ar - ^{39}Ar ones (360-350 Ma) suggests fast processes of cooling and exhumation during the Early Carboniferous in internal zones of the Variscan belt. The geodynamic significance of this Early Carboniferous event is discussed at the scale of the Ibero-Armorican orocline.

Key words: Monazite U-Th/Pb chemical dating, French Massif Central, Limousin, Variscan Belt.

II.2.2 Introduction

The study of orogenic belts strongly requires absolute geochronological data in order to decipher the polyphase deformation, the metamorphic and magmatic histories experienced by the various litho-tectonic units during the succession of events. In the French Variscan belt, in spite of numerous petrological, geochemical and structural works, geochronological constrains dealing with the tectonic and metamorphic evolution are still scarce and thus cast a wide uncertainty of the available P-T-t paths. Moreover, the geodynamics and tectonic setting of some events are still matter of debate, for example the location of sutures and major tectonic boundaries, ages of events and geodynamic scenarii (Matte, 1986; 1991; Ledru et al., 1989; Faure et al., 1997; 2005; Lardeaux et al., 2001). The main thickening stages of the tectono-metamorphic evolution of the French Variscan belt can be depicted in three tectonic, metamorphic and magmatic events (e.g. Faure et al., 2005). An early event (D0), coeval with the high to ultra high pressure metamorphism, is recognized in the eclogite facies rocks and dated around 420-400 Ma. This event corresponds to the Silurian subduction and closure of the Mid-European ocean. A D1 event is characterized by a NE-SW trending mineral lineation associated with a top-to-the SW shearing. The D1 event is coeval with a medium pressure - medium temperature (MP/MT) metamorphism represented by biotite-kyanite-garnet assemblage in the paragneiss and crustal melting dated of Middle Devonian around 385-375 Ma (Lafon, 1986; Duthou et al., 1994; Faure et al., 2008). This event is interpreted as the exhumation stage of the high pressure metamorphic formations during the collision between Gondwana to the South and Armorica to the North (Matte, 1991; Faure et al., 2005). A third event (D2), with a regional extent in the entire French Massif Central (excepting its southernmost area) to the southern part of Massif Armoricain, occurred in Late Devonian - Early Carboniferous. It is characterized by a NW-SE trending lineation associated with a top-to-the NW shearing, reworking the stack of nappes previously formed during the D1 event.

The South Limousin area, corresponding to the northwest part of the FMC, has been chosen for the geochronological investigations since northwestward shearing is pervasively developed in all units (Floc'h, 1983; Bellot & Roig, 2007).

Determination of U-Th-Pb system closure ages of monazite using electron-probe microanalyzer (EPMA) became popular in the last decade to date metamorphic or magmatic events. Further developments and many studies have demonstrated the ability of this method to lead to reliable ages on monazite at μm scale (Suzuki & Adachi, 1991; Montel et al., 1994, 1996; Cocherie et al., 1998; Williams et al., 1999; Pyle et al., 2002; Seydoux-Guillaume et al., 2003; Jercinovic and Williams, 2005).

This paper provides the first in situ dating of the syn-kinematic MP/MT metamorphism, recognized as the D2 event in the French Massif Central.

II.2.3 Tectonic framework of the French Massif Central (FMC)

Extending on more than 8000 km from the Appalachians to the Caucasus, the Variscan belt results from the late Paleozoic convergence and collision between two continents, Gondwana to the South and Laurussia to the North (e.g. Matte, 1986; 1991). The French Massif Central (FMC), which is one of the largest pieces of the Variscan belt of Western Europe, belongs to the north Gondwana margin deformed and metamorphosed during the Paleozoic. It is now widely accepted that the structure of the FMC is a stack of metamorphic nappes with a dominantly top-to-South displacement (Floc'h, 1983; Ledru et al., 1989; Faure et al., 2005 and enclosed references). The Limousin area represents the north-western part of the FMC, West to the Sillon Houiller Fault. From bottom to top, four main tectonic units are distinguished (Fig. V-15). i) The Para-autochthonous Unit consists of a metapelite-metagraywacke series with some quartzite beds and volcanic rocks metamorphosed during the NW-directed shearing under amphibolite facies conditions indicated by staurolite-garnet-biotite assemblage. A Neoproterozoic to Ordovician age is generally accepted for these series that crop out in small tectonic windows. ii) The Lower Gneiss Unit (LGU) contains numerous Early Cambrian and Early Ordovician alkaline granitoids intruded in paraderived host rocks iii) The Upper Gneiss Unit (UGU) contains eclogite boudins, and mafic or felsic granulites lenses (formed during the high pressure D0 metamorphic event) hosted by migmatitic paragneiss, metasediments and orthogneiss (Santallier, 1981; Floc'h, 1983; Lardeaux et al., 2001). iv) The Thiviers-Payzac Unit (TPU) is formed by Cambrian metagraywakes, rhyolites and quartzites intruded by Ordovician granites. All these units are intruded by granitoids from the Late Devonian to the Late Carboniferous (Duthou et al., 1984).

Top-to-the-NW ductile shearing structures are observed from the south-eastern part of the Massif Central up to the Massif Armorican (Brun & Burg, 1982; Bouchez & Jover, 1986; Burg et al., 1984; 1987; Friedrich et al., 1988). In the South Limousin area, the D2 event, characterized by NW-SE trending lineation with a top-to-the NW shearing, is widespread in the LGU, the UGU and the northernmost part of the Para-autochthonous unit. In the TPU, the vertical foliation, horizontal lineation

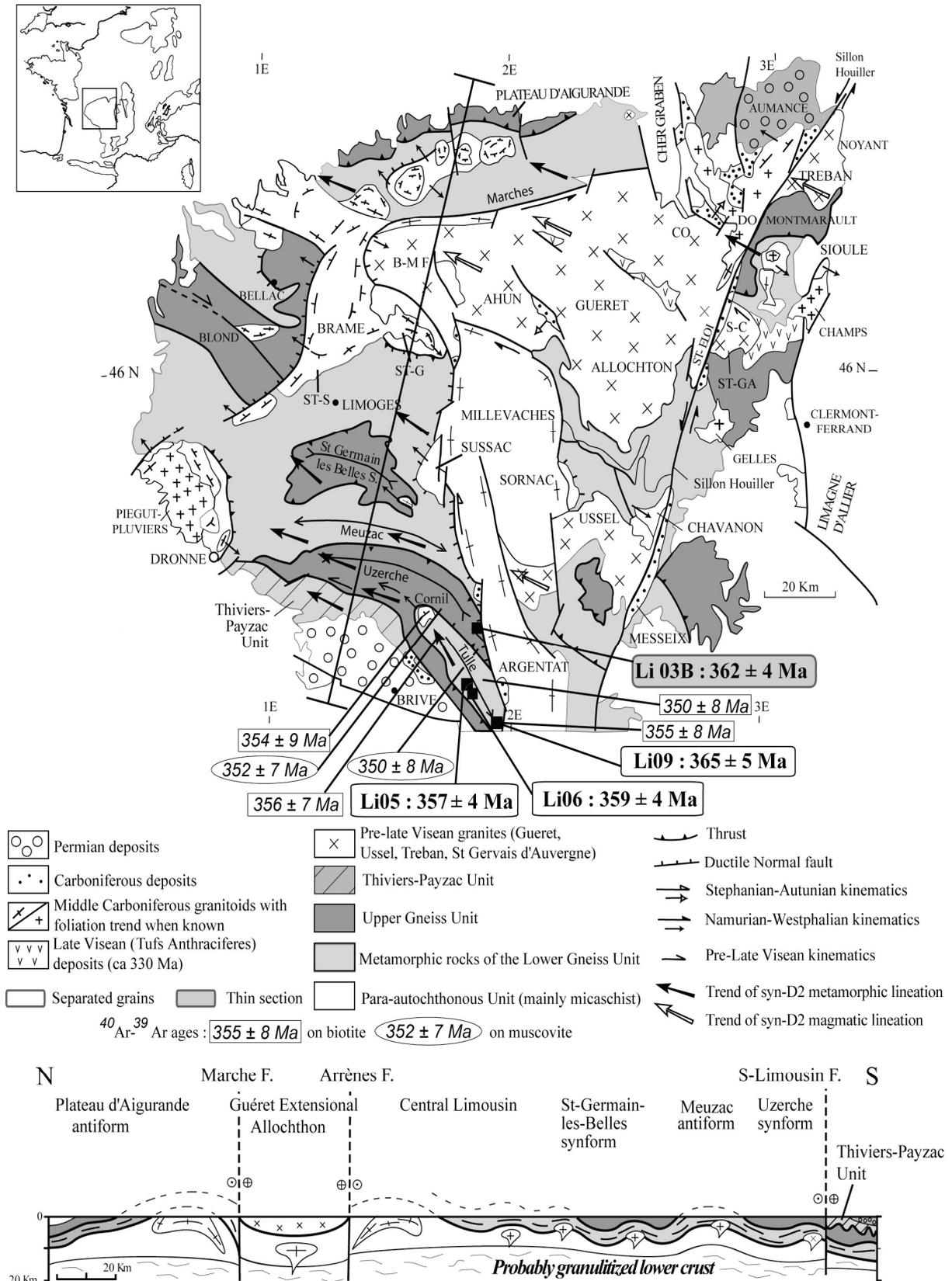


Figure V-15: Structural map and N-S cross section of the Limousin area, with sample locations. ^{40}Ar - ^{39}Ar ages on biotite are from Costa (1991-1992). Ages from this study are presented in bold.

and associated kinematic criteria attest for a sinistral strike-slip fault developed around 350 Ma (Roig et al., 1996). However, it is likely that the flat-lying foliation with top-to-the NW shearing trending lineation was turned to vertical during the dextral strike-slip event.

Peraluminous cordierite bearing granitoids, called Guéret-type plutons, emplaced at the end of the D2 event, as suggested by the magmatic to sub-solidus fabrics, the NW-SE trending lineation and their ages (Bouchez & Jover, 1986). Indeed, the Guéret-type plutons are dated at ca 360-350 Ma by whole rock Rb/Sr method and monazite U-Th-Pb chemical method (Berthier et al., 1979; Cartannaz et al., 2007).

Several geodynamic and tectonic interpretations of the D2 event were previously proposed to explain the top-to-the-NW shearing such as: i) transpressional tectonics during a single orogenic cycle (Brun & Burg, 1982) ii) nappe thrusting (Bouchez & Jover, 1986) iii) syn-orogenic extension (Mattauer et al, 1988) iv) a second compressional cycle after a short period of extension during Upper Devonian (Faure et al, 1997; 2005). In this context, new geochronological data might bring new insights to distinguish between the monocyclic and polycyclic models.

II.2.4 Petrological setting of the D2 event

Monazite potentially grows in a wide range of metamorphic conditions from mid-amphibolite to granulite facies conditions (Bingen et al, 1996; Foster et al, 2002; Pyle & Spear, 2003) as well as during retrograde processes and low-T hydrothermal events (Rasmussen et al., 2001; Harlov et al., 2002; Schaltegger et al., 2005; Bé Mézème et al., 2005b). Thus, monazite dating has to be linked with petrological studies in order to constraint the growth conditions and then to link obtained ages with a tectonic event.

Previous studies characterized thermo-barometric constraints of the D2 event in the Limousin, the Rouergue and La Sioule areas (e.g. Floc'h, 1983; Feix, 1988; Burg et al., 1989; Duguet et al. 2007; Bellot & Roig, 2007; Schulz, 2008). These authors argued for a prograde then retrograde MP-MT metamorphism coeval with the NW-directed shearing (Fig. V-16). In the LGU, paragneiss and amphibolite yield temperature conditions at 550-600°C and 700-800°C respectively, and pressure at 0.8-1 GPa (Santallier, 1981). Syn-D2 P-T peaks were estimated at 0.9 GPa and 630 °C and 0.72 GPa and 680 °C for the upper and the lower parts of the LGU, respectively (Fig. V-16; Bellot & Roig, 2007). In the UGU, syn-D1 metamorphic minerals, such as kyanite, are reworked as cataclazed grains boudinaged along the D2 NW-SE lineation or included in garnet or plagioclase crystallized during D2. Syn-D2 minerals, such as biotite, garnet and staurolite, indicate P-T conditions at 0.7-1 GPa and 600-700°C. A syn-D2 P-T peak was found at 0.7 GPa and 610 °C for the UGU (Fig. V-16; Bellot & Roig, 2007). In the TPU, a barroviaan metamorphism characterized by biotite, garnet and staurolite is coeval with top-to-the-NW ductile shearing (Duguet et al., 2007). The TPU reached peak P-T conditions estimated from garnet compositional zoning and matrix minerals around $0.66-0.90 \pm 0.12$ GPa and 615-655 ±

35 °C (Fig. V-16; Duguet et al, 2007). Bellot & Roig (2007) found similar conditions of 0.5 GPa/460°C to 0.8 GPa/670°C for the TPU.

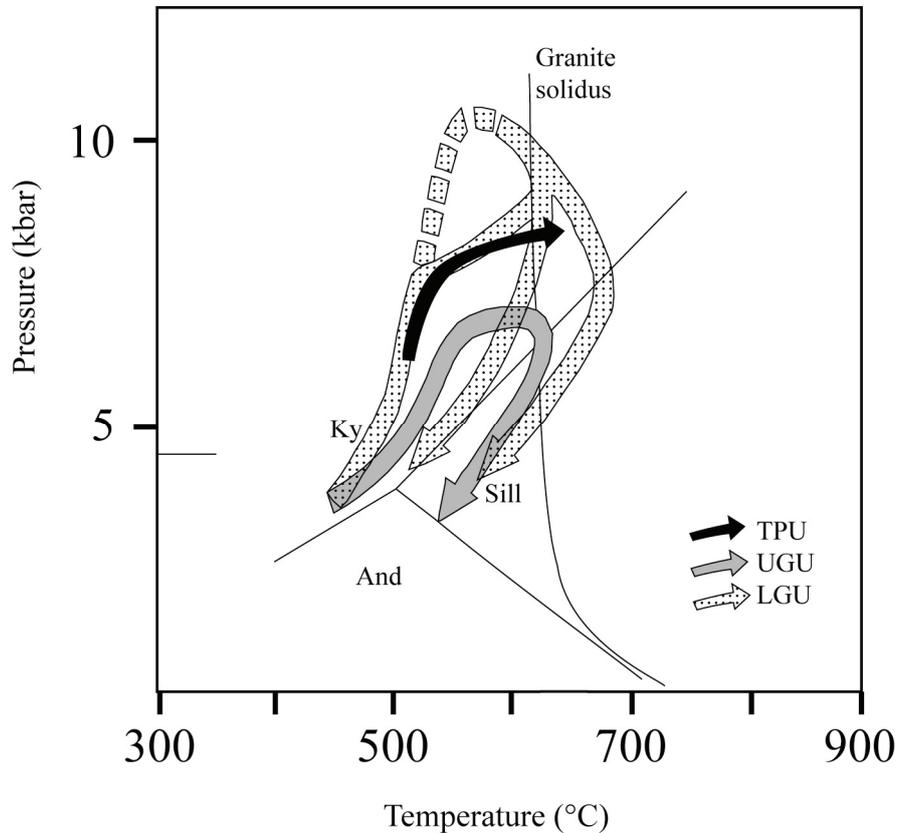


Figure V-16: P-T paths on Thiviers-Payzac unit (TPU), Upper Gneiss Unit (UGU) and Lower Gneiss Unit (LGU) derived from Duguet et al. (2007) and Bellot & Roig (2007). For the LGU, the upper path corresponds to the upper part of the unit; the lower path to the lower part.

II.2.5 Sampling and petrological descriptions

Sample locations are shown in Fig. V-15 and in Table V-10. Four samples coming from the LGU (Li05, Li06 and Li09) and the UGU (Li03b) were selected for their potentiality to exhibit monazite as accessory mineral developed during the D2 event.

Sample Li05 was collected in the Mulatet orthogneiss that belongs to the LGU. Field observations show that this rock underwent a pervasive ductile deformation characterized by a flat-lying foliation and a NW-SE trending mineral and stretching lineation. Zircon yields a U/Pb age of 470 ± 11 Ma for the protolith (Melleton et al., in prep). The main mineral assemblage consists of elongated quartz and K-feldspar porphyroclasts, biotite and muscovite arranged along the planar and linear fabric. Perthitic texture is well developed and microcline is present. The foliation is also marked by the preferred orientation of elongated quartz grains that show a typical

dynamic recrystallization texture with undulose extinction and elongated sub grains and neograins.

Sample Li06 is a foliated paragneiss (Li06, LGU) that forms the host rocks of the previous orthogneiss. This rock shows a flat foliation and a NW-SE stretching lineation formed during to the D2 event (Roig et al., 1998). This paragneiss is also intruded by the Cornil granite dated at 358 ± 3 Ma by monazite U-Th-Pb EPMA method (Faure et al., 2008b), interpreted as its emplacement age. This plutonic rock is deformed under sub-solidus conditions at the latest stage of the D2 event (Roig et al., 1998). Microscopic analyses (Fig. V-17A) reveal that the rock is mainly composed of quartz, plagioclase, micas and rare K-feldspar with an incipient perthitisation. Micas, composed in equal proportions of biotite and muscovite, display elongated streaks along the NW-SE lineation. Zircon, monazite, xenotime and apatite are included in these micas aggregates. Sigmoidal quartz-feldspar aggregates indicate a top-to-the-NW shearing. Quartz aggregates are weakly deformed, that might indicate a significant recrystallization or that deformation mainly concentrated in the micas aggregates. Furthermore, quartz sub grains boundaries and lobate grain boundaries argue for a late recrystallization process, possibly due to recovery linked to the Cornil granite emplacement.

The Argentat orthogneiss (Li09, LGU) shows a NW-SE striking and SW dipping foliation. The age of the protolith was obtained at 464 ± 9 Ma by zircon U/Pb LA-ICPMS analyses (Melleton et al., in preparation). The main assemblage consists of quartz, K-feldspar, plagioclase, biotite and muscovite which define the foliation and a NW-SE trending lineation. Biotite grains contain a large number of zircon, monazite and euhedral pyrite. A large amount of apatite can be observed in the matrix. K-feldspar shows a beginning of perthitisation. Due to its rheological behaviour, quartz is more elongated than feldspar. The quartz distribution is heterogeneous, with domains formed by large grains (100 to 500 μm) and domains parallel to the foliation constituted by aggregates with a smaller grain size (10 to 80 μm). The lobate quartz grain boundaries indicate a typical dynamic recrystallisation texture developed during the D2 event (Passchier & Trouw, 1996).

Sample of the migmatitic paragneiss, known as the "grey gneiss" of Limousin (Li03B; Santallier, 1981; Floc'h, 1983) is a highly deformed metagraywacke. The mineral assemblage consists of quartz, plagioclase, biotite, muscovite, garnet. The foliation, underlined by biotite and muscovite, is well developed (Fig. V-17B). Very elongated quartz ribbons with shape ratio around 6/1 and sub grains boundaries are conspicuous. Only one deformation stage is observed in thin section.

As revealed by the SEM investigation (Fig. V-17, C & D), monazite is included in biotite or elongated in the foliation. This textural observation suggests that monazite crystallized during the development of the rock fabric related to the D2 event.

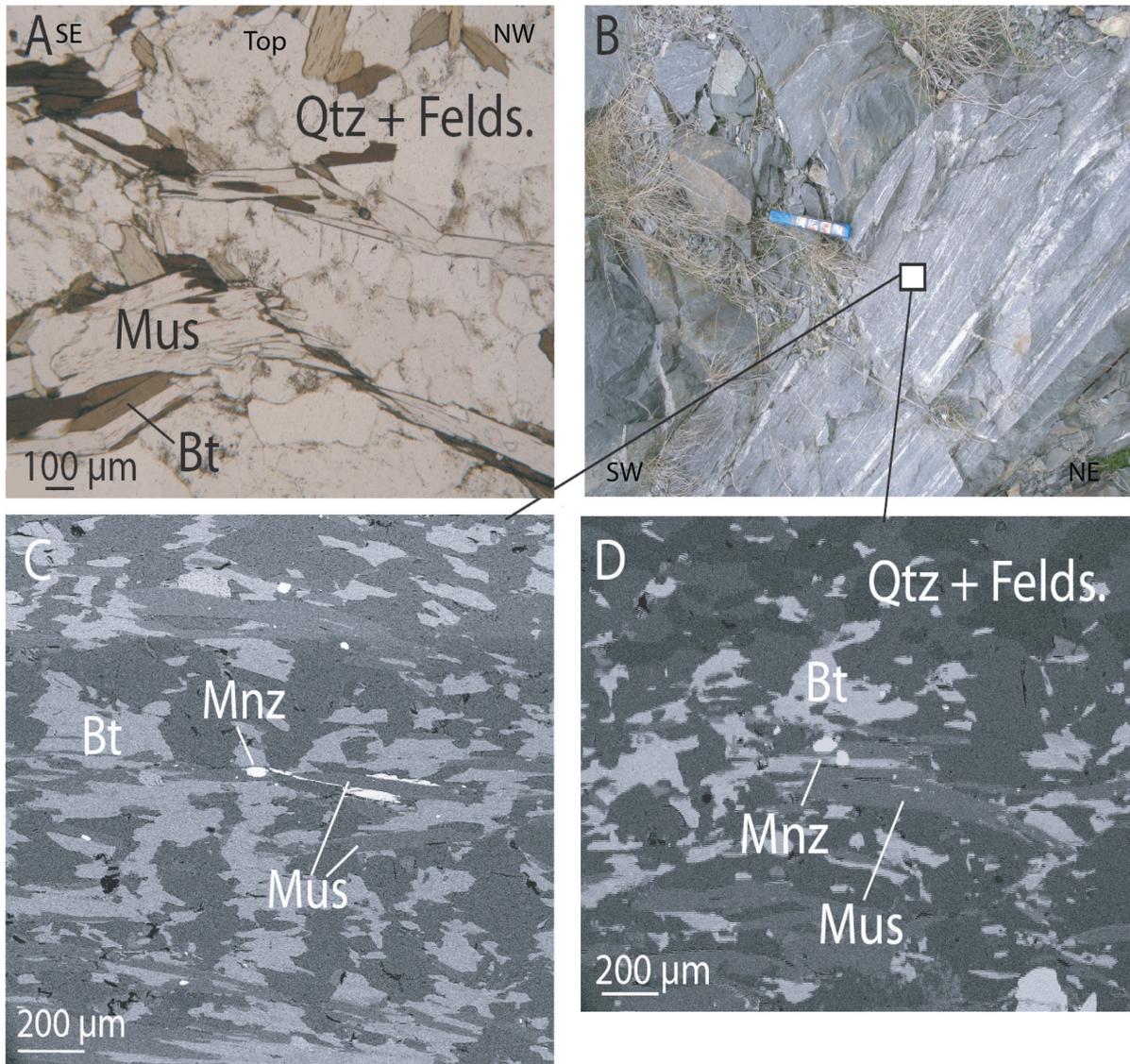


Figure V-17: A. Microscopic picture in polarized light of the Cornil paragneiss in the X-Z section of D2 event. Sigmoidal mica indicates a top-to-the-NW sense of shear. B. Outcrop picture of the Seilhac migmatitic paragneiss. C & D. SEM pictures in BSE mode showing the textural position of monazite in the Seilhac migmatitic paragneiss. The dated monazite grains (Fig. V-8) are elongated in the foliation. Bt: biotite, Mus: muscovite, Mnz: monazite, Qtz: quartz, Felds.: feldspar.

In agreement with previous works in the surrounding areas (Floc'h, 1983; Feix, 1988; Burg et al., 1989; Bellot, 2001; Duguet et al., 2007; Bellot & Roig, 2007), the parageneses observed in the four samples formed under MP-MT conditions during the D2 event. Several studies showed that monazite growth is very common during the prograde metamorphism under amphibolite facies conditions (e.g. Spear & Pyle, 2002; Khon & Malloy, 2004; Fitzsimons et al, 2005; Trap et al, 2007). For all chosen samples, textural analyses show that monazite crystallization is coeval with the D2

event. Therefore, the monazite U-Th/Pb dating will constraint the D2 event in this area.

II.2.6 Geochronology

Analytical method

In situ chemical U-Th-Pb dating of monazite has been developed by Suzuki & Adachi (1991). The determination of U, Th and Pb concentrations can be performed either directly on thin section after observation of textural and crystallisation-deformation relationships and localization of monazites using scan electron microscope (SEM) in back scattered electron (BSE) mode or on previously isolated grains. The first approach provides also textural constraints on the analyzed grains and thus allows us to discuss the calculated ages in the crystallisation - deformation history of the rock. However, quality and size of grains observed in thin section are not always suitable to obtain ages with reasonable errors. The solution of this problem consists in the separation of monazite grains from the heavy mineral fraction. Then, grains are mounted in epoxy resin and polished to obtain an even surface. However, in this case it is not possible to assess the textural relationships of monazite with other mineral phases. Calculated ages using this second approach give more difficulty for further interpretations since monazite could form in a wide range of conditions and habitus. In magmatic and migmatitic formations, age determination and interpretation on separated grains is easier than in metamorphosed rocks since obtained ages can be linked to monazite crystallization in the melt. Thus, several studies dated melting events using separated monazite grains, and showed frequent inheritance (e.g. Cocherie et al, 1998; 2005; Be Mezeme et al., 2005a and b). In metamorphic rocks, this understanding can be affected by superposition of events, especially in orogens which recorded a polyphased evolution such as the Variscan belt. Both two methods were selected for this work in order to get precise ages determined on separated grains and to retain textural constraints associated to the calculated ages determined directly on thin section. The analytical procedure for monazite was detailed in Cocherie et al. (1998) and Cocherie & Legendre (2007). An accelerating voltage of 20 kV and a beam current of 200 nA were chosen as operating conditions. The isochron method (Th/Pb *vs* U/Pb) was selected as described in Cocherie and Albarède (2001) and Cocherie et al. (2005b).

Age calculations were done using the Isoplot/Ex (3.1) program of Ludwig (2004) and a Microsoft Excel add-in program for determining U-Th-Pb ages from EPMA measurements (Pommier et al., 2002). All the calculations were done at 2σ level.

Results

Average U/Pb and Th/Pb ratio values and detail concerning the number of spot analyses and of analysed monazite grains are provided in Table V-10. SEM pictures revealed zoned grains from the Mulatet orthogneiss (Li05), Cornil

paragneiss (Li06) and not zoned in the two others samples. These zonations only represent chemical zoning and are not linked to the presence of inherited ages. The EPMA determinations of U, Th and Pb concentrations were done on separated grains mounted on polished section for Li05, Li06 and Li09 samples, and directly on thin sections for the Li03B sample.

| Samples | X | Y | Number of analysis | Number of grains | Average size of grains (µm) | Average Th/Pb | Average U/Pb | U-Th/Pb age |
|---------|-------------|------------|--------------------|------------------|-----------------------------|---------------|--------------|-------------|
| Li05 | N45°13.871' | E1°43.213' | 207 | 11 | 100 | 49.848 | 4.174674 | 357± 4 Ma |
| Li06 | N45°13.871' | E1°43.213' | 85 | 7 | 100 | 36.8972 | 7.97382 | 359± 2 Ma |
| Li09 | N45°02.846' | E1°53.407' | 104 | 10 | 150 | 45.6161 | 5.060733 | 365± 5 Ma |
| Li03b | N45°21.380' | E1°43.401' | 120 | 24 | 30-50 | 37.0569 | 7.858151 | 362± 4 Ma |

Table V-10: Sample localisation and analytical data.

Mulatet orthogneiss (LGU, Li05)

207 analyses were performed on 11 grains and yield an age of 357 ± 4 Ma (Fig. V-18). Data points are not scattered on the Th/Pb vs. U/Pb diagram, weakly increasing the errors envelop with the distance from the population centroid. The calculated MSWD of 1.5 makes the 207 data points is a bit higher than the theoretical at 1.2 calculated from the equation of Wendt & Carl (1991). However, the regression line is very close to the theoretical isochron and its intercepts with U/Pb and Th/Pb axes are in agreement within the errors.

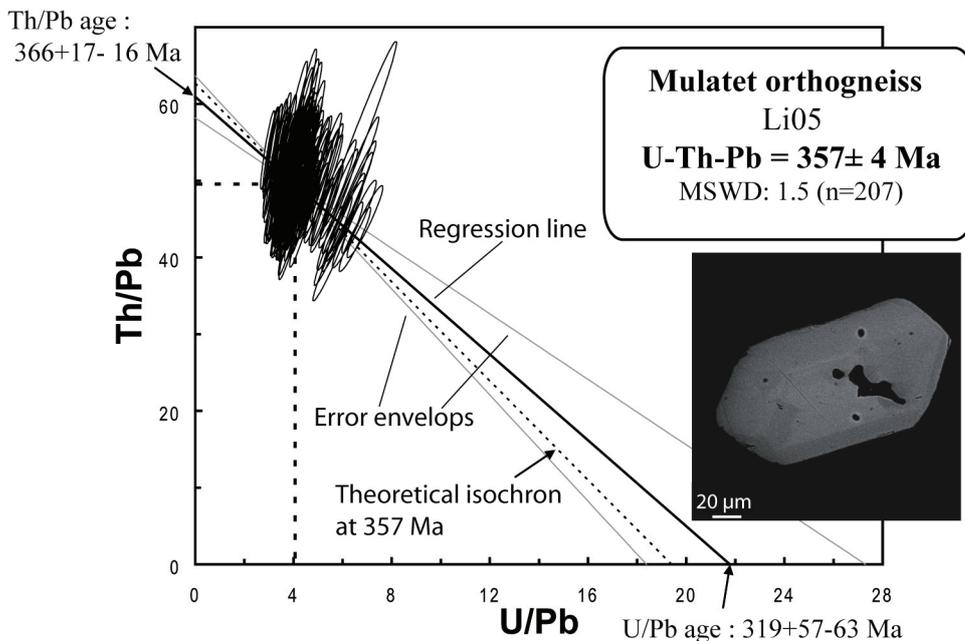


Figure V-18: Th/Pb vs. U/Pb plot and BSE pictures of dated monazites for the Mulatet orthogneiss (Li05, LGU). Data point errors are 2σ .

Cornil paragneiss (LGU, Li06)

85 analyses were performed on 12 grains and give an age at 359 ± 2 Ma (Fig. V-19). Data points are slightly scattered on the Th/Pb vs. U/Pb diagram, leading to an error envelop smaller than for the previous sample. The calculated MSWD of 0.63 makes the 85 data points statistically in agreement with a single age. Intercepts of the regression are close within the errors.

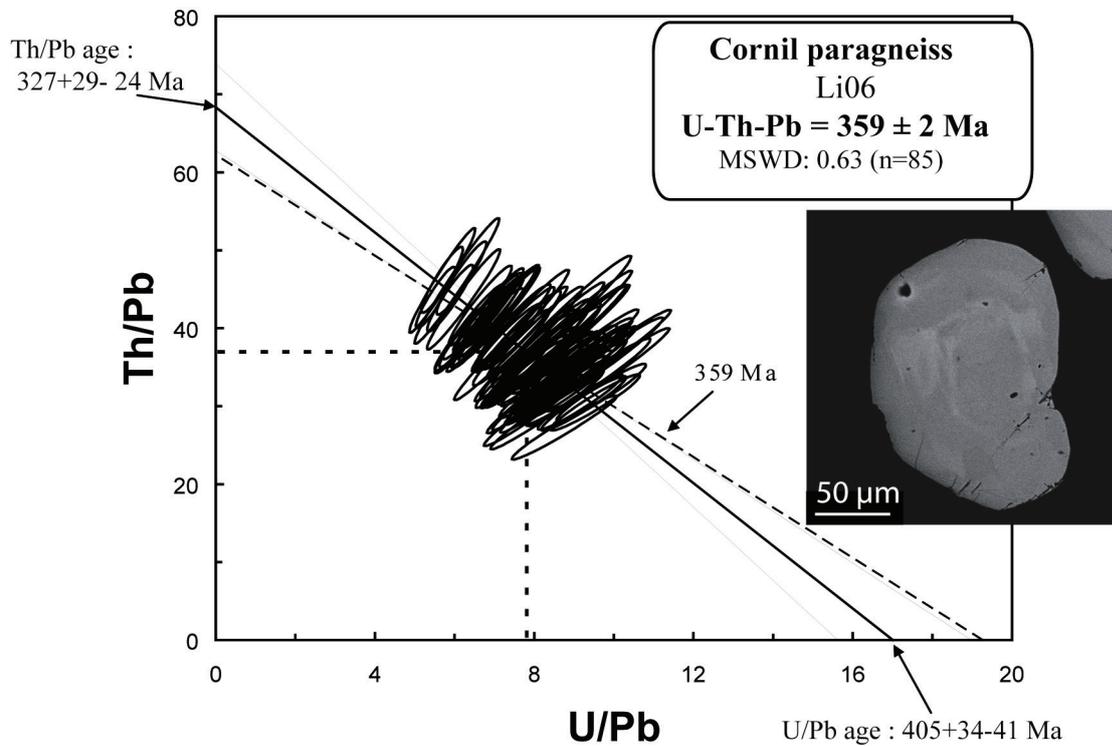


Figure V-19: Th/Pb vs. U/Pb plot and BSE pictures of dated monazites for the Cornil paragneiss (Li06, LGU). The signification of the plotted lines is given in figure V-18. Data point errors are 2σ .

Argentat orthogneiss (LGU, Li09)

104 analyses were performed on 10 grains and yield an age of 365 ± 5 Ma (Fig. V-20). Data points are not scattered on the Th/Pb vs. U/Pb diagram, weakly increasing the errors envelop with the distance from the population centroid. The calculated MSWD of 1.3 makes the 104 data points statistically in agreement with a single age. Age intercepts of the regression are in agreement within the errors.

Seilhac migmatitic paragneiss (UGU, Li03B)

120 analyses were performed on 24 grains and lead to an age of 362 ± 4 Ma (Fig. V-21). Data points are slightly scattered on the Th/Pb vs. U/Pb diagram, leading to an error envelop narrower than the previous sample. The calculated MSWD of 0.94 makes the 120 data points statistically in agreement with a single age and the regression line is almost parallel to the theoretical isochron.

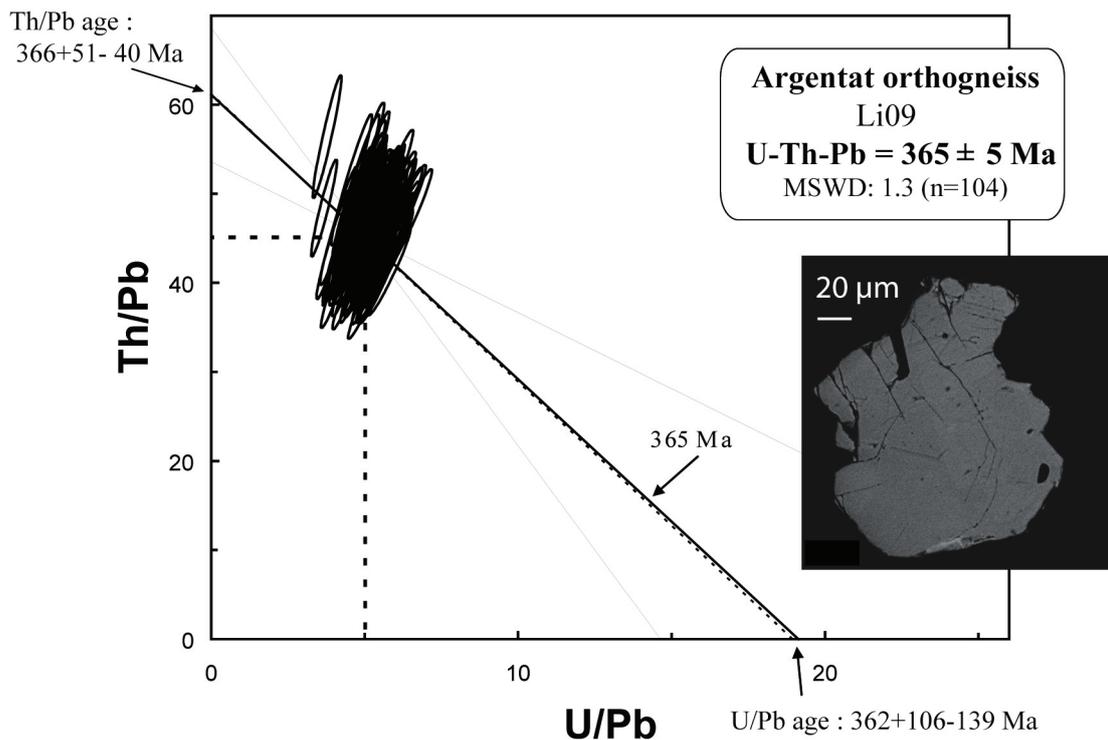


Figure V-20: Th/Pb vs. U/Pb plot and BSE pictures of dated monazites for the Argentat orthogneiss (Li09, LGU). The signification of the plotted lines is given in figure V-18. Data point errors are 2σ .

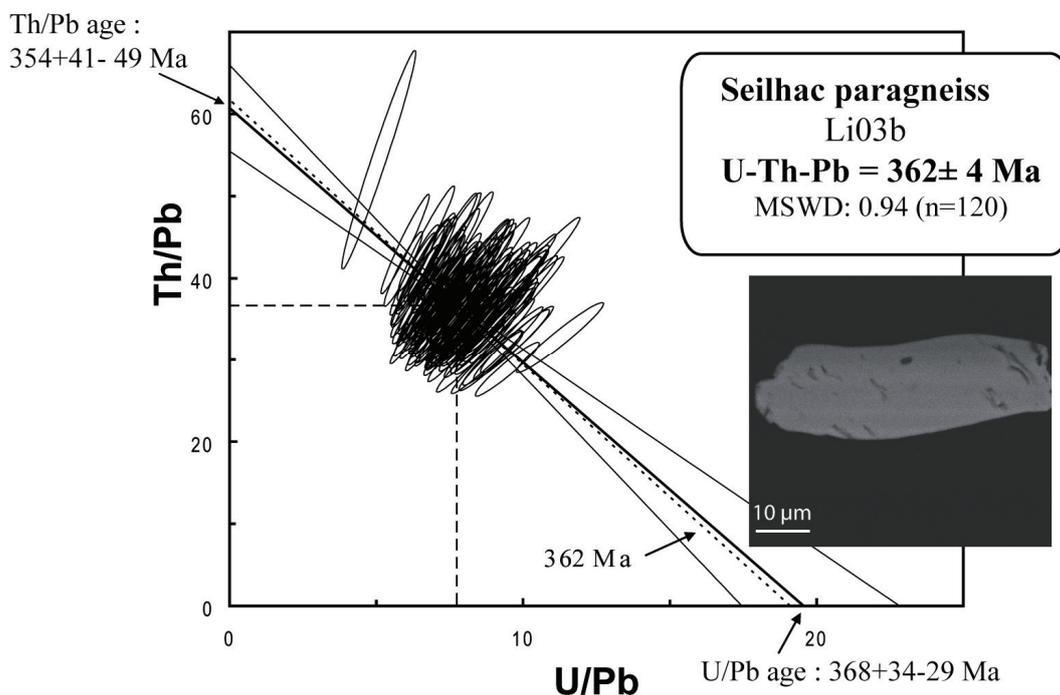


Figure V-21: Th/Pb vs. U/Pb plot and BSE pictures of dated monazites for the Seilhac paragneiss (Li03, UGU). The signification of the plotted lines is given in figure V-18. Data point errors are 2σ .

II.2.7 Discussion

The obtained ages from the four samples are similar within the analytical errors and we assume that they represent closure ages of the U-Th-Pb system of monazite, related to its crystallization during the D2 event. The mean calculated age is 360 ± 4 Ma (Fig. V-22). This study provides the first U-Th-Pb ages of the Early Carboniferous NW-directed shearing in the French Massif Central.

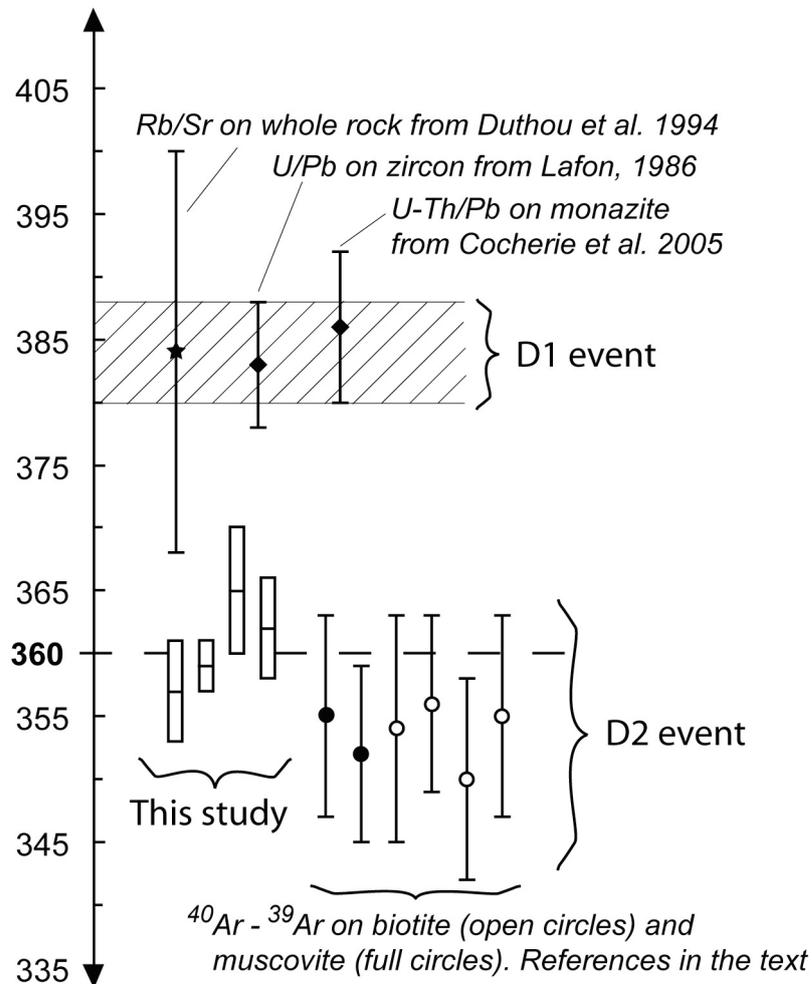


Figure V-22: Synthetic diagram resuming showing the repartition of the obtained ages in comparison of D1 event and $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ data related to the D2 event in the Limousin area.

Furthermore, in the same areas, Early Carboniferous (ca. 360-350 Ma) $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ ages have been obtained from strongly sheared D2 metamorphic rocks. Mylonites in the Argentat orthogneiss yield a 355 ± 8 Ma age on syn-folial biotite (P. Ledru, oral communication). Muscovite extracted from mylonites at the top and the bottom of the LGU yielded ages of 352 ± 7 Ma and 355 ± 8 Ma, respectively (Fig. V-15; Costa, 1987). In the Tulle antiform, biotite from a foliated migmatite gives an age of 356 ± 7 Ma (Fig. V-15; Costa, 1987). In the Lot series that belong to the LGU, biotite-garnet-staurolite bearing micaschists yield biotite $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ age of 351 ± 3 Ma (Costa, 1989). Within the errors, U-Th-Pb and $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ radiometric ages are very close (Fig. V-22).

The ^{40}Ar - ^{39}Ar closure temperature for biotite and muscovite are estimated around 350°C and 450°C respectively (Spear, 1993). Crystallization conditions of the monazite are estimated around 550-600°C. The U-Th/Pb system of monazite remains closed under 700°C (Cherniak et al., 2000; Cherniak, 2001; Cocherie et al., 2005b). Therefore, the nearly similar ages obtained by ^{40}Ar - ^{39}Ar and U-Th/Pb methods suggest very fast processes of cooling and exhumation for the LGU and the UGU.

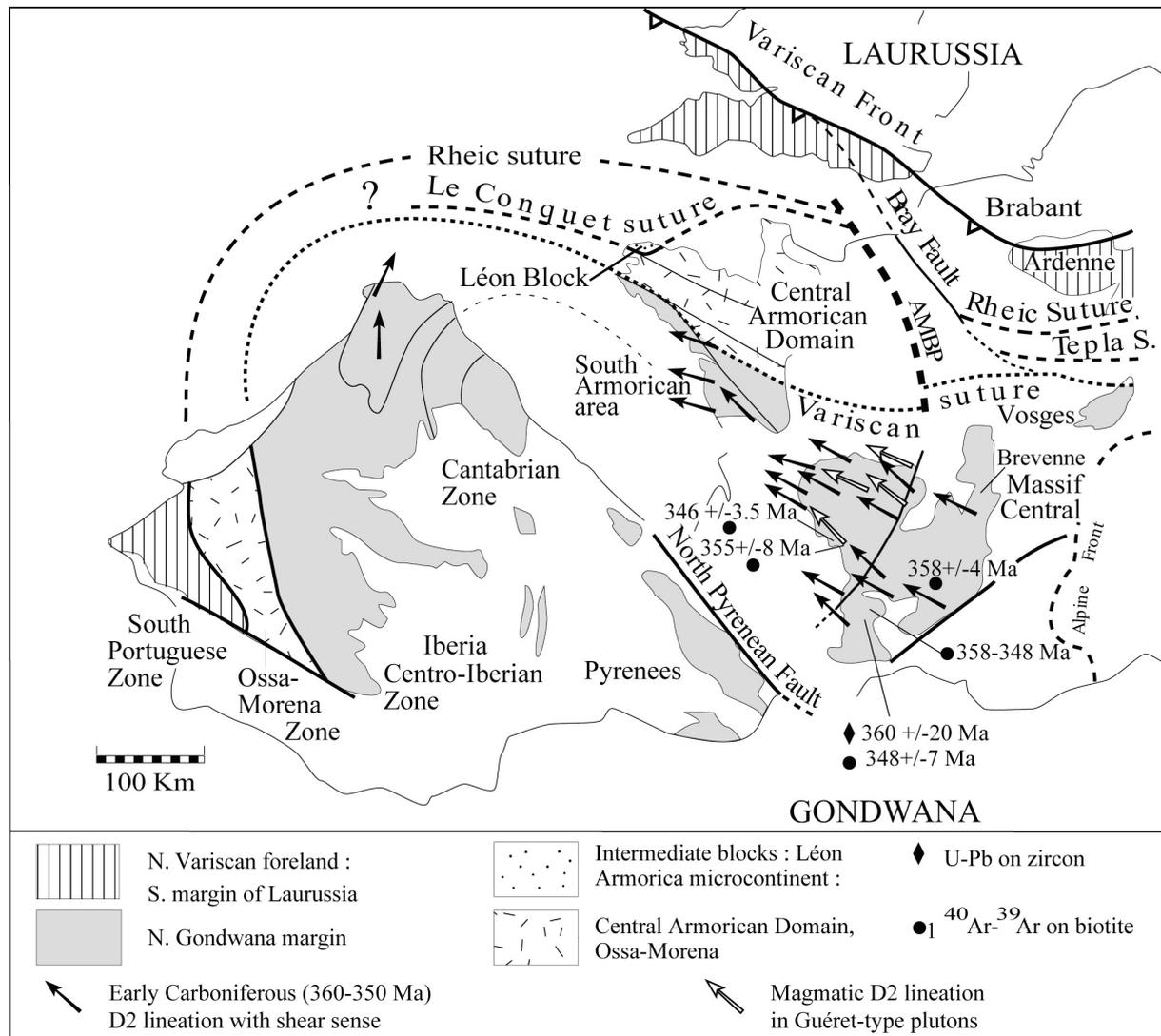


Figure V-23: Structural and geochronologic features related to the Late Devonian-Early Carboniferous D2 event in Western Europe.

The significance of top-to-the-NW shearing parallel to the belt remains poorly understood. D2 structures are widespread in the FMC and in South Armorica but are lacking in North and Central Armorica (Fig. V-23). Previous studies attributed the NW-SE lineation to a compressional episode related to crustal thrusting from SE to NW (Floc'h, 1983; Brun & Burg, 1982; Bouchez & Jover, 1986; Duguet & Faure, 2004). This hypothesis of NW-directed thrusts is supported by petrological data in the South Limousin area (Duguet et al., 2007; Bellot & Roig, 2007), in the Rouergue area (Duguet & Faure, 2004) and in La Sioule area (Schulz, 2008). However, petrological

data infer prograde then retrograde metamorphism coeval with NW-shearing (Bellot & Roig, 2007). This complex evolution suggests that the D2 event is associated with crustal thickening during its early stages, at ca. 360 Ma as documented here, and then exhumation processes during the late stages of the same event. However, it is not entirely sure that these late stages, which occurred at 355-350 Ma, might be related to exhumation only. Indeed, during the 355-345 Ma period, transpression is well developed in the South Limousin (Roig et al., 1996). At the regional scale of the entire FMC, Early Carboniferous crustal thickening should be very brief (360 to 355 Ma) and followed by a relatively fast exhumation (355 to 345 Ma).

Models involving a progressive rotation of shearing direction from transverse to longitudinal to the belt have been proposed (Brun & Burg, 1982; Burg et al., 1987). The ca 20 Ma gap (Fig. V-22) between the top-to-the-SW (D1) and the top-to-the-NW (D2) shear events might be in agreement with such models. But the Middle to Late Devonian rifting episode, of nearly 20 Ma, that separates the D1 and D2 events is not in agreement with a continuous compression. Faure et al. (2005) argued that the D2 event could be linked to a Southeast extrusion of the lithosphere of the North Gondwana margin. In the NE part of the FMC, the closure of the Brévenne oceanic area, characterized by a top-to-the-NW shearing under metamorphism under greenschist to lower amphibolite facies conditions during the Early Carboniferous (Leloix et al., 1999), might be also related to this event. The 360 ± 4 Ma obtained during this study is consistent with the polyphase model involving a succession of rapid tectonic processes with different directions: large-scale SW-verging thrusting and exhumation during the Early Devonian (385-375 Ma), local rifting during the Upper Devonian (370-360 Ma), NW-directed thrusting (360 Ma), then exhumation during transpression (355-345 Ma).

Even in the polycyclic interpretation, the D2 event can be linked to the formation of the Ibero-Armorican orocline. A Late Devonian-Early Carboniferous N-S trending lineation is also known in NW Spain (Azcárraga et al, 2002; Gloaguen et al., 2007) (Fig. V-23). The amphibolite facies metamorphism, associated with the top-to-the-N shearing is dated at 351 ± 7 Ma by monazite U-Th-Pb method in the Trás-os-Montes zone in Galicia (Gloaguen et al, 2007). However, in NW Spain radiometric ages are still rare and require further work.

II.2.8 Conclusion

This paper provides the first U-Pb dating of the top-to-the-NW shearing (D2 event) in the French Massif Central. Four analyzed samples yield monazite U-Th-Pb EPMA age at ca. 360 ± 4 Ma. Petrological and textural observations linked to monazite chemical U-Th/Pb EPMA dating both on thin sections and separated grains allow us to bring geologically significant insights to the understanding of obtained ages. The short range between ^{40}Ar - ^{39}Ar and U-Th-Pb ages of the D2 event suggests that the metamorphic units of the FMC experienced fast cooling and exhumation processes.

II.2.9 Acknowledgement

This contribution was supported by the “Région Centre” and by BRGM (French Geological Survey) that provided work facilities. Thanks to C. Gilles and C. Beny for the excellent analyses processing and P. Rossi for his helpful comments on the paper. An early version of the paper has been read by José R. Martínez Catalán (University of Salamanca, Spain). Detailed reviews and constructive comments by Manuel Duguet and Jean-Philippe Bellot help to improve the initial manuscript.

II.2.10 Références (reportées en fin de manuscrit)

III. Ages modèles Nd

Les teneurs en Sm et Nd et la composition isotopique du Nd ont été analysées au BRGM sur 16 échantillons provenant du Limousin (cf. article 1 dans ce chapitre). Les résultats sont consignés dans le Tableau V-11.

Le report des différentes analyses dans un diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (Fig. V-24), permet d'observer que les échantillons orthodérivés ont, dans l'ensemble, des rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ plus élevés que ceux des échantillons de métasédiments. La dispersion de l'ensemble des points résulte bien entendu du non cogénéisme des échantillons analysés. Les échantillons LI01, LI23 et LI24 ont cependant des valeurs trop élevées pour permettre le calcul d'âges modèles fiables, la droite d'évolution étant subparallèle à celle du manteau.

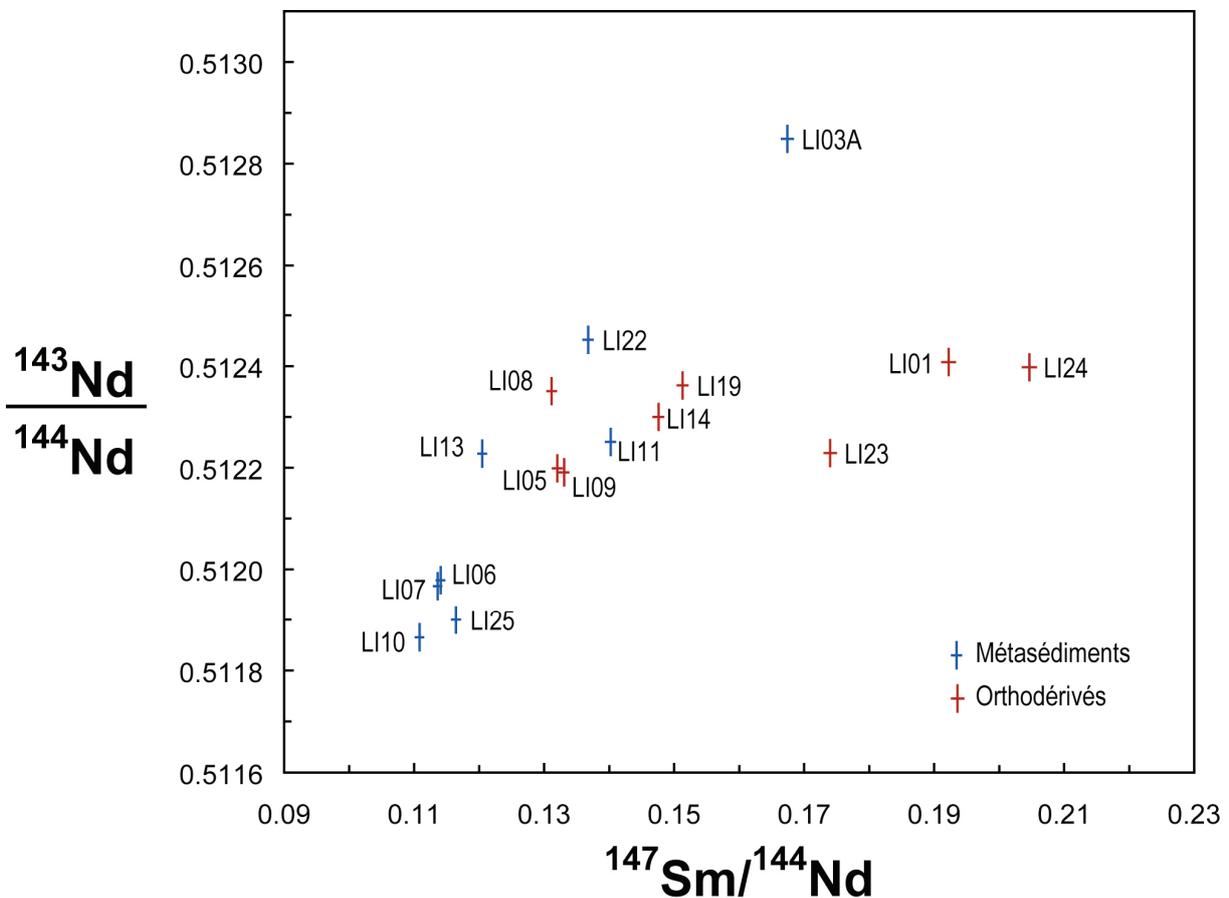


Figure V-24 : Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ des échantillons du Limousin.

Cette dispersion peut aussi être observée dans les diagrammes ϵ_{Nd} en fonction du temps (Fig. V-25 et V-26). Les âges modèles des échantillons paradérivés s'échelonnent entre 1.0 et 1.9 Ga (Tableau V-11, Fig. V-25). Il est intéressant de remarquer que l'âge modèle, vers 1.0 Ga, de l'échantillon provenant du paragneiss migmatitique de Seilhac (LI03A), formation connue sous le nom de « gneiss gris du Limousin » et qui constitue l'encaissant des éclogites du Limousin montre un âge

modèle beaucoup plus jeune que les autres métasédiments analysés, vers 1,0 Ga. Une partie des sédiments à l'origine des « gneiss gris du Limousin » pourrait donc être recherchée dans des roches magmatiques juvéniles d'âge cambrien, comme le suggèrent les âges U-Pb sur zircons à 513 ± 8 Ma et 555 ± 7 Ma que nous avons mesurés (cf. Article 1 dans ce chapitre).

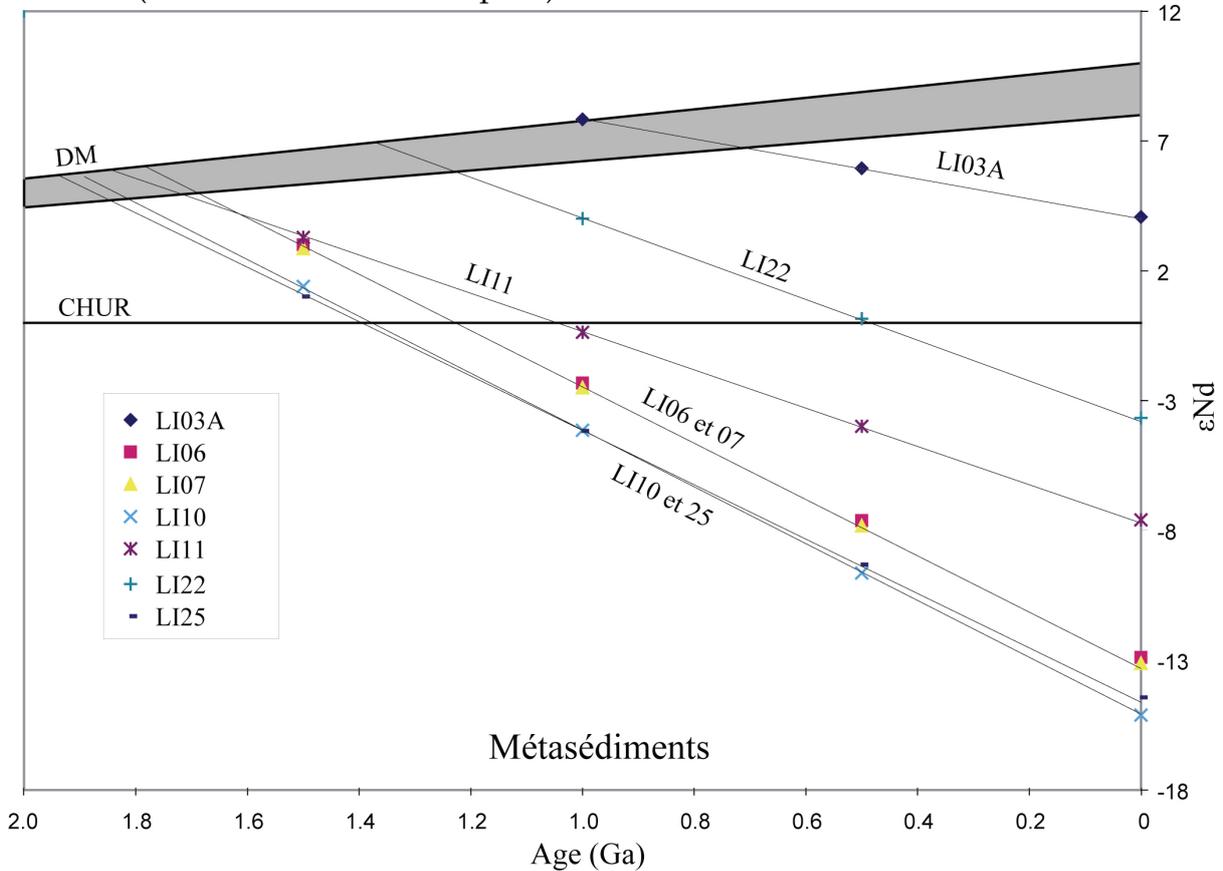


Figure V-25: Diagramme ξ_{Nd} en fonction du temps des échantillons métasédimentaires.

Le grès échantillonné dans l'unité de Thiviers-Payzac fournit lui aussi un âge modèle assez jeune, à 1.4 Ga, malgré la présence de zircon hérité d'âge archéen (cf. Article 1 de ce chapitre). Dans l'hypothèse d'un âge modèle issu d'un mélange, la fraction de matériel d'origine archéenne pourrait donc être assez faible.

Les âges modèles de trois échantillons de métasédiments sont compris entre 1.5 et 1.8 Ga, ce qui correspond aux valeurs moyenne des sédiments d'Europe Occidentale (Guerrot, 1989 ; Simien, 1998 et références incluses). Deux échantillons de métasédiments provenant de l'Unité Inférieure des Gneiss, un paragneiss (LI06) et un micaschiste (LI07) fournissent remarquablement les mêmes âges modèles à 1.8 Ga.

Enfin, trois échantillons fournissent des âges modèles plus anciens, à environ 1.9-2.0 Ga, le paragneiss migmatitique du plateau d'Aigurande (LI25), et les

micaschistes de l'Unité Para-autochtone (LI10 et 11). Il y a bon accord entre les données Sm-Nd et celles issues de l'étude des zircons recyclés car ces échantillons contiennent en proportion notable des populations de zircons hérités d'âges paléoprotérozoïques à archéens (cf. Article 1 dans ce chapitre).

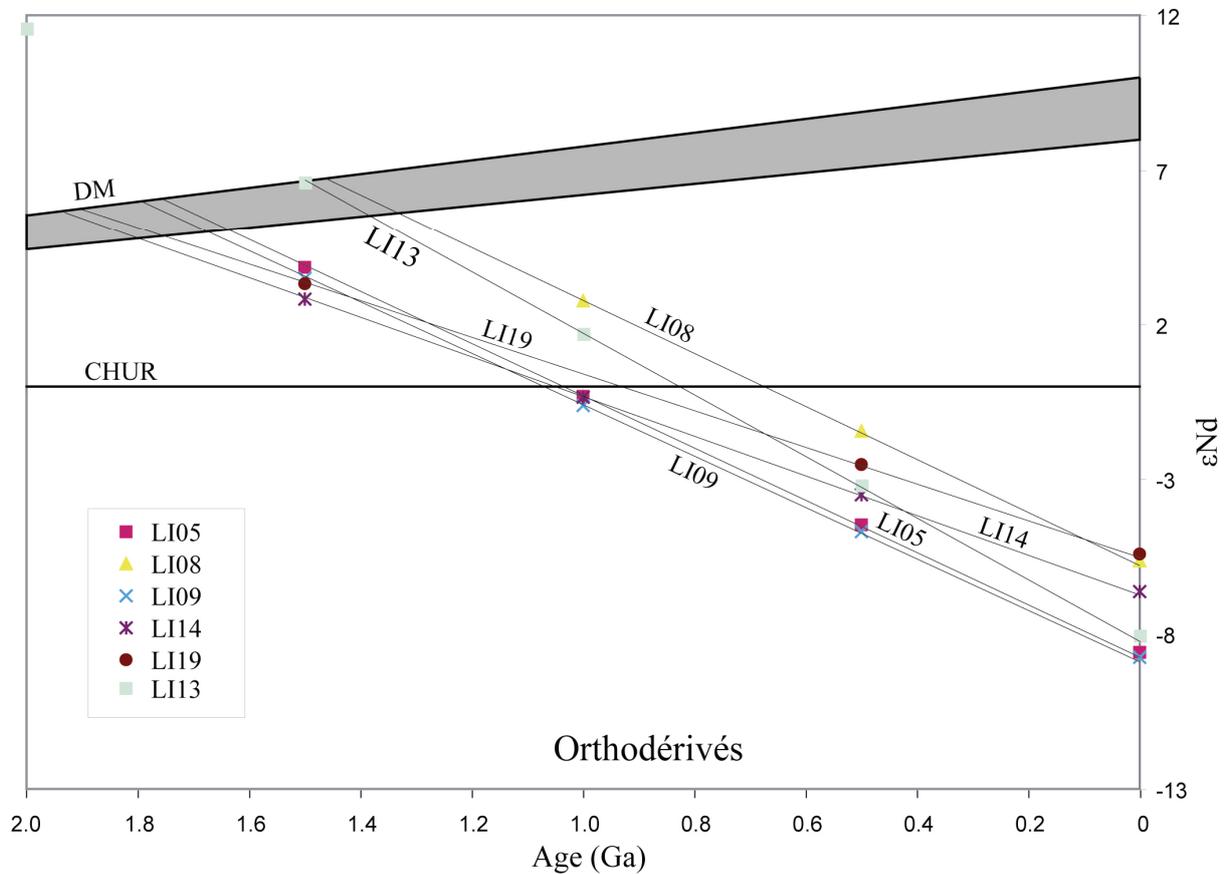


Figure V-26 : Diagramme ξ_{Nd} en fonction du temps des échantillons orthodérivés.

Les âges modèles des échantillons orthodérivés sont, quant à eux, compris entre 1.5 et 1.9 Ga (Tableau V-11, Fig. V-26). L'orthogneiss d'Aubazine (Unité Inférieure des Gneiss), ainsi que l'orthogneiss du Moulin du Chambon (Unité Para-autochtone) - dont aucun ne renferme de zircons hérités - et dont la mise en place a été datée respectivement à 454 ± 17 Ma et 521 ± 7 Ma, fournissent des âges modèles à 1.5 Ga. Ces âges sont beaucoup plus jeunes que ceux de la majorité des autres orthogneiss étudiés qui ont livrés des âges vers 1.9-1.8 Ga (cf. Article 1 de ce chapitre). La composante métasédimentaire de leur source pourrait être moindre, ce qui expliquerait cette différence perçue dans les âges modèles.

| Ref. | Nature | Sm (ppm) | Nd (ppm) | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | 2σ | $\epsilon\text{Nd}(0)$ | $\epsilon\text{Nd}(500\text{ Ma})$ | TDM |
|---------------------|-------------|-------------|-------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------|------------------------|------------------------------------|------|
| <i>Orthodérivés</i> | | | | | | | | | |
| LI01 | Orthogneiss | 3.93 | 12.36 | 0.19224 | 0.512408 | 0.000008 | -4.53 | -4.25 | - |
| LI05 | Orthogneiss | 3.40 | 15.57 | 0.13202 | 0.512199 | 0.000005 | -8.60 | -4.48 | 1.77 |
| LI08 | Orthogneiss | 7.13 | 32.87 | 0.13114 | 0.512351 | 0.000006 | -5.64 | -1.45 | 1.47 |
| LI09 | Orthogneiss | 4.80 | 21.81 | 0.13306 | 0.512191 | 0.000005 | -8.76 | -4.70 | 1.81 |
| LI13 | Orthogneiss | 1.12 | 5.62 | 0.12049 | 0.512228 | 0.000005 | -8.04 | -3.17 | 1.51 |
| LI14 | Orthogneiss | 1.66 | 6.80 | 0.14759 | 0.512300 | 0.000004 | -6.63 | -3.50 | 1.95 |
| LI19 | Orthogneiss | 10.52 | 42.04 | 0.15129 | 0.512362 | 0.000004 | -5.42 | -2.53 | 1.92 |
| LI23 | Orthogneiss | 3.92 | 13.6 | 0.17401 | 0.512229 | 0.000004 | -8.02 | -6.58 | 3.51 |
| LI24 | Orthogneiss | 4.14 | 12.2 | 0.20466 | 0.512398 | 0.000005 | -4.72 | -5.24 | - |
| <i>Paradérivés</i> | | | | | | | | | |
| LI03A | Paragneiss | 3.91 | 14.12 | 0.16742 | 0.512849 | 0.000004 | 4.08 | 5.95 | 0.99 |
| LI06 | Paragneiss | 5.94 | 31.48 | 0.11408 | 0.511979 | 0.000009 | -12.89 | -7.63 | 1.79 |
| LI07 | Micaschiste | 4.36 | 23.20 | 0.11362 | 0.511967 | 0.000006 | -13.13 | -7.83 | 1.80 |
| LI10 | Micaschiste | 5.60 | 30.55 | 0.11083 | 0.511865 | 0.000004 | -15.12 | -9.64 | 1.90 |
| LI11 | Micaschiste | 4.46 | 19.23 | 0.14022 | 0.512251 | 0.000004 | -7.59 | -3.99 | 1.86 |
| LI22 | Grès | 3.28 | 14.50 | 0.13676 | 0.512452 | 0.000004 | -3.67 | 0.16 | 1.38 |
| LI25 | Paragneiss | 5.15 | 26.74 | 0.11644 | 0.511900 | 0.000005 | -14.44 | -9.32 | 1.95 |

Tableau V-11 : Données Sm-Nd des échantillons du Limousin.

IV. Bilan

Les âges cambrien et ordovicien de plusieurs formations orthodérivées présentes du Limousin ont été confirmés, et deux événements majeurs aux environs de 530 Ma et 473 Ma ont été discriminés. Ces granitoïdes cambro-ordoviens contiennent des zircons hérités s'étalant de l'Archéen jusqu'à la fin du Néoprotérozoïque, avec des pics aux environs de 2.1 Ga, 780 Ma et 650 Ma. Cependant, la proportion de zircon héritée dans ces granitoïdes reste très faible au regard de celle rencontrée dans les granites syn-orogéniques varisques.

Les formations paradérivées ont elles aussi fourni une large gamme d'âge, s'étalant de l'Archéen (aux environs de 3.2 Ga) jusqu'au Paléozoïque inférieure, avec des pics à 2.7-2.8 Ga, 2.1 Ga, 1.8 Ga, 870 Ma, 720 Ma, 592 Ma et 557 Ma. Des âges maximum de dépôt (âge_{max}) ont pu être déterminés pour chaque unité étudiée au cours de ce travail (Fig. V-27) :

- l'Unité Para-autochtone a fourni un âge_{max} à 604 ± 16 Ma,
- l'Unité Inférieure des Gneiss à 573 ± 12 Ma,
- l'Unité Supérieure des Gneiss à 513 ± 8 Ma,
- l'Unité de Thiviers-Payzac à 564 ± 9 Ma.

Ces âges maximum de dépôt semblent donc décroître suivant la progression vers le sommet de l'empilement de nappes.

Les différents âges obtenus dans les deux types de formations témoignent de l'affinité Ouest africaine de ces matériaux, avec des pics d'âges très similaires aux formations connus à l'affleurement dans le craton Ouest africain.

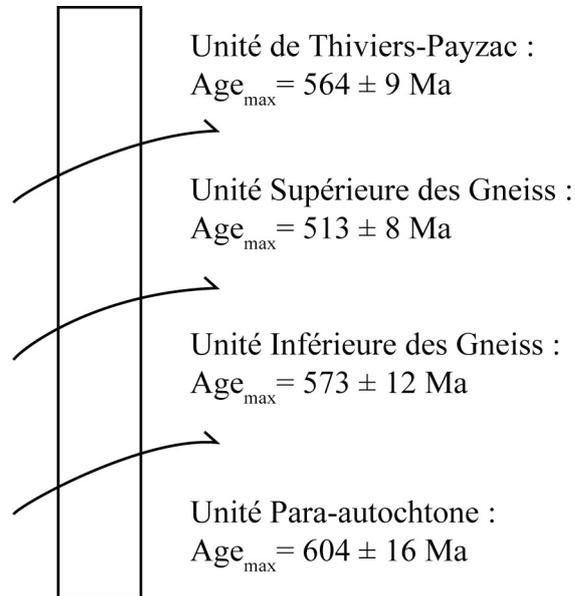


Figure V-27: Schéma représentant la répartition des âges maximum de dépôt (âge_{max}) déterminés dans ce travail suivant l'empilement lithotectonique du Massif Central français.

L'importance de la population de zircons hérités d'âges néoprotérozoïques, ainsi que celle de traces du magmatisme cambro-ordovicien indique que ces événements ont joué un rôle essentiel dans la genèse et la structuration de la croûte continentale de ce segment de la marge Nord du Gondwana.

L'utilisation de la méthode de datation chimique U-Th-Pb sur monazite à la microsonde électronique *in situ* sur lames minces, a permis de dater, pour la première fois, le métamorphisme prograde associé à l'événement de cisaillement vers le NO (D₂) observé dans le Massif Central et le domaine Sud Armoricaïn. L'âge obtenu, à $360 \pm 4 \text{ Ma}$, est en accord avec les modèles polycycliques proposés pour l'évolution de ce segment de la chaîne varisque. Le faible intervalle entre les âges U-Th-Pb sur monazite et ceux obtenus par la méthode $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ suggère de plus des processus rapides d'exhumation syn-D₂ (Roig et al., 1996).

Les âges modèles Nd obtenus pour les échantillons métasédimentaires sont compris entre 1 et 1.9 Ga. La comparaison de ces résultats avec ceux des âges U-Pb sur zircon, obtenus sur les mêmes échantillons, impliquent que ces âges modèles résultent très certainement d'un mélange entre plusieurs composants. Les formations sédimentaires analysées ont vraisemblablement été alimentées par des proportions

variables de matériel provenant de l'érosion de formations juvéniles d'âge paléoprotérozoïque, voire archéen, ainsi que de matériaux différenciés durant le Néoprotérozoïque, voir le Paléozoïque inférieur ; ce que suggère une lacune en âges mésoprotérozoïques dans l'enregistrement des zircons détritiques.

Les formations orthodérivées fournissent des résultats comparables, avec des âges modèles compris entre 1.5 et 1.9 Ga. Ces résultats sont en bon accord avec les données de Downes & Duthou (1988) qui ont calculé des âges modèles compris entre 1.1 et 2.1 Ga pour les granites cambro-ordoviciens.

Chapitre 6

Synthèse et discussion

Chapitre 6

Synthèse et discussion

Dans ce chapitre, nous synthétisons l'ensemble des résultats obtenus afin de discuter des âges de mise en place et les différentes sources possibles des formations magmatiques et métasédimentaires étudiées au cours de ce travail. Les implications sur les modalités du recyclage sont abordées en conclusion.

Ce travail a permis l'obtention d'une centaine de datation (principalement des âges hérités, mais aussi de mise en place) sur 27 échantillons, provenant de formations magmatiques syn- à tardi-orogéniques varisques, d'orthogneiss d'âges cambro-ordoviciens et de formations paradérivées du domaine Sud armoricain et du Massif Central. Ces résultats sont résumés dans les tableaux VI-1, VI-2 et VI-3.

Massif Central

Granite de Montmarault (MTM30)

368 ± 23 Ma ; 463 ± 13 Ma

Granite de Glénat (AU7)

300 ± 3 Ma ; 337 ± 11 Ma ; 456 ± 7 Ma ; 659 ± 10 Ma

Granite de Boisset (Au49)

300 ± 6 Ma ; 451 ± 12 Ma ; 515 ± 16 Ma

| |
|--|
| <p><u>Tableau VI-1</u> : Ages zircon obtenus pour les granites du Sillon Houiller.</p> |
|--|

Golfe du Morbihan

Granite de Sarzeau (Sainte Armel, SA0501)

302 ± 7 Ma ; 413 ± 8 Ma ; 912 ± 10 Ma

Granite de Sarzeau (Sainte Armel, SA0502)

291 ± 12 Ma ; 671 ± 8 Ma

Granite de Sarzeau (Arradon, SA0507)

300 ± 4 Ma ; 413 ± 6 Ma ; 480 ± 9 Ma ; 550 ± 8 Ma

Migmatite (Sarzeau, SA0505)

530 ± 12 Ma ; 619 ± 11 Ma ; 806 ± 47 Ma

Migmatite (Port Navalo, SA0506B)

418 ± 5 Ma ; 603 ± 7 Ma ; 792 ± 8 Ma ; 904 ± 8 Ma

Leucogranite à cordiérite (SA0506A)

462 ± 7 Ma ; 708 ± 15 Ma ; 653 ± 8 Ma ;

Leucogranite à deux micas (SA0506C)

461 ± 19 Ma ; 573 ± 9 Ma ; 612 ± 6 Ma ; 919 ± 8 Ma

Orthogneiss de Sarzeau (SA0503)

466 ± 6 Ma ; 690 ± 13 Ma ; 2477 ± 19 Ma

Orthogneiss de Ponsac (SA0509)

578 ± 7 Ma ; 825 ± 44 Ma ; 2861 ± 68 Ma

Tableau VI-2 : Ages zircon obtenus dans le golfe du Morbihan.

I. Ages de mise en place des granitoïdes varisques étudiés et sources des magmas

Les granitoïdes du Sillon Houiller ont fourni plusieurs populations de zircons d'âges différents à l'exception du granite de Montmarault qui n'a pas conduit à un âge de mise en place (cf. chapitre 4). Les âges sur zircon des granites de Glénat et Boisset, interprétés comme l'âge de mise en place des magmas, sont respectivement à 300 ± 3 Ma et 300 ± 6 Ma, plus jeunes que ceux obtenus par Jolly (2007) à 321 ± 5 Ma et 319 ± 3 Ma (datation chimique U-Th-Pb sur monazite à la microsonde électronique. Fondé sur un concept empirique d' « âge de fermeture de systèmes isotopiques », on a longtemps considéré que les âges obtenus sur monazite fournissaient des âges plus jeunes que ceux obtenus sur zircon. La multiplication des mesures sur ces minéraux dans les mêmes roches a montré que l'inverse ne semble plus être un phénomène exceptionnel. Pour une migmatite de Guyane française, l'analyse de la monazite a fourni à un âge à 2168 ± 3 Ma, alors que deux populations de zircons ont été définies à 2173 ± 9 Ma et 2094 ± 7 Ma, la monazite a enregistré l'événement le plus ancien (dans la limite des incertitudes), mais n'a pas été « rajeunie » lors du second événement (Cocherie et al., 2005b). Nous avons observé le même cas de figure a été observé dans le golfe du Morbihan.

Unité Para-autochtone

Micaschiste du Millevaches (Sud Argentat, LI0510) :

604 ± 10 Ma ; 1764 ± 120 Ma ; 2102 ± 53 Ma

Micaschiste du Millevaches (Est Argentat, LI0510) :

631 ± 18 Ma ; 964 ± 11 Ma ; 2036 ± 79 Ma ; 2866 ± 50 Ma

Orthogneiss du Moulin du Chambon (LI0514) :

529 ± 4 Ma

Unité Inférieure des Gneiss

Orthogneiss de Tulle (LI0505) :

470 ± 11 Ma ; 540 ± 5 Ma ; 641 ± 11 Ma ; 1801 ± 89 Ma

Paragneiss du Cornil (LI0506) :

573 ± 12 Ma ; 670 ± 22 Ma ; 1060 ± 9 Ma ; 2071 ± 94 Ma ; 2775 ± 34 Ma

Micaschistes d'Aubazine (LI0507) :

593 ± 4 Ma ; 879 ± 16 Ma ; 1715 ± 99 Ma ; 2662 ± 36 Ma

Orthogneiss d'Aubazine (LI0508) :

475 ± 11 Ma

Orthogneiss de Meuzac (LI0523) :

451 ± 5 Ma

Orthogneiss du port de Vaur (LI0509) :

464 ± 9 Ma ; 733 ± 18 Ma ; 1836 ± 46 Ma ; 1932 ± 48 Ma ; 2116 ± 50 Ma ; 2717 ± 48 Ma

Unité Supérieure des Gneiss

Orthogneiss de Ceaulmont (LI0501) :

349 ± 7 Ma ; 574 ± 14 Ma ; 763 ± 14 Ma

Seilhac paragneiss (LI0503A) :

523 ± 4 Ma ; 555 ± 7 Ma ; 710 ± 90 Ma

Paragneiss migmatitique du plateau d'Aigurande (LI0525) :

558 ± 9 Ma ; 713 ± 26 Ma ; 1772 ± 44 Ma ; 2452 ± 20 Ma ; 2666 ± 13 Ma ; 2841 ± 9 Ma ; 3126 ± 25 Ma

Unité de Thiviers-Payzac

Orthogneiss du Saut du Saumon (LI0516) :

501 ± 5 Ma ; 776 ± 14 Ma

Métarhyolite de Clair-Vivre (LI0519) :

475 ± 6 Ma

Grès de Thiviers-Payzac (LI0522) :

564 ± 9 Ma ; 894 ± 18 Ma ; 2035 ± 28 Ma ; 3284 ± 64 Ma

Tableau VI-3 : Ages zircon obtenus dans les formations ortho- et para-dérivées du Limousin.

En effet, l'âge de mise en place du granite de Sarzeau, mesuré sur zircon à 300 ± 8 Ma, est franchement plus jeune que les âges obtenus par datation chimique U-Th-Pb sur monazite de Turrillot et al. (2008) à 316 ± 3 Ma et 321 ± 3 Ma (Fig. VI-1). Le granite de Sarzeau a par ailleurs montré une certaine hétérogénéité puisque d'autres échantillons ont fourni des âges « chimiques » sur populations de monazite à 377 ± 3 Ma, 382 ± 3 Ma et 365 ± 3 Ma, interprétées comme des âges de monazites héritées (Turrillot et al., 2008). Le caractère alumineux du protolithe (que nous avons mis en évidence auparavant) est en accord avec cette interprétation, les magmas alumineux étant les plus favorables à sa cristallisation (Montel et al., 1994).

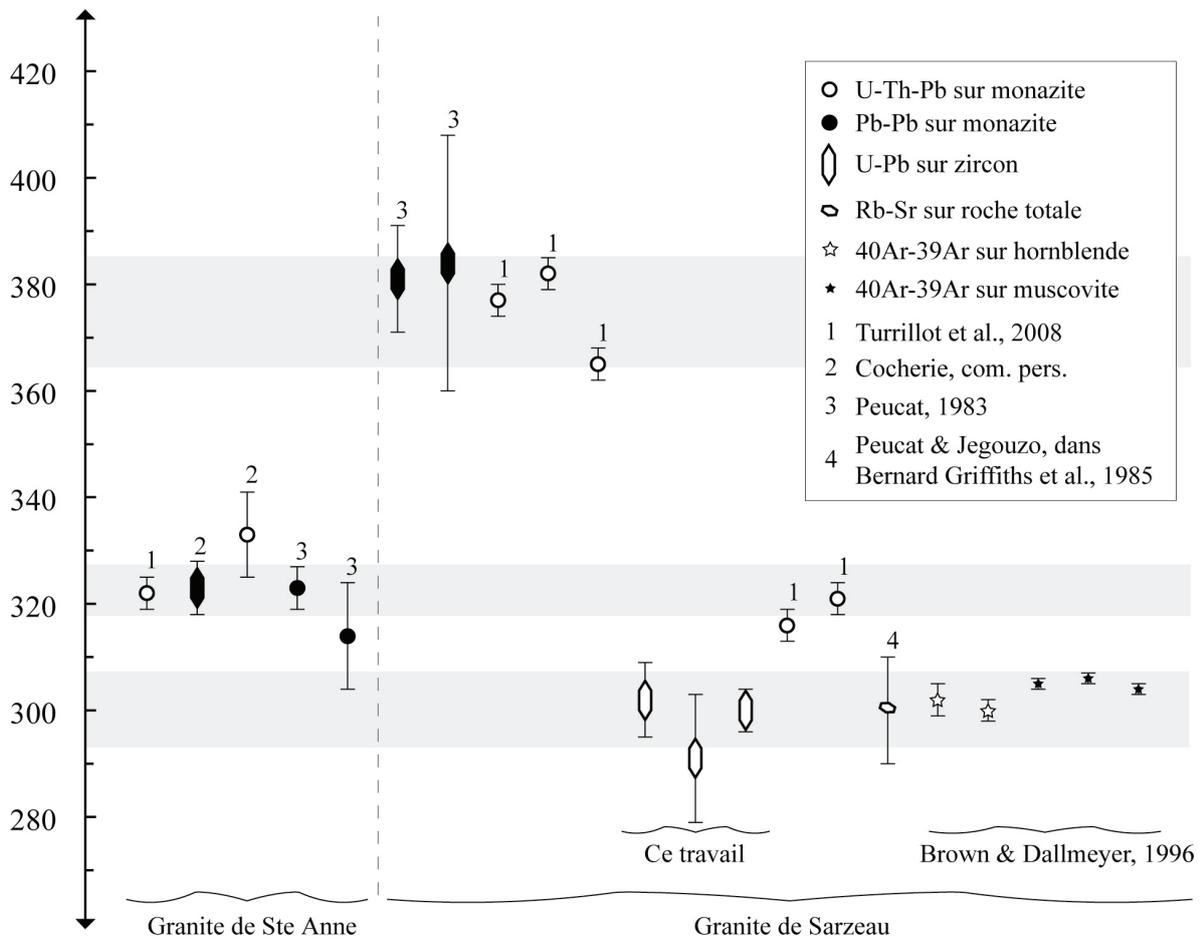


Figure VI-1 : Comparaison des âges obtenus pour le granite de Sarzeau avec des données préexistantes. Trois événements sont distingués : (i) un événement plus anciens aux alentours de 380 Ma (ii) la mise en place du granite de Ste Anne vers 320-325 Ma (iii) la mise en place du granite de Sarzeau vers 300 ± 8 Ma.

Nous concluons donc que les populations de monazite du granite de Sarzeau sont héritées. L'antériorité du granite de Sainte Anne, au Nord de la zone d'étude, est prouvée par des arguments de terrain. En outre, les données géochimiques ont établi que ce granite et les migmatites du golfe du Morbihan sont cogénétiques (Audren,

1987 ; Brown & Dallmeyer, 1996 ; Turrillot, 2007), l'ensemble étant recoupé par le granite de Sarzeau.

Ces conclusions sont validées par d'autres méthodes qui fournissent des âges de mise en place du granite de Sainte Anne estimés, par la méthode $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sur monazite, à 323 ± 4 Ma et 314 ± 10 Ma (Peucat, 1983), par la méthode U-Pb sur zircon à 323 ± 5 Ma (A. Cocherie, communication personnelle) et enfin par la méthode de datation chimique U-Th-Pb de la monazite à 333 ± 8 Ma (Cocherie A., communication personnelle) et 322 ± 3 Ma (Turrillot et al., 2008). On notera le très bon accord entre les âges sur monazite obtenus par la méthode isotopique (à 323 ± 4 Ma et 314 ± 10 Ma) et la méthode chimique (333 ± 8 Ma et 322 ± 3 Ma). Les âges monazite obtenus par Turrillot et al. (2008) aux alentours de 320 Ma peuvent être interprétés comme ceux d'une composante héritée provenant du granite de Sainte Anne.

Dans cette hypothèse, ceci implique que le granite Sarzeau pourrait soit, avoir incorporé du matériel provenant du granite de Sainte Anne à l'état sub-solidus, soit qu'une partie du protolithe du granite de Sarzeau est constitué de matériaux ayant enregistré l'événement thermique lié à la mise en place du granite de Ste Anne. Le choix entre l'une ou l'autre de ces possibilités reste à faire. Ces deux granites montrent en effet des caractéristiques géochimiques très proches (R. Augier, communication personnelle).

L'âge de mise en place du granite de Sarzeau que nous avons obtenu est en outre très proche de celui des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de Brown & Dallmeyer (1996). Ceci implique donc des processus de remontée et de refroidissement des magmas très rapides, de l'ordre de plusieurs dizaines de degrés par million d'années. Ces résultats sont en bon accord avec les conclusions de Brown & Dallmeyer (1996) et Turrillot et al. (2008), avec un chemin P-T rétrograde pratiquement isotherme et dans un contexte tectonique extensif.

On doit donc noter que, d'un point de vue général, la datation de la monazite, pour les roches issues de la fusion crustale, n'est pas le moyen de dater « à coup sûr » les événements de genèse et de mise en place des magmas. En effet, les néocristallisations et/ou les rééquilibres isotopiques ne semblent pas systématiquement s'effectuer dans le contexte de la fusion du protolithe ; le stock de monazite peut être largement recyclé. La monazite, qui se trouve la plupart du temps en inclusion dans la biotite, pourrait être protégée du magma silicaté (Clemens, 2003 ; Kelsey et al., 2008). Le manque de disponibilité d'éléments essentiels à la formation de la monazite dans le magma, comme le phosphate ou les Terres Rares, pourrait expliquer l'absence de néocristallisation. Des minéraux cristallisant plus précocement, plus particulièrement l'apatite, pourraient avoir « pompé » préférentiellement ces éléments, notamment le phosphore. Or, nous constatons que l'apatite est présente en proportion notable dans l'ensemble des échantillons datés et dans lesquels la monazite présente un comportement « anormal ».

Le large éventail d'âges hérités obtenus renseigne, de plus, sur la nature du protolithe des roches magmatiques étudiées. Tout d'abord, la forte proportion de zircons hérités souligne l'origine crustale de ces magmas, ce que confirment les données géochimiques (Bernard-Griffiths et al., 1985 ; Peucat et al., 1988 ; Downes & Dutou, 1988). Les trois granites du Sillon Houiller, ainsi que le granite de Sarzeau, renferment de nombreux zircons hérités d'âge ordovicien, ce qui indique qu'une partie majeure de leur source est constituée par les granitoïdes ordoviens. Downes & Duthou (1988) avaient, pour leur part, déjà proposé -sur la base d'arguments géochimiques- qu'une partie de la source des leucogranites du Massif Central pouvait avoir été constituée par les métagranites ordoviens. Notre approche a permis de montrer que cette part est majeure.

Nous n'avons pas mis en évidence de zircons hérités d'âge paléoprotérozoïque ou archéen dans les intrusions varisques du golfe du Morbihan. Ces résultats concordent assez bien avec les données géochimiques obtenus sur des granitoïdes équivalents du domaine Sud Armoricaïn. En effet, les données isotopiques Nd et Sr suggèrent que le (ou les) protolithe(s) de ces granites ne sont pas très anciens (Bernard-Griffiths et al., 1985). Elles révèlent toutefois plus certainement une origine mixte entre une fraction juvénile d'âge inférieure à 700 Ma et une croûte paléoprotérozoïque (Peucat et al., 1988). L'absence de zircons hérités paléoprotérozoïques ou archéens ne signifie pas nécessairement l'absence d'une composante de cet âge dans le protolithe. D'après Dodson et al. (1988), la probabilité de «manquer» une population de zircon pour un nombre d'analyses compris entre 20 et 25 est d'environ 5 %. Ce qui n'exclue donc pas totalement la possibilité qu'une telle population n'ait pas été décelée.

Le granite de Sarzeau, ainsi que la migmatite du golfe du Morbihan, renferment des zircons montrant des âges hérités aux environs de 415 Ma. Des intrusions cet âge ne sont toutefois pour le moment pas documentées dans cette zone ni par ailleurs connus dans la chaîne varisque d'Europe de l'Ouest. Ces âges correspondent cependant, au stade précoce de l'orogénèse varisque, marqué par un épisode de métamorphisme HP (stade éo-varisque ; Ledru et al., 1989). Le seul témoignage d'un événement magmatique de cet âge dans la chaîne varisque d'Europe de l'Ouest pourrait résider dans les olistolithes (chert, pillow-lavas, gabbro, andésite, trachyte) de l'Unité de Saint Georges sur Loire, dans le Sud du domaine Sud armoricaïn. Ces olistolithes ont été interprétés comme provenant d'un bassin ayant séparé l'Armorica d'un arc insulaire installé sur un socle continental (Cartier et al., 2001). La participation d'une source fertile d'âge silurien est donc à envisager, même si sa nature demeure hypothétique. Peucat et al. (1988) ont proposé l'existence d'une source fertile jeune (c'est-à-dire très récemment différenciée du manteau à cette époque), et peu radiogénique. Les zircons hérités siluriens pourraient constituer les témoins de cette source.

Le granite de Montmarault n'a pas fourni d'âge de mise en place, l'âge le plus jeune, à 368 ± 23 Ma, étant considéré comme beaucoup trop vieux, si l'on considère le contexte géologique environnant. Cet âge ancien est toutefois fiable -les zircons

analysés étant concordants-, malgré l'erreur assez large qui l'affecte. Il peut être rapproché des âges obtenus sur le complexe intrusif de Guéret -géographiquement très proche du granite de Montmarault- qui s'échelonnent entre 360 et 350 Ma (Berthier et al., 1979 ; Cartannaz et al., 2007). Cet âge à 368 ± 23 Ma pourrait donc témoigner : i) soit de phénomène de contamination et d'incorporation des 'xén zircons' au cours de la mise en place des magmas granitiques à l'origine du granite de Montmarault, ii) soit d'une source ayant aussi enregistré l'événement thermique ayant entraîné la mise en place du granite de Guéret.

En comparant les différents histogrammes synthétisant les résultats obtenus dans les formations magmatiques varisques, les granitoïdes cambro-ordoviciens et les formations paradérivées, on observe qu'il existe une très bonne corrélation entre :

- le pic d'activité magmatique ordovicien et les zircons hérités du magmatisme tardi-orogénique ainsi qu'entre,
- l'ensemble des âges reliques néoprotérozoïques obtenus à la fois dans les formations orthodérivées et paradérivées et les événements magmatiques enregistrés en Europe de l'Ouest (Fig. VI-2). Ces zircons d'âge néoprotérozoïque sont à la fois contenus dans les granitoïdes ordoviciens et les formations paradérivées, ce qui implique que les zircons hérités de cette période, échantillonnés dans les formations magmatiques tardi-orogéniques varisques, peuvent provenir de ces deux types de sources.

Les méta-granites cambro-ordoviciens renferment une part notable de zircons hérités, principalement d'âge néoprotérozoïque, et dans certains cas paléoprotérozoïque voire archéen (Fig. VI-2 et VI-3). Une source majoritairement crustale doit donc être privilégiée en premier lieu pour rendre compte de leur genèse. Ces données sont par ailleurs en bon agrément avec les données de géochimie isotopique du Nd et les spectres de Terres Rares (Downes & Duthou, 1987). Ces auteurs ont proposé que, par comparaison avec les données géochimiques des xénolithes granulitiques issus de la base de croûte granulitique échantillonnés par les magmas tertiaires du Massif Central (Downes et al., 1990) , la source principale de ces granitoïdes pourrait correspondre à des roches orthodérivées constituant une partie de la croûte inférieure, avec l'addition dans des proportions moindre d'une source métasédimentaire kinzigitique. Des contraintes d'ordre pétrographique (présence de restites et d'inclusions métasédimentaires peralumineuses) indiquent de plus que les granites alumino-potassiques ont pour origine la fusion partielle de séries métasédimentaires peralumineuses ou d'orthogneiss peralumineux comparables (Duthou et al., 1984 ; Montel et al., 1986 ; Sheppard, 1986 ; Stussi, 1989). La concordance de nos résultats avec les âges obtenus dans les enclaves granulitiques paradérivées de Bournac, remontées par le volcanisme miocène, concourt à donner du crédit à ces hypothèses.

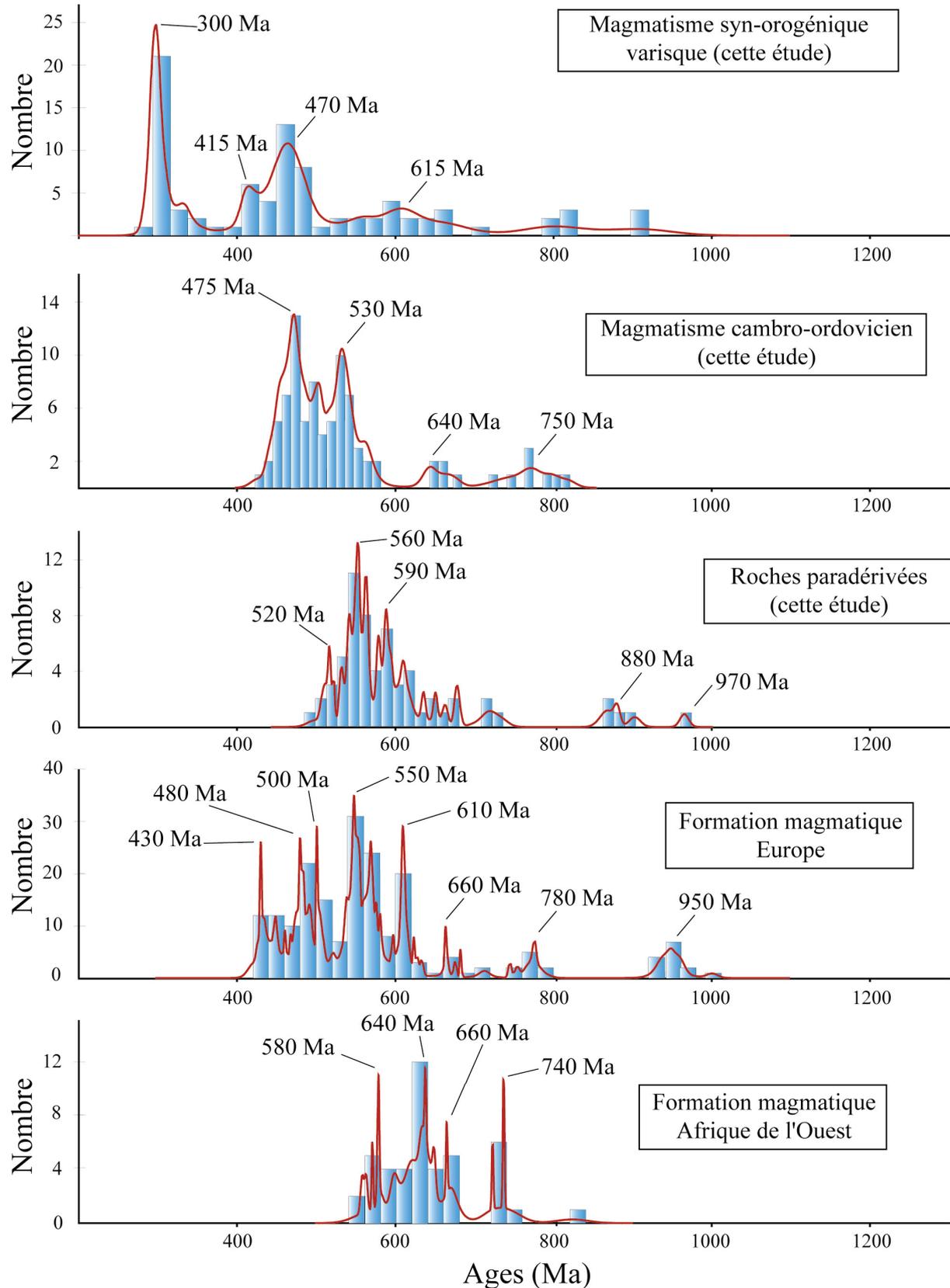


Figure VI-2 : Histogrammes synthétiques des âges U-Pb sur zircon de la période 200 Ma - 1 Ga obtenus au cours de ce travail ainsi que ceux des formations magmatiques d'Europe et d'Afrique de l'Ouest. Les données ayant permis la construction de ces deux derniers histogrammes sont issues de Condie et al. (2008).

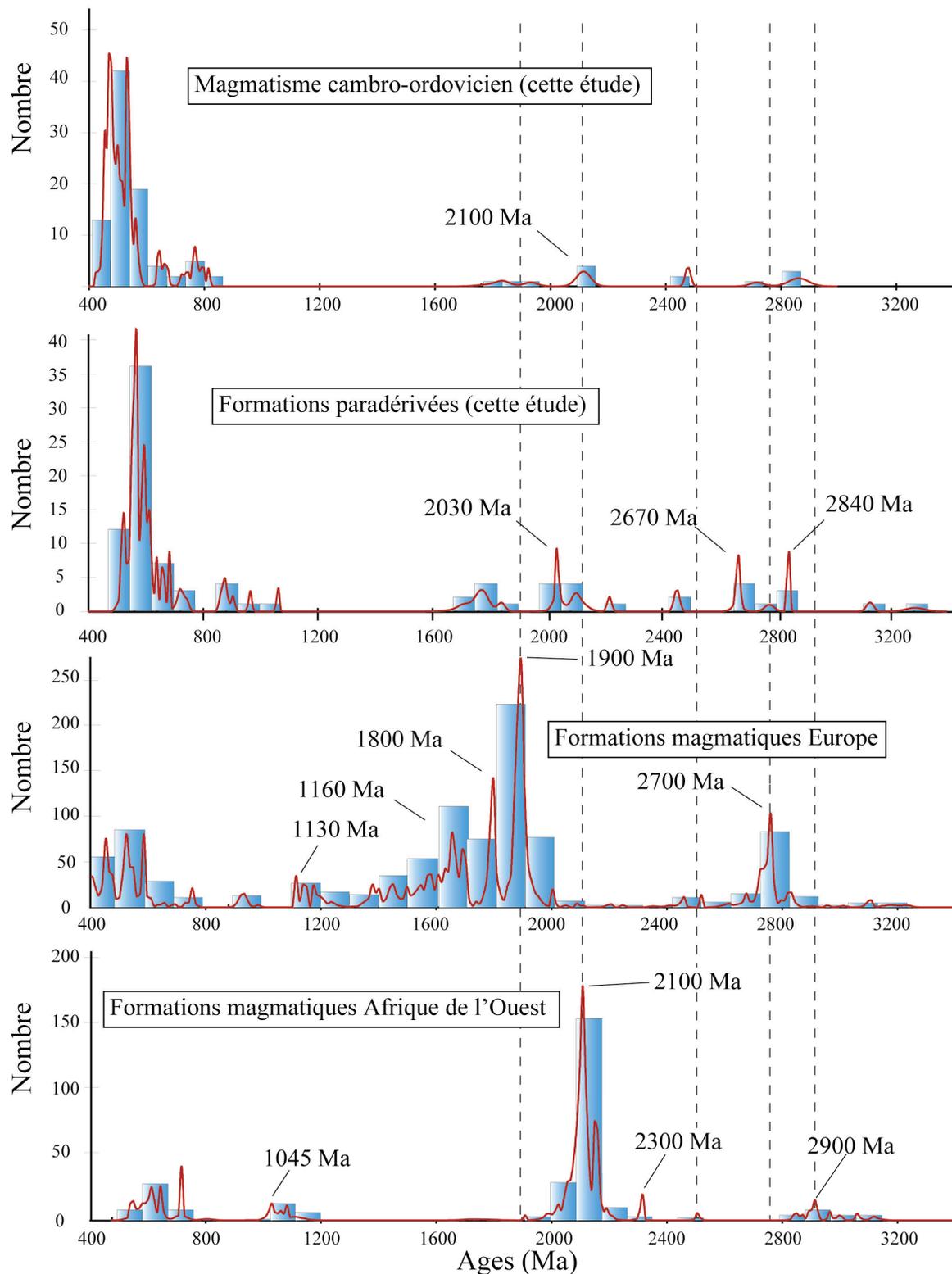


Figure VI-3 : Histogrammes synthétiques des âges U-Pb sur zircon de la période 400 Ma - 3.4 Ga obtenus au cours de ce travail ainsi que ceux des formations magmatiques d'Europe et d'Afrique de l'Ouest. Les données ayant permis la construction de ces deux derniers histogrammes sont tirées de Condie et al. (2008).

Pour conclure sur la contribution des résultats obtenus à la détermination des sources des magmas, les principaux «fournisseurs» fertiles des magmas tardi-orogéniques varisques résideraient dans les méta-granitoïdes ordoviciens et les formations métasédimentaires d'âge Néoprotérozoïque à Paléozoïque inférieur. Ces magmas ont pu ensuite être mélangés en proportions variables. Le protolithe le plus jeune que nous ayons détecté, à l'origine d'une partie du granite de Sarzeau est d'âge silurien (ceci implique notamment que la «subduction» de ce matériel continental en base de croûte est un phénomène postérieur à 410 Ma). Enfin, la diversité des âges monazites hérités dans ce même granite indique que ces minéraux doivent être interprétés comme des «xénocristaux» incorporés au cours de la mise en place du magma ou bien de minéraux restitiques issus de sa source.

Les protolithes des granitoïdes cambro-ordoviciens sont constitués de roches métasédimentaires ou orthodérivées granulitiques d'âge principalement néoprotérozoïque. Les larges proportions de minéraux hérités, comme le zircon ou la monazite, principaux porteurs des éléments en traces, laissent suspecter que l'utilisation des données géochimiques obtenues sur roche totale dans des diagrammes géochimiques fondés sur la distribution des éléments en traces, doit être sérieusement nuancée.

Certains auteurs ont suggéré que la signature tardi-grenvillienne (1.0-0.9 Ga) des zircons détritiques d'Europe de l'Ouest, d'âge Néoprotérozoïque et Paléozoïque Inférieur, pourraient provenir de la croûte Sud américaine, plutôt qu'Ouest africaine (Abati et al., 1999 ; Friedl et al., 2000 ; Fernández-Suárez et al., 2000 ; Gutiérrez-Alonso et al., 2003). Ces considérations amènent à placer l'ensemble Ibérie-domaine Sud armoricain-Massif Central français dans une position très occidentale à la fin du Néoprotérozoïque, au Nord-ouest du continent Sud américain. Ces auteurs expliquent la position de cet ensemble, vers 500 Ma, par le jeu de grands décrochements senestres, intervenus entre 600 et 540 Ma. A partir de ce postulat, et en utilisant les âges modèles Nd obtenus dans la péninsule ibérique, Murphy et al. (2008) proposent que la lithosphère continentale ibérique serait d'âge Mésoprotérozoïque (ca entre 1.1 et 1.6 Ga). Cette proposition peut être discutée et réfutée par les arguments suivants : i) il n'existe aucun témoins de ces grands décrochements qui sont des structures tectoniques majeures ; ii) des études récentes ont documenté un épisode d'amincissement crustal daté entre 1.1-1.0 Ga dans le massif de l'Adrar Souttouf, dans les Mauritanides (Villeneuve et al., 2006). Les populations de zircons hérités d'âge tardi-grenvillien (1.0-0.9 Ga) peuvent donc provenir de formations magmatiques mise en place durant cet événement ; iii) les âges modèles Nd correspondent à des âges de mélange, comme le démontre la mise en évidence de différentes populations de zircons hérités, les âges tardi-grenvilliens ne représentant qu'environ 3 % de l'enregistrement total, et les âges compris entre 1.7 et 1.1 en étant pratiquement absents (cf. chapitre 5).

II. Modalités du recyclage de la croûte continentale Ouest européenne

Deux types de phénomènes permettent le recyclage de la croûte continentale. Ces mécanismes sont : (i) l'incorporation de portion de croûte continentale directement dans le manteau ; et/ou (ii) la fusion de métasédiment, qui conduit à la formation des granitoïdes, qui assure la croissance et la structuration de la croûte continentale.

L'incorporation de matériaux continentaux dans le manteau est restée sujette à débat pendant de longues années. Armstrong (1968) a proposé que de grandes quantités de croûte continentale ont été intégrées dans le manteau au cours des premiers stades de l'évolution de notre planète. Les hétérogénéités isotopiques ont été par la suite expliquées par le recyclage de matériaux crustaux (Hawkesworth et al., 1979 ; White & Hofmann, 1982 ; Dupré & Allègre, 1983). Plusieurs modèles d'estimation de croissance crustale ont, par la suite, pris en compte la disparition de croûte continentale dans le manteau (De Paolo, 1983 ; Mc Lennan, 1988 ; Armstrong, 1991). A l'heure actuelle, malgré de grandes incertitudes sur les processus et les flux, on considère que la croûte continentale peut être recyclée dans le manteau suivant plusieurs modalités :

- i) au niveau des fosses de subduction, les sédiments sont entraînés dans le manteau par la plaque plongeante (Kay, 1980 ; Kay & Kay, 1988 ; Von Huene & Scholl, 1991). Condie (1998) estime ce flux à environ $0.9 \text{ km}^3/\text{an}$. La preuve de ce type de mécanisme a été apportée par la présence de ^{10}Be (isotope cosmogénique de courte période) dans les laves d'arc insulaires, ce qui révèle le faible de temps de résidence des matériaux crustaux dans le manteau (inférieur à 5 Ma ; Brown et al., 1982). Une partie du prisme d'accrétion peut être aussi entraîné dans le manteau, il s'agit du processus d'érosion tectonique (Rutland, 1971 ; Dewey & Windley, 1981 ; Von Huene & Scholl, 1991). Dewey & Wedley (1981) ont, pour leur part, proposé un flux de l'ordre de $0,2 \text{ km}^3/\text{an}$ de matériaux crustaux incorporés à l'échelle du globe.

- ii) la subduction directe de la lithosphère continentale (Molnar & Gray, 1979 ; Chemenda et al., 1995 ; Grand et al., 1997 ; Van der Hilst et al., 1997 ; Faccenda et al., 2008 et références incluses). Ce phénomène est tout d'abord mis en évidence par la présence de minéraux reliques de très haute pression, visibles dans de nombreuses chaînes orogéniques. Les modèles de subduction continentale de Chemenda et al. (1995) suggèrent que l'enfouissement de la croûte continentale peut atteindre des profondeurs de l'ordre de 200 km. Les modèles de tomographie sismique impliquent que cette limite peut être portée jusqu'à la limite manteau / noyau (Grand et al., 1997 ; Van der Hilst et al., 1997). Matte et al. (1997) ont de plus montré que ce phénomène est à prendre en considération dans plusieurs chaînes comme les Alpes (dont la chaîne de l'Himalaya) et la chaîne varisque. La rupture de la lithosphère mantellique plongeante est de plus un mécanisme clef au cours du processus de subduction continentale, puisqu'il peut être à l'origine d'une élévation rapide de la marge active (Chatelain et al., 1992), du magmatisme syn-convergence (Davies & von Blanckenburg, 1995 ; Ledru et al., 2001), ou encore d'une hétérogénéité

de la réponse tomographique du « slab » plongeant ou de discontinuités sismiques (Wortel & Spakman, 1992). Il reste cependant très difficile de quantifier la proportion de matériaux crustaux recyclés par ce processus de subduction continentale. Hildebrand & Bowring (1999) suggèrent toutefois que de grandes quantités de croûte continentale pourraient être recyclées dans le manteau par le biais de rupture de la plaque plongeante. Ils ont de plus mis en évidence que ce processus pourrait avoir été actif depuis le Paléoprotérozoïque, et pourrait expliquer la disparition des traces de rifting précoce dans certains orogènes.

- iii) un troisième processus est celui de la délamination crustale (Bird, 1979 ; Mc Kenzie & O'Nions ; 1983 ; Kay & Kay, 1993 ; Rudnick, 1995 ; Gao et al., 2004). A la suite de l'épaississement crustal lié à la convergence puis à la collision continentale, la croûte inférieure subit une éclogitisation -et donc une augmentation de densité- qui amène son enfoncement dans le manteau (Jull & Kelemen, 2001), ce processus est aujourd'hui considéré comme un moteur majeur. Une partie du matériel qui a sombré dans le manteau serait alors ensuite dispersé par la convection mantellique et susceptible ensuite d'être *pro parte* « réinjecté » dans la croûte lors d'épisodes magmatiques (Tatsumi, 2000). A la suite du phénomène de délamination crustale, pourrait intervenir une phase extensive de la croûte continentale sus-jacente ainsi que des épisodes magmatiques conséquents (Faure et al., 2002 ; Gao et al., 2004). Condie (1998) estime ce flux entre 0 et 0.2 km³/an durant les derniers 200 Ma.

En considérant l'évolution géodynamique de la chaîne varisque, nous pouvons aisément imaginer que la plupart de ces mécanismes ont été impliqués dans les processus de recyclage de croûte continentale. Nous avons vu que la bordure Nord du Gondwana a été affectée, au Paléozoïque inférieur, par un épisode de rifting qui a conduit à l'individualisation de plusieurs microcontinents ainsi qu'à l'apparition de domaines océaniques. L'évolution de cet ensemble a ensuite amené, au Silurien, la convergence entre la Laurussia au Nord et le Gondwana au Sud ; s'en est suivie la fermeture des domaines océaniques séparant les microcontinents intercalés entre ces deux supercontinents (Matte, 1986 ; Matte, 2001 ; Faure et al., 2005) via le fonctionnement de plusieurs zones de subduction.

Les formations sédimentaires d'âge néoprotérozoïque à paléozoïque inférieur -protolithes potentiels de la chaîne varisque- et qui se sont déposés dans ces bassins océaniques, ont été impliquées dans ces différentes subductions. Elles ont ainsi contribué à la formation de la croûte profonde granulitique et ont pu ensuite être *pro parte* intégrées dans le manteau via les processus envisagés plus haut. Dans ce cadre, Faure et al. (2008) ont proposé que la majeure partie de l'arc magmatique de la bordure Sud d'Armorica a été subductée, ce qui aurait donc là encore impliqué qu'une large proportion de croûte continentale aurait pu être recyclée dans le manteau.

La rupture de la lithosphère continentale plongeante est un argument qui a été avancé pour rendre compte de l'important épisode d'anatexie crustale tardi varisque, et notamment du dôme du Velay dans le Massif Central (Ledru et al., 2001) ; les

mécanismes de délamination de la base de la croûte continentale étant invoqués pour expliquer les perturbations du géotherme continental qui a entraîné la fusion d'une fraction notable de la croûte (Faure et al., 2002).

Tout a commencé par l'érosion des masses continentales juvéniles les plus anciennes, qui constitue le premier stade du recyclage continental (sans érosion, pas de sédiments...). Les âges obtenus sur les formations paradérivées au cours de ce travail soulignent leur affinité avec les formations affleurantes dans la partie Nord du Gondwana, et plus généralement avec les âges connus dans le craton Ouest africain (cf. chapitre 5, partie I). Les populations observées sont principalement d'âges néoprotérozoïque, avec quelques reliques d'âges plus anciens, paléoprotérozoïques à archéennes (Fig. VI-2 et VI-3), toutes ces données sont cohérentes avec les études antérieures (Gebauer et al., 1989 ; Guérot, 1989 ; Alexandrov et al., 2000 ; Alexandre, 2007).

Des reliefs constitués de formations de ces différents âges ont été soumis à l'érosion au cours du Paléozoïque inférieur et du Néoprotérozoïque. La prépondérance des zircons détritiques d'âges néoprotérozoïque indique cependant que la majeure partie de ces formations serait d'âge néoprotérozoïque. Le premier épisode magmatique qui marque l'intercycle panafricain-varisque réside dans la mise en place des granitoïdes cambro-ordoviciens, qui peuvent être reliés à l'extension affectant la marge Nord du Gondwana (Matte, 2001 ; Stampfli et al., 2002 ; Von Raumer et al., 2003). Ces granitoïdes fournissent une grande variété d'âges hérités, principalement néoprotérozoïques, auxquels s'ajoutent quelques reliques d'âges paléoprotérozoïques et archéens (Fig. VI-2 et VI-3). Très largement répandu, cet épisode de fusion crustale représente donc un événement majeur dans le processus de recyclage de la croûte continentale.

Les différences entre les pics d'âges hérités des formations paradérivées et orthodérivées sont remarquables. Condie et al. (2008) retrouvent ces différences à l'échelle de tous les cratons. Moecher & Samson (2006) ont proposé plusieurs explications à ce phénomène. Tout d'abord, certains magmas granitiques pauvres en zirconium ne donnent pas lieu nécessairement à la cristallisation de néozircon lors de leur cristallisation. Les événements ayant produit ce type de magmas seraient donc peu représentés dans les séries détritiques. Ensuite, la représentation des zircons de faible abondance modale, ou bien de taille réduite, peut être amoindrie au cours des processus d'érosion. En revanche, les mêmes sédiments peuvent être localement anormalement enrichis en zircons provenant d'une même suite granitique qui n'a pas une extension importante mais qui peut être très riche en ce minéral. Cependant, tous ces arguments possèdent une bonne validité pour expliquer des variations locales, mais non continentales.

Le processus de recyclage de la croûte débute dès la collision continentale par la mise en place de grandes quantités de magmas granitiques d'origine crustale. Nous avons vu qu'une grande proportion des granites tardi-orogéniques, et plus

particulièrement les leucogranites, contiennent une large fraction de zircons hérités d'âge principalement cambro-ordovicien et néoprotérozoïque. Cet épisode recycle donc une partie de ces granitoïdes mis en place durant le Paléozoïque inférieur, ainsi que des roches magmatiques néoprotérozoïques ou des sédiments issus de l'érosion de ces formations. Localement, ces granitoïdes intègrent des matériaux issus de stades plus précoces, à l'exemple du magmatisme lié à l'épisode éo-varisque pour le granite de Sarzeau dans le golfe du Morbihan, ou de granitoïdes syn-orogéniques d'âges dévonien du Massif Central, à l'exemple du granite de Montmarault.

Notre travail n'a porté que sur des cibles appartenant au magmatisme varisque tardi-orogénique. L'abondance des granitoïdes d'origines crustale ou mixte, mis en place au cours de tout le processus orogénique varisque, impliquerait la prise en considération de l'ensemble des épisodes magmatiques pour apprécier la réalité du recyclage crustal qui a résulté de l'orogénèse varisque.

Les épisodes néoprotérozoïques sont très représentés dans les populations héritées des formations de la chaîne varisque que nous avons étudié. Comme on l'a vu (cf. chapitre 2), ce magmatisme revêt dans le domaine cadomien un caractère juvénile notable (Guerrot, 1989). La large représentation de cet épisode dans le stock de zircons hérités au cours du Varisque, bien supérieure à ce qui est aujourd'hui connu à l'affleurement en Europe de l'Ouest, indique que ces événements néoprotérozoïques ont pris une large part dans la croissance crustale du continent Ouest européen.

Le recyclage de la croûte continentale au cours du cycle orogénique varisque est donc caractérisé par une évolution polycyclique au cours de laquelle les produits des événements postérieurs recyclant les événements plus anciens.

Certains auteurs ont suggéré que la signature tardi-grenvillienne (1.0-0.9 Ga) des zircons détritiques d'Europe de l'Ouest, d'âge Néoprotérozoïque et Paléozoïque Inférieur, pourraient provenir de la croûte Sud américaine, plutôt qu'Ouest africaine (Abati et al., 1999 ; Friedl et al., 2000 ; Fernández-Suárez et al., 2000 ; Gutiérrez-Alonso et al., 2003). Ces considérations amènent à placer l'ensemble Ibérie-domaine Sud armoricain-Massif Central français dans une position très occidentale à la fin du Néoprotérozoïque, au Nord-ouest du continent Sud américain. Ces auteurs expliquent la position de cet ensemble, vers 500 Ma, par le jeu de grands décrochements senestres, intervenus entre 600 et 540 Ma. A partir de ce postulat, et en utilisant les âges modèles Nd obtenus dans la péninsule ibérique, Murphy et al. (2008) proposent que la lithosphère continentale ibérique serait d'âge Mésoprotérozoïque (ca entre 1.1 et 1.6 Ga). Cette proposition peut être discutée et réfutée par les arguments suivants : i) il n'existe aucun témoins de ces grands décrochements qui sont des structures tectoniques majeures ; ii) des études récentes ont documenté un épisode d'amincissement crustal daté entre 1.1-1.0 Ga dans le massif de l'Adrar Souttouf, dans les Mauritanides (Villeneuve et al., 2006). Les populations de zircons hérités d'âge tardi-grenvillien (1.0-0.9 Ga) peuvent donc provenir de formations magmatiques mise en place durant cet événement ; iii) les

âges modèles Nd correspondent à des âges de mélange, comme le démontre la mise en évidence de différentes populations de zircons hérités, les âges tardi-grenvilliens ne représentant qu'environ 3 % de l'enregistrement total, et les âges compris entre 1.7 et 1.1 en étant pratiquement absents (cf. chapitre 5).

Conclusion

Conclusion

Nous avons pu mettre en évidence, grâce à une datation U-Pb systématique par le couplage Laser - MC-ICPMS, que les populations de zircons au sein des formations varisques du centre et de l'Ouest de la France, sont largement recyclées et qu'il est possible d'y reconnaître un large éventail d'âges hérités, s'étalant de l'Archéen au Paléozoïque inférieur. Notre étude a porté à la fois sur la datation de zircons de formations métasédimentaires, orthodérivées et magmatiques.

Les spectres d'âges obtenus révèlent l'origine gondwanienne des formations étudiées, notamment par l'absence d'âges entre 1.7 et 1.1 Ga, caractéristiques de la formation du supercontinent Rodinia, observée dans la Laurentia l'Europe du Nord. Les âges tardi-grenvilliens (1.0-0.9 Ga) que nous avons trouvés, et qui ont été aussi décrits dans d'autres secteurs de l'Ouest européen, pourraient provenir de formations magmatiques liées à un épisode d'amincissement crustal identifié dans l'Ouest Africain (Villeneuve et al., 2006).

Nos résultats ont permis d'établir des bornes chronologiques qui limitent l'âge maximum du dépôt des métasédiments de l'Unité Para-autochtone, de l'Unité Inférieure des Gneiss, de l'Unité Supérieure des Gneiss et l'Unité de Thiviers-Payzac.

En marge de notre travail, nous avons pu mettre en évidence que les granitoïdes tardi-orogéniques varisques du Sillon Houiller et du golfe du Morbihan se sont mis en place aux alentours de 300 Ma. Nous avons de plus pu réinterpréter les âges plus anciens - mesurés sur monazite seule - et montrer que les monazites analysées lors des études antérieures étaient héritées. La datation couplée zircon-monazite apporte les meilleures contraintes chronologiques sur la mise en place des granites d'origine crustale, l'un et/ou l'autre pouvant constituer des populations héritées sans présenter de néocristallisations périphériques.

La large proportion de minéraux hérités, comme le zircon ou la monazite, principaux porteurs des éléments en traces, laissent suspecter que l'utilisation des données géochimiques obtenues sur roche totale dans des diagrammes géochimiques

fondés sur la distribution des éléments en traces, doit être sérieusement nuancée en l'absence d'indications du cogénéisme de ces minéraux avec la roche hôte.

Dans le même cadre, l'utilisation de la méthode de datation sur monazite fondée sur la mesure des concentrations en U, Th et Pb à la microsonde électronique, a fourni le premier âge U-Pb du jeu du cisaillement vers le NO (D₂) observé dans le Massif Central et le domaine Sud armoricain. La signification de cet âge, à 360 ± 4 Ma, est discuté à l'échelle de la virgation ibéro-armoricaine.

L'abondance de zircons hérités d'âge ordovicien et néoprotérozoïque indique que les méta-granites ou métasédiments fertiles de ces périodes constituent une part prépondérante de la source des granites tardi-orogéniques varisques. Plus localement, un protolithe d'âge silurien a été mise en évidence pour le granite de Sarzeau, ceci implique notamment que la « subduction » de ce matériel continental en base de croûte est un phénomène postérieur à 410 Ma.

Le spectre des âges hérités et les données géochimiques de la littérature suggèrent que les protolithes des granitoïdes cambro-ordoviens sont majoritairement constitués de roches métasédimentaires ou orthodérivées granulitiques d'âge néoprotérozoïque.

Le recyclage de la croûte continentale au cours de l'orogénèse varisque se caractérise par une évolution polycyclique :

- 1) L'érosion des formations du craton africain, d'âge néoprotérozoïque, voire paléoprotérozoïque et archéen, a fourni les matériaux fertiles constituant les sources des épisodes magmatiques postérieurs.
- 2) L'événement magmatique cambro-ordovicien, très largement représenté, constitue le premier événement éo-varisque de fusion de ces métasédiments et apparaît donc comme un événement majeur dans le processus de recyclage et de structuration de la croûte varisque.
- 3) La collision continentale, accompagnée de la mise en place de grandes quantités de magmas, d'origine crustale ou mixte, représente le second grand épisode de recyclage de la croûte continentale varisque.

Les résultats que nous avons obtenus sur les âges maximum de dépôt des différentes unités métasédimentaires du Massif Central révèlent un rajeunissement des différentes unités depuis la base vers le toit de l'empilement lithotectonique. Ce dispositif devra être confirmé par des mesures plus systématiques de nouvelles données chronologiques sur des zircons détritiques prélevés à la base et au toit de chacune de ces unités.

La détermination de la fraction de croûte héritée dans les formations magmatiques les plus précoces de l'orogénèse varisque devrait permettre dans un futur proche de quantifier dans sa globalité le recyclage orogénique induit par le

magmatisme orogénique. Parmi les outils qui devraient permettre d'affiner cette analyse, l'utilisation des isotopes (^{18}O , Lu-Hf) renseignera l'origine et les conditions de formation des zircons datés et la modélisation de la conservation des zircons hérités -via le calcul de saturation en zirconium- permettra de rechercher et/ou d'expliquer la sous- ou sur- représentation des âges de populations héritées.

Bibliographie

- Abati, J., Dunning, G.R., Arenas, R., Diaz Garcia, F., Gonzales Cuadra, P., Martinez Catalan, J.R. & Andonaegui, P., 1999. Early Ordovician orogenic event in Galicia (NW Spain): evidence from U-Pb ages in the uppermost unit of the Ordenes Complex. *Earth and Planetary Science Letters*, **165**, 213–228.
- Abouchami, W., Boher, M., Michard, A. & Albarède, F., 1990. A major 2.1 Ga event of mafic magmatism in West Africa: An early stage of crustal accretion. *Journal of Geophysical Research*, **95**, 17605-17626.
- Adams, C.J., 1976. Geochronology of the Channel Islands and adjacent French mainland. *Journal of the Geological Society of London*, **132**, 233-250.
- Albarède, F., 1985. Regime and trace-element evolution of open magma chambers. *Nature*, **318**, 356-358.
- Alexandre, P., 2007. U-Pb SIMS ages from the French Massif Central and implication for the pre-Variscan tectonic evolution in Western Europe. *Comptes Rendus Geosciences*, **339**, 613-621.
- Alexandrov, P., 2000. Géochronologie U/Pb et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de deux segments de la chaîne varisque : le haut Limousin et les Pyrénées orientales. *Thèse Institut National Polytechnique de Lorraine Université Nancy*, 186.
- Alexandrov, P., Floc'h, J.P., Cuney, M. & Cheilletz, A., 2000. 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, Paris*, **332**, 625-632.
- Anderson, D.L., 1979. The upper mantle transition region: eclogite? *Geophysical Research Letters*, **6**, 443-436.
- Armstrong, R.L., 1968. A model for Sr and Pb isotopes evolution in a dynamic Earth. *Reviews of Geophysics*, **6**, 175-199.
- Armstrong, R.L., 1991. The persistent myth of crustal growth. *Australian Journal of Earth Sciences*, **38**, 613-630.
- Arndt, N.T., 2004. Crustal growth rates. In: *The Precambrian Earth: Tempos and events*, Eriksson, P.G., Altermann, W., Nelson, N.L., Mueller, W.U. & Cateanu, O., (Eds). *Developments in Precambrian Geology*, 12. 940 pp.

- Arthaud, F., 1970. Etude tectonique et microtectonique compare de deux domaines hercyniens : les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne). Thèse Université de Montpellier.
- Arthaud, F. & Matte, P., 1977. Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: Result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geological Society American Bulletin*, **88**, 1305-1320.
- Atherton, M.P., 1993. Granite magmatism. *Journal of the Geological Society*, **150**, 1009-1023.
- Atherton, M.P., Petford, N., 1996. Plutonism and the growth of Andean crust at 9 degrees S from 100 to 3 Ma. *Journal of South American Earth Sciences*, **9**, 1-9.
- Aubert, M. & Perrier, G., 1971. La structure profonde du Massif Central. Symposium J. Jung : Géologie-géomorphologie et structure profonde du Massif Central français, Clermont Ferrand.
- Audren, C., 1987. Evolution structurale de la Bretagne méridionale au Paléozoïque. *Mémoire de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, **31**, 365pp.
- Auvray, B., Charlot, R. & Vidal, P., 1980. Données nouvelles sur le Protérozoïque inférieur du domaine nord-armoricain (France) : âge et signification. *Canadian Journal of Earth-Sciences*, **17**, 532-538.
- Azcarraga J., Abalos B. & Ignacio Gil Ibarguchi J., 2002. On the relationship between kilometer-scale sheath folds, ductile thrusts and minor structures in the basal high-pressure units of the Cabo Ortegal complex. - *Journal of Structural Geology*, **24**, 1971-1989.
- Baker, D.R., Conte, A.M., Freda, C., Ottolini, L., 2002. The effect of halogens on Zr diffusion and zircon dissolution in hydrous metaluminous granitic melts. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **142**, 666-678.
- Balan, E., Neuville, D.R., Trocellier, P., Fritsch, E., Muller J.P. & Calas, G., 2001. Metamictization and chemical durability of detrital zircon. *American Mineralogist*, **86**, 1025-1033.
- Ballèvre, M., Marchand, J., Godard, G., Goujou, J.C. & Wyns, R., 1994. Eo-Hercynian events in the Armorican massif. In: Keppied, J.D., (Ed), Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas, Springer-Verlag, Berlin, 183-194.
- Ballèvre, M., Capdevila, R., Guerrot, C., Peucat, J.J., 2002. Discovery of an alkaline orthogneiss in the eclogite-bearing Cellier unit (Champtoceaux Complex, Armorican Massif): a new witness of the Ordovician rifting. *Comptes Rendus Géoscience*, **334**, 303-311.

- Barbarin, B., 1990. Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Geology Journal*, **25**, 227-238.
- Barbarin, B., 1996. Genesis of two main types of peraluminous granitoids. *Geology*, **24**, 295-298.
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins, and their geodynamic environments. *Lithos*, **46**, 605-626.
- Barbey, P., Alle, P., Brouand, M., & Albarede, F., 1995. Rare-earth patterns in zircons from the Manaslu Granite and Tibetan slab migmatites (Himalaya)—insights in the origin and evolution of a crustally-derived granite magma, *Chemical Geology*, **125**, 1-17.
- Barbey, P., Brouand, M., Le Fort, P. & Pêcher, A., 1996. Granite-migmatite genetic link: the exemple of the Manaslu granite and the Tibetan Slab migmatites in Central Nepal. *Lithos*, **38**, 63-79.
- Bard, J.P., 1997. Démembrement anté-mésozoïque de la chaîne varisque d'Europe occidentale et d'Afrique du Nord : Rôle essentiel des grands décrochements transpressifs dextres accompagnant la rotation-translation horaire de l'Afrique durant le Stéphaniene. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **324**, 693-704.
- Barraud, J., 2001. La segregation et la migration des liquids de fusion lors de la deformation des migmatites : modélisation analogique, numérique et exemples de terrain. Thèse, Université Joseph Fourier-Grenoble I. 250 pp.
- Barraud, J., Gardien, V., Allemand, P., Grandjean, P., 2001. Analog modelling of melt segregation and migration during deformation. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A : Solid Earth and Geodesy*, **26**, 317-323.
- Bea, F., 1996. Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths; implications for the chemistry of crustal melts. *Journal of Petrology*, **37**, 521-552.
- Bea, F. & Montero, P., 1999. Behavior of accessory phases and redistribution of Zr, REE, Y, Th, and U during metamorphism and partial melting of metapelites in the lower crust: an example from the Kinzigite Formation of Ivrea-Verbanò, NW Italy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **63**, 1133-1153.
- Bea, F., Montero, P. & Zinger, T., 2003. The nature, origin, and thermal influence of the Granite Source Layer of Central Iberia. *Journal of Geology*, **111**, 579-595.
- Bea, F., Montero, P., González-Lodeiro, F. & Talavera, C. 2007. Zircon inheritance reveals exceptionally fast crustal magma generation processes in Central Iberia during the Cambro-Ordovician. *Journal of Petrology*, **48**, 2327-2339.

- Béchenec, F., Hallegouet, B. & Thiéblemont, D., 2002. Notice explicative de la feuille Rosporden à 1/50 000. BRGM eds, Orléans.
- Bellot, J.P., 2001. La structure de la croûte varisque du Sud-Limousin (massif central français) et ses relations avec les minéralisations aurifères tardi-orogéniques : apport des données géologiques, gîtologiques, géophysiques et de la modélisation 3D. Thèse, Université de Montpellier II, Montpellier, 320 pp.
- Bellot, J.P. & Roig, J.-Y., 2007. Episodic exhumation of HP rocks inferred from structural data and P-T paths from the southwestern part Massif Central (Variscan belt, France). *Journal of Structural Geology*, **29**, 1538-1557.
- Belousova, E.A., Griffin W.L. & O'Reilly S.Y., 2006. Zircon morphology, trace element signatures and Hf-isotope composition as a tool for petrogenetic modeling: examples from eastern Australian granitoids. *Journal of Petrology*, **47**, 329-353.
- Be Mezeme, E., 2005. Contribution de la géochronologie U-Th-Pb sur monazite à la compréhension de la fusion crustale dans la chaîne varisque française et implication géodynamique. Thèse, Université d'Orléans, Orléans, 249 pp.
- Be Mezeme, E., Cocherie, A., Faure, M., Legendre, O., Rossi, P., 2005a. Electron microprobe monazite dating of magmatic events: Examples from Variscan migmatites and granitoids, Massif Central, France. *Lithos*, **87**, 276-288.
- Be Mezeme, E., Faure, M., Cocherie, A., Chen, Y., 2005b. In situ chemical dating of tectonothermal events in the French Variscan Belt. *Terra Nova*, **17**, 420-426.
- Ben Othman, D., Fourcade, S. & Allègre, C.J., 1984a. Recycling processes in granite-granodiorites complex genesis: The Querigut case studied by Nd-Sr isotope systematics. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **69**, 290-300.
- Ben Othman, D., Polvé, M. & Allègre, C.J., 1984b. Nd-Sr isotopic composition of granulites and constraints on the evolution of the lower continental crust. *Nature*, **307**, 510-515.
- Bernard-Griffiths, J., Gebauer, D., Grünenfelder, M. & Piboule, M., 1985a. The tonalite belt of Limousin (French Massif Central): U-Pb zircon ages and geotectonic implications. *Bulletin de la Société Géologiques de France*, **1**, 523-529.
- Bernard-Griffiths, J., Peucat, J.J., Sheppard, S. & Vidal, P., 1985b. Petrogenesis of Hercynian leucogranites from the southern Armorican Massif: contribution of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb and O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **74**, 235-250.

- Berthier F., Duthou J.L. & Roques M., 1979. Datation géochronologique Rb/Sr sur roches totales du granite de Guéret (Massif Central). Age fini-Dévonien de mise en place de l'un de ses faciès type. *Bulletin BRGM*, **1**, 31-42.
- Bertrand, J.M., Leterrier, J., Cuney, M., Brouard, M., Stussi, J.M., Delaperrière, E. & Virlogeux, D., 2001. Géochronologie U-Pb sur zircon de granitoïdes du Confolendais, du massif de Charroux-Civray (seuil du Poitou) et de Vendée. *Géologie de la France*, **1**, 167-189.
- Best, M.G., 2003. Igneous and metamorphic petrology. Second edition. Blackwell Publishing, 730 pp.
- Bickle, M.J., Bettenay, L.F., Chapman, H.J., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Campbell, I.H. & de Laeter, J.R., 1993. Origin of the 3500-3300 Ma calc-alkaline rocks in the Pilbara Archaean: isotopic and geochemical constraints from the Shaw Batholith. *Precambrian Research*, **60**, 117-149.
- Bingen, B., Demaiffe, D., & Hertogen, J., 1996. Redistribution of rare earth elements, thorium, and uranium over accessory minerals in the course of amphibolite to granulite facies metamorphism: The role of apatite and monazite in orthogneisses from southwestern Norway. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**, 1341-1354.
- Bingen, B., Austrheim, H. & Whitehouse, M., 2001. Ilmenite as a source for zirconium during high-grade metamorphism? Textural evidence from the Caledonides of western Norway and implications for zircon geochronology. *Journal of Petrology*, **42**, 355-375.
- Bird, P., 1979. Continental delamination and the Colorado plateau. *Journal of Geophysical Research*, **84**, 7561-7571.
- Blès, J.L., Bonijoly, D., Castaing, C. & Gros, Y., 1989. Successive post-variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (western European plate): comparison with geodynamic data. *Tectonophysics*, **169**, 79-111.
- Boher, M., Abouchami, W., Michard, A., Albarède, F. & Arndt, N.T., 1992. Crustal Growth in West Africa at 2.1 Ga. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 345-369.
- Bonijoly, D. & Castaing, C., 1984. Fracturation et genèse des bassins Stéphaniens du Massif Central français en régime compressif. *Annales de la Société Géologiques du Nord*, **CIII**, 187-199.
- Bonin, B., Rämö, T. & Andersen, T., 2008. Granite classification - a never-ending problem. International Geological Congress, Oslo.
- Bons, P.D., Arnold, J., Elburg, M.A., Kalda, J., Soesoo, A. & van Milligen, B.P., 2004. Melt extraction and accumulation from partially molten rocks. *Lithos*, **78**, 25-42.

- Bosse, V., Feraud, G., Ruffet, G., Ballèvre, M., Peucat, J.J. & De Jong, K., 2000. Late Devonian subduction and early orogenic exhumation of eclogite-facies rocks from the Champtoceaux Complex (variscan belt, France). *Geological Journal*, 1-29.
- Bouchez, J.L. & Jover, O., 1986. Le Massif Central. Un chevauchement de type himalayen vers l'ouest-nord-ouest. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **302**, 675-680.
- Bowring, S.A. & Housh, T., 1995. The Earth's early evolution. *Science*, **269**, 1535-1540.
- Brown, L., Klein, J., Middleton, R., Sacks, I.S. & Tera, F., 1982. ¹⁰Be in island-arc volcanoes and implications for subduction. *Nature*, **299**, 718-720.
- Brown, M., 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma. The migmatite to crustally derived granite connection in thickened orogens. *Earth Science Reviews*, **36**, 83-130.
- Brown, M., 1995. Geodynamic evolution of the Armorican segment of the Cadomian belt. *Géologie de la France*, **3**, 3-22.
- Brown, M. & Dallmeyer, D., 1996. Rapid Variscan exhumation and the role of magma in core complex formation: Southern Brittany Metamorphic Belt, France. *Journal of Metamorphic Geology*, **14**, 361-379.
- Bruguier, O., Becq-Giraudon, J.F., Bosch, D. & Lancelot, J.R., 1998. Late Visean (upper Mississippian) hidden basins in the internal zones of the Variscan belt: U-Pb zircon evidence from the French Massif Central. *Geology*, **26**, 627-630.
- Brun, J-P. & Burg, J.-P., 1982. Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision. *Earth Planetary Science Letters*, **61**, 319-332.
- Burg, J-P., Bale, P., Brun, J.-P. & Girardeau, J., 1987. Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican arc during the siluro-devonian collision. *Geodinamica Acta*, **1**, 71-87.
- Burg, J.P., Brun, J.P. & Van Den Driessche, J., 1990. Le Sillon Houiller du Massif Central Français : Faille de transfert pendant l'amincissement crustal de la chaîne varisque ? *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **311**, 147-152.
- Burg, J.P., Delor, C., Leyreloup, A. & Romney, F., 1989. Inverted metamorphic zonation and Variscan thrust tectonics in the Rouergue area (Massif Central, France): P-T-t record from mineral to regional scale. In: J.S. Daly, R.A. Cliff & B.W.D. Yardley Eds., *Evolution of Metamorphic Belts*, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **43**, 423-439.

- Burg, J.P., Leyreloup, A., Marchand, J. & Matte, P., 1984. Inverted metamorphic zonation and large scale thrusting in the Variscan Belt: an example in the French Massif Central. *In: D.H.W. Hutton & D.J. Sanderson Eds., Variscan tectonics of the North Atlantic region. Geological Society Special Publication*, 47-61.
- Bussy, F., Derron, M.H., Jacquod, J., Sartori, M. & Thelin, P., 1996. The 500 Ma old Thyon metagranite: a new A-type granite occurrence in the western Penninic Alps (Wallis, Switzerland). *European Journal of Mineralogy*, **8**, 565-575.
- Bussy, F., Hernandez, J. & Von Raumer, J., 2000. Bimodal magmatism as a consequence of the post-collisional readjustment of the thickened Variscan continental lithosphere (Aiguilles Rouges - Mont Blanc Massifs, Western Alps). Conference Information: 4th Hutton Symposium on the Origin of Granites and Related Rocks, Clermont-Ferrand, France. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **91**, 221-233.
- Cabanis, B. & Godard, G., 1987. The Pays-de-Léon eclogites (NW Armorican Massif, France) - Petrological and geochemical studies - Geodynamic implications. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **3**, 1133-1142.
- Cabanis, B., Peucat, J.J., Michot, J. & Deutsch, S., 1979. Remise en cause de l'existence d'un socle orthogneissique précambrien dans le Pays du Léon (domaine nord-armoricain); Etude géochronologique par les méthodes Rb/Sr et U/Pb des orthogneiss de Téglonou et de Plouvenez-Lochrist. *Bulletin BGRM*, **4**, 357-364.
- Calvez, J.-Y. & Vidal, P., 1978. Two billion years old relicts in the hercynian belt of Western Europe. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **65**, 395-399.
- Campbell, I.H., Griffiths, R.W. & Hill, R.I., 1989 Melting in an Archean mantle plume: head it's basalts, tail it's komatiites. *Nature*, **339**, 697-699.
- Capdevila, R., Corretgé, G. & Floor, P., 1973. Les Granitoïdes varisques de la Meseta Ibérique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **15**, 209-228.
- Caron, C., 1994. Les minéralisations Pb-Zn associées au Paléozoïque inférieur d'Europe méridionale. *Thèse Université Montpellier II*, 226 pp.
- Caron, J.M., Gauthier, A., Lardeaux, J.M., Schaaf, A., Ulysse & J., Wozniak, J., 2003. Comprendre et enseigner la planète Terre. Ophrys, 301 pp.
- Cartannaz, C., Rolin, P., Cocherie, A., Marquer, D., Legendre, O., Fanning, C.M. & Rossi, P., 2007. Characterization of wrench tectonics from dating of syn- to post-magmatism in the north-western French Massif Central. *International Journal of Earth Sciences*, **96**, 271-287.

- Cartier, C., Faure, M. & Lardeux, H., 2001. The Hercynian orogeny in the South Armorican Massif (St-Georges-sur-Loire Unit, Ligerian Domain, France): rifting and welding of continental stripes. *Terra Nova*, **13**, 143-149.
- Castiñeiras, P., Navidad, M., Liesa, M., Carreras, J. & Casas, J.M., 2008. U-Pb zircon ages (SHRIMP) for Cadomian and Early Ordovician magmatism in the Eastern Pyrenees: New insights into the pre-Variscan evolution of the northern Gondwana margin. *Tectonophysics*, Doi:10.1016/j.tecto.2008.04.005.
- Chantraine, J., Egal, E., Thiéblemont, D., Le Goff, E., Guerrot, C., Ballèvre, M. & Guennoc, P., 2001. The Cadomian active margin (North Armorican Massif, France): a segment of the North Atlantic Panafrican belt. *Tectonophysics*, **331**, 1-18.
- Chappell, B.V., 1984. Source rocks of I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Transactions of the Royal Society of London*, **A300**, 693-707.
- Chappell, B.W. & White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* **8**, 173-174.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **83**, 1-26.
- Chardon, D., Choukroune, P. & Jayananda, M., 1998. Sinking of the Dharwar Basin (South India): implications for Archean tectonics. *Precambrian Research*, **91**, 15-39.
- Chatelain, J.L., Molnar, P., Prevot, R. & Isacks, B., 1992. Detachment of part of the downgoing slab and uplift of the New Hebrides (Vanuatu) islands. *Geophysical Research Letters*, **19**, 1507-1510.
- Chemenda, A., Mattauer, M., Mallavieille, J. & Bokun, A.N., 1995. A mechanism for syn-collisional rock exhumation and associated normal faulting: Results from physical modelling. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **132**, 225-232.
- Chen, F., Hegner, E. & Todt, W., 2000. Zircon ages and Nd isotopic and chemical compositions of orthogneisses from the Black Forest, Germany: evidence for a Cambrian magmatic arc. *International Journal of Earth Science*, **88**, 791-802.
- Cherniak, D.J., 2001. Diffusion in accessory minerals - A progress report. *Eleventh Annual Goldschmidt Conference, Hot Springs, Virginia*.
- Cherniak, D.J., Hanchar, J.M. and Watson, E.B., 1997a. Rare earth diffusion in zircon. *Chemical Geology*, **134**, 289-301.
- Cherniak, D.J., Hanchar, J.M. & Watson, E.B., 1997b. Diffusion of tetravalent cations in zircon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **127**, 383-390.

- Cherniak, D.J., Watson, E.B., Harrison, T.M. & Grove, T.M., 2000. Pb diffusion in monazite: progress report on combined RBS/SIMS study. *EOS Supplement*, S25.
- Choulet, F., 2008. Etude géochronologique et structurale du nord-est du Massif Central : une coupe d'Avallon à Saint-Etienne. Stage de Master, Université d'Orléans, 41 pp.
- Clemens, J.D., 1984. Water contents of silicic to intermediate magmas. *Lithos*, **17**, 273-287.
- Clemens, J.D., 1998. Observations on the origins and ascent mechanisms of granitic magmas. *Journal of the Geological Society of London*, **155**, 843-851.
- Clemens, J.D., 2003. S-type granitic magmas-petrogenetic issues, models and evidence. *Earth-Science Reviews*, **61**, 1-18.
- Clemens, J.D. & Mawer, C.K., 1992. Granitic magma transport by fractures propagation. *Tectonophysics*, **204**, 339-360.
- Clemens, J.D. & Vielzeuf, D., 1987. Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth and Planetary Science Letters*, **86**, 287-306.
- Clemens, J.D., Petford, N. & Mawer, C.K., 1997. Ascent mechanisms of granitic magmas: causes and consequences. In: M. Holness, Editor, *Deformation-Enhanced Fluid Transport in the Earth's Crust and Mantle*, Chapman & Hall, London, 144-171.
- Cocherie, A., 1984. Interaction manteau-croûte : son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alcalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du Sr et de O). Thèse, Université de Rennes I, Rennes, 245 pp.
- Cocherie, A. & Albarede, F., 2001. An improved U-Th-Pb age calculation for electronmicroprobe dating of monazite. *Geochimica & Cosmochimica Acta*, **65**, 4509-4522.
- Cocherie, A. & Legendre, O., 2007. Potential minerals for determining U-Th-Pb chemical age using electron microprobe. *Lithos*, **93**, 288-309.
- Cocherie, A. & Robert, M., 2007. Direct measurement of lead isotope ratios in low concentration environmental samples by MC-ICP-MS and multi-ion counting. *Chemical Geology*, **243**, 90-104.
- Cocherie, A. & Robert, M., 2008. Laser ablation coupled with ICP-MS applied to U-Pb zircon geochronology: a review of recent advances. *Gondwana Research*, **14**, 597-608.

- Cocherie, A., Fanning, C.M., Jezéquel, P., Robert, M., 2007. LA-MC-ICPMS applied to in situ U-Pb dating of 2 Ma zircons using a multi-ion counting system. Electron microscopy and microanalysis conference. *Min. Soc. Poland, spec. Papers*, **30**, 61-63.
- Cocherie, A., Fanning, C.M., Jezéquel, P., Robert, M., 2008. LA-MC-ICPMS and SHRIMP U-Pb dating of complex zircons from Quaternary tephras from the French Massif Central: Magma residence time and geochemical implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **73**, 1095-1108.
- Cocherie A., Legendre O., Peucat J.-J. & Kouamelan A. N., 1998. - Geochronology of polygenetic monazites constrained by in situ electron microprobe Th-U-total lead determination: implications for lead behaviour in monazite. *Geochimica & Cosmochimica Acta*, **62**, 2475-2497.
- Cocherie, A., Rossi, P., Fanning, C.M., Guerrot, C., 2005c. Comparative use of TIMS and SHRIMP for U-Pb zircon dating of A-type granites and mafic tholeiitic layered complexes and dykes from Corsican Batholith (France). *Lithos*, **82**, 185-219.
- Cocherie, A., Rossi, P., Fouillac, A.M. & Vidal, P., 1994. Crust and mantle contributions to granite genesis - an example from the variscan batholith of Corsica, France, studied by trace-element and Nd-Sr-O-isotope systematics. *Chemical Geology*, **115**, 173-211.
- Cocherie, A., Baudin T., Autran, A., Guerrot, C., Fanning, C.M., Laumonier, B., 2005a. U-Pb zircon (ID-TIMS and SHRIMP) evidence for the early ordovician intrusion of metagranites in the late Proterozoic Canaveilles Group of Pyrenees and the Montagne Noire (France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **176**, 269-282.
- Cocherie A., Be Mezeme E., Legendre O., Fanning M. C., Faure M. & Rossi P., 2005b. Electron-microprobe dating as a tool for determining the closure of Th-U-Pb systems in migmatitic monazites. *American Mineralogist*, **90**, 607-618.
- Cogné, J., 1974. Le Massif Armoricaïn. In: Debelmas, J., (Ed), *Géologie de la France*, Paris, 105-161.
- Colchen, M. & Poncet, D., 1989. Présence dans la série de Brétignole-sur-Mer (Vendée, Sud du massif armoricaïn), d'une formation à blocs et olistolithes d'âge dinantien. Conséquences géodynamiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **309**, 1503-1507.
- Colchen, M. & Rolin, P., 2001. La chaîne hercynienne en Vendée. *Géologie de la France*, 53-85.

- Coleman, D.S., Gray, W. & Glazner, A.F., 2004. Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons : geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California. *Geology*, **32**, 433-436.
- Collins, W.J., Van Kranendonk, M.J. & Teyssier, C., 1998. Partial convective overturn of Archaean crust in the east Pilbara craton, Western Australia: driving mechanisms and tectonic implications. *Journal of Structural Geology*, **20**, 1405-1424.
- Compston, W., 1999. Geological age by instrumental analysis: the 29th Hallimond lecture. *Mineralogical Magazine*, **63**, 297-311.
- Compston, W., Williams, I.S. & Clement, S.W., 1982. U-Pb ages within single zircons using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *American Society of Mass Spectrometry Conference 30th, Honolulu*, 593-5.
- Compston, W., Williams, I.S. & Meyer, C., 1984. U-Pb geochronology of zircons from the lunar breccia 73217 using a sensitive high-resolution ion microprobe. *Proceedings of Lunar and Planetary Science Conference XIV, Journal of Geophysical Research*, **89**, B525-B534.
- Condie, K.C., 1998. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection?. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **163**, 97-108.
- Condie, K.C., 2000. Episodic continental growth models: afterthoughts and extensions. *Tectonophysics*, **322**, 153-162.
- Condie, K.C., Belousova, E., Griffin, W.L. & Sircombe, K.N., 2008. Granitoids events in space and time: constraints from igneous and detrital zircon age spectra. *Gondwana Research*, doi:10.1016/j.gr.2008.06.001.
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. & Kinny, P., 2003. Atlas of zircon textures. In: J.M. Hanchar and P.W.O. Hoskin, Editors, *Zircon. Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, The Mineralogical Society of America, Washington, 469-500.
- Costa, S., 1987. Unpublished BRGM report.
- Costa, S., 1989. Age radiométrique ^{39}Ar - ^{40}Ar du métamorphisme des series du Lot et du charriage du groupe leptyno-amphibolique de Marvejols (M.C.F.). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **309**, 561-567.
- Costa, S., Rey, P. & Todt, W., 1993. Late Carboniferous age of lower-crustal granulite-facies xenoliths in the eastern French Massif Central: Implications for post thickening crustal processes. *Terra Abstracts*, **5(1)**: 233.

- Crowley, Q.J., Floyd, P.A., Winchester, J.A., Franke, W., Holland, J.G., 2000. Early Paleozoic rift related magmatism in Variscan Europe: fragmentation of the Armorican Terrane Assemblage. *Terra Nova*, **12**, 171-180.
- Cuney, M., Stussi, J.M., Brouand, M., Dautel, D., Michard, A., Gros, Y., Poncet, D., Bouton, P., Colchen, M. & Vervialle, J.P., 1993. Géochimie et géochronologie U/Pb des diorites quartzites du Tallud et Montcoutant : nouveaux arguments pour une extension de la «ligne tonalitique limousine» en Vendée. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **316**, 1383-1390.
- Daigneault, R., Mueller, W.U. & Chown, E.H., 2004. Abitibi Greenstone belt plate tectonics: the diachronous history of arc development, accretion and collision. In: *The Precambrian Earth: Tempos and events*, Eriksson, P.G., Altermann, W., Nelson, N.L., Mueller, W.U. & Cateanu, O., (Eds). *Developments in Precambrian Geology*, **12**. 940 pp.
- Davies, J.H. & von Blanckenburg, F., 1995. Slab breakoff - a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **129**, 85-102.
- Debon, F. and Le Fort, P., 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society Edinburgh: Earth Sciences*, **73**, 135-149.
- Debon, F. & Le Fort, P., 1988. A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. *Bulletin de Minéralogie*, **111**, 493-510.
- Delfour, J., 1989. Données lithostratigraphiques et géochimiques sur le Dévon-Dinantien de la partie Sud du faisceau du Morvan (nord-est du Massif Central français). *Géologie de la France*, **4**, 49-77.
- Deloule, E., Alexandrov, P., Cheilletz, A., Laumonier, B. & Barbey, P., 2002. In situ U/Pb zircon ages for Early Ordovician magmatism in the eastern Pyrenees, France: the Canigou orthogneisses. *International Journal of Earth Science*, **91**, 398-405.
- De Paolo, D.J. & Wasserburg, G.J., 1976. Interferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. *Geophysical Research Letters*, **3**, 743-746.
- De Paolo, D.J., 1983. The mean life of continents: estimates of continent recycling rates from Nd and Hf isotopic data and implications for mantle structure. *Geophysical Research Letters*, **10**, 705-708.

- Dewey, J.F. & Horsfield, B., 1970. Plate tectonics, orogeny and continental growth. *Nature*, **225**, 521-525.
- Dewey, J.F. & Windley, B.F., 1981. Growth and differentiation of the continental crust. *Phil. Trans. R. Soc. London*, **A301**, 189-206.
- De Wit, M.J., Armstrong, R.A., Hart, R.J. & Wilson, A.H., 1987. Felsic igneous rocks within the 3.3- to 3.5-Ga Barberton greenstone belt: high crustal level equivalents of the surrounding tonalite -trondhjemite terrain, emplaced during thrusting. *Tectonics*, **6**, 529-549.
- De Wolf, C.P., Belshaw, N. & O'Nions, R.K., 1993. A metamorphic history from micron-scale $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ chronometry of Archean monazite. *Earth and Planetary Science Letters*, **120**, 207-220.
- Didier, J., Duthou, J.L. & Lameyre, J., 1982. Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **14**, 125-132.
- Dimroth, E., 1985. A mass balance between Archean and Phanerozoic rates of magma emplacement, crustal growth and erosion: implications for recycling the continental crust. *Chemical Geology*, **53**, 17-24.
- Dodson, M.H., Compston, W., Williams, I.S. & Wilson, J.F., 1988. A search for ancient detrital zircons in Zimbabwean sediments. *Journal of the Geological Society of London*, **145**, 977-983.
- Donnot, M., Guigues, J., Lulzac, Y., Magnien, A., Parfenoff, A., & Picot, P., 1973. Un nouveau type de gisement d'europium; la monazite grise à europium en nodules dans les schistes paléozoïque de Bretagne. *Mineralium Deposita*, **8**, 7-18.
- Dörr, W., Fiala, J., Vejnar, Z. & Zulauf, G., 1998. U-Pb zircon ages and structural development of metagranitoids of the Teplá crystalline complex: evidence for pervasive Cambrian plutonism within the Bohemian massif (Czech Republic). *Geologische Rundschau*, **97**, 135-149.
- Dostal, J. & Mueller, W., 1997. Komatiite flooding of a rifted Archean rhyolitic arc complex: geochemical signature and tectonics significance of the Stoughton-Roquemaure Group, Abitibi greenstone belt. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **105**, 545-563.
- Dostal, J., Dupuy, C., Leyreloup, A., 1980. Geochemistry and petrology of meta-igneous granulitic xenoliths in Neogene volcanic rocks of the Massif Central, France - Implications for the lower crust. *Earth Planetary Sciences Letters*, **50**, 31-40.

- Downes, H., 1993. The nature of the lower continental crust of Europe: petrological and geochemical evidence from xenoliths. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **79**, 195-218.
- Downes, H. & Duthou, J.L., 1988. Isotopic and trace element arguments for the lower crustal origin of Hercynian granitoids and pre-Hercynian orthogneisses, Massif Central (France). *Chemical Geology*, **68**, 291-308.
- Downes, H & Leyreloup, A., 1986. Granulitic xenoliths from the French Massif Central – petrology, Sr and Nd isotopic systematics and model age estimates. In: J.B. Dawson, D.A. Carswell, J. Hall & K.H. Wedepohl (Editors), The nature of the Lower Continental Crust. *Geological Society of London Special publication*, **24**.
- Downes, H., Dupuy, C., & Leyreloup, A., 1990. Crustal evolution of the Hercynian belt of Western Europe: evidence from lower crustal granulitic xenoliths (French Massif Central). *Chemical Geology*, **83**, 209-231.
- Downes, H., Shaw, A., Williamson, B.J. & Thirlwall, M.F., 1997. Sr, Nd Hercynian granodiorites and monzogranites, Massif Central, France. *Chemical Geology*, **136**, 99-122.
- Downes, H., Kempton, P.D., Briot, D., Harmon, R.S., & Leyreloup, A., 1991. Pb and O isotope systematics in granulite facies xenoliths, French Massif Central: implications for crustal processes. *Earth Planetary Sciences Letters*, **102**, 342-357.
- Ducrot, J., Lancelot, J.R., Reille, J.L., 1979. Datation en Montagne Noire d'un témoin d'une phase majeure d'amincissement crustal caractéristique de l'Europe prévarisque. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **7**, 501-505.
- Dubuisson, G., Mercier, J.C., Girardeau, J. & Frison, J.Y., 1989. Evidence for a lost ocean in Variscan terranes of the Western Massif Central, France. *Nature*, **337**, 729-732.
- Duchesne, J.C., Liegeois, J.P., Iancu, V., Berza, T., Matukov, D.I., Tatu, M. & Sergeev, S.A., 2008. Post-collisional melting of a crustal sources: constraints from geochronology and Sr, Nd isotope geochemistry of the Variscan Sichevita and Poniasca granitoids plutons (South Carpathians, Romania). *International of Earth Sciences*, **97**, 705-723.
- Duguet, M., 2003. Evolution tectono-métamorphique des unités de type Thiviers-Payzac dans la chaîne hercynienne française (Massif Central, Vendée). Thèse, Université d'Orléans, Orléans, 285 pp.
- Duguet M. & Faure M., 2004. Successive shearing tectonics during the Hercynian collisional evolution of the southwestern French Massif Central. *Bull. Soc. Geol. France*, **175**, 49-59.

- Duguet M., Le Breton N. & Faure M., 2007. - P-T paths reconstructions of a collisional event: the example of the Thiviers-Payzac Unit in the Variscan French Massif Central. *Lithos*, **98**, 210-232.
- Dupré, B. & Allègre, C.J., 1983. Pb-Sr isotope variations in Indian Ocean basalts and mixing phenomena. *Nature*, **303**, 142-146.
- Dupret, L., Dissler, E., Dore, F., Gresselin, F. & Le Gall, J., 1990. Cadomian geodynamic evolution of the northeastern American massif (Normandy, and Maine). In: R.S. D'Lemos, R.A. Strachan and C.G. Topley, Editors, *The Cadomian Orogeny, Geological Society of London Special Publication*, **51**, 115-131.
- Dupuy, C., Leyreloup, A., Vernières, J., 1977. The lower continental crust of Massif Central (Bournac, France) - with special reference to REE, U and Th composition, evolution, heat flow production. *Physics and Chemistry of the Earth*, **11**, 401-416.
- Duthou J.-L., Cantagrel J.M., Didier J. & Vialette Y., 1984. Paleozoic granitoids from the French Massif Central: age and origin studied by $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ system. *Phys. Earth Planet. Int.*, **35**, 131-144.
- Duthou, J.-L., Chenevoy, M., Gay, M., 1994. Age Rb/Sr Dévonien moyen des migmatites à cordierite du Lyonnais (Massif Central français). *Comptes Rendus Académie Sciences, Paris*, **319**, II, 791-796.
- Egal, E., Guerrot, C., Le Goff, E., Thiéblemont, D. & Chantraine, J., 1996. The Cadomian orogeny revisited in northern Brittany. Avalonian-Cadomian and related Peri-Gondwanan Terranes of the Circum-North Atlantic. *Geological Society of America Special Publications*, **304**, 281-318.
- Eichhorn, R., Höll, R., Loth, G. & Kennedy, A., 1999. Implications of U-Pb SHRIMP zircon data on the age and evolution of the Felbertal tungsten deposit (Tauern window, Austria). *International Journal of Earth Science*, **88**, 496-512.
- Eriksson, P.G. & Altermann, W., 2004. The evolution of the Precambrian atmosphere: carbon isotopic evidence from the Australian continent. In: *The Precambrian Earth: Tempos and events*, Eriksson, P.G., Altermann, W., Nelson, N.L., Mueller, W.U. & Cateanu, O., (Eds). *Developments in Precambrian Geology*, **12**. 940 pp.
- Eriksson, P.G. & Cateanu, O., 2004. Tectonism and mantle plumes through time. In: *The Precambrian Earth: Tempos and events*, Eriksson, P.G., Altermann, W., Nelson, N.L., Mueller, W.U. & Cateanu, O., (Eds). *Developments in Precambrian Geology*, **12**. 940 pp.
- Faccenda, M., Gerya, T.V. & Chakraborty, S., 2008. Styles of post-subduction collisional orogeny: Influence of convergence velocity, crustal rheology and radiogenic heat production. *Lithos*, **103**, 257-287.

- Faure, M., 1995. Late Carboniferous extension in the Variscan French Massif Central. *Tectonics*, **14**, 132-153.
- Faure, M. & Cartier, C., 1998. Déformations ductiles polyphasées dans l'antiforme orthogneissique de St-Clément-de-la-Place (Unité de Lanvaux, Massif Armoricaïn). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **326**, 795-802.
- Faure M., Leloix, C. & Roig J.-Y., 1997. L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **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 Virtual Explorer*, **19**, paper 5.
- Faure, M., Monié, P., Maluski, H., Pin, C. & Leloix, C., 2002. Late Visean thermal event in the northern part of the French Massif Central. New ^{40}Ar - ^{39}Ar and Rb-Sr isotopic constraints on the Hercynian syn-orogenic extension. *International Journal of Earth Sciences*, **91**, 53-75.
- Faure M., Be Mezeme E., Cocherie A., Rossi P., Chemenda A. & Boutelier D., 2008a. Devonian geodynamic evolution of the Variscan Belt, insights from the French Massif Central and Massif Armoricaïn. *Tectonics*, **27**, doi:10.1029/2007TC002115 11 April 2008.
- Faure, M., Sommers, C., Melleton, J., Cocherie, A. & Lautout, O., 2008b. The Léon Domain (French Massif Armoricaïn): a westward extension of the Mid-German Crystalline Rise ? Structural and geochronological insights. *International Journal of Earth Sciences*, Doi : 10.1007/s00531-008-0360-x
- Feybesse, J.L., Lardeaux, J.M., Tegye, M., Gardien, V., Peterlongo, J.M., Kerrien, Y., Becq-Giraudon, J.F., 1995. Carte géologique de la France (1/50000), feuille Saint Symphorien (721). *Orléans : BRGM. Notice explicative*, 110.
- Feix, I., 1988. Etude géologique dans le sud-Millevalles: lithologie, géochimie, métamorphisme et structure des séries métamorphiques situées au Sud de la vallée de la Dordogne. Place dans le Massif Central français occidental. *Thèse Université d'Orléans*, 535.
- Feng, R., Machado N. & Ludden, J., 1993. Lead geochronology of zircon by LaserProbe inductively coupled plasma mass spectrometry (LP-ICPMS). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**, 3479-3486.

- Fernández, C., Becchio, R., Castro, J.M., Viramonte, J.M., Moreno-Ventas, I. & Corretgé, L.G., 2008. Massive generation of atypical ferrosilicic magmas along the Gondwana active margin: Implications for cold plumes and back-arc magma generation. *Gondwana Research*, **14**, 451-473.
- Fernández-Suárez, J., Gutiérrez-Alonso, G., Jenner, G.A., Tubrett, M.N., 2000. New ideas on the Proterozoic-Early Paleozoic evolution of NW Iberia: insights from U-Pb detrital zircon ages. *Precambrian Research*, **102**, 185-206.
- Fiannacca, P., Williams, I.S., Cirrincione, R. & Pezzino, A., 2008. Crustal Contributions to Late Hercynian Peraluminous Magmatism in the Southern Calabria-Peloritani Orogen, Southern Italy: Petrogenetic Inferences and the Gondwana Connection. *Journal of Petrology*, **49**, 1497-1514.
- Finch, R.J., Hanchar, J.M., 2003. Structure and Chemistry of Zircon and Zircon-group Minerals. In Hanchar J.M. & Hoskin P.W.O. eds, *Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **53**, 1-21.
- Fisher, R.V. & Schminke, H.U., 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, New York, 472 pp.
- Fitzsimons, I.C.W., Kinny, P.D., Wetherley, S., Hollingsworth, D.A., 2005. Bulk chemical control on metamorphic monazite growth in pelitic schists and implications for U-Pb age data. *Journal of Metamorphic Geology*, **23**, 261-277.
- Floc'h, J.P., 1983. La série métamorphique du Limousin central. *Thèse, Université de Limoges*, 455pp.
- Floyd P.A., Winchester J.A., 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planetary Sciences Letters*, **27**, 211-218
- Floyd, P.A., Winchester, J., Seston, R., Kryza, R., Crowley, Q.G., 2000. Review of the geochemical variation in the Lower Palaeozoic metabasites from the NE Bohemian Massif: intracratonic rifting and plume-ridge interaction. In: Franke, W., Altherr, R., Haak, V., Oncken, O., Tanner, D. (Eds), *Orogenic processes - quantification and modeling of in the Variscan belt of Central Europe. Geological Society of London, special publications*, **179**, 103-112.
- Fourcade, S., 1981. *Géochimie des granitoids*. Thèse, Université Paris 7, Paris, 211 pp.
- Fourcade, S. & Allègre, C.J., 1981. Trace elements behavior in granite genesis - a case study of the calc-alkaline plutonic association from the Queribut complex (Pyrenees, France). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **76**, 177-195.
- Foster G., Gibson H. D., Parrish R., Horstwood M., Fraser J. & Tindle A., 2002. Textural, chemical and isotopic insights into the nature and behaviour of metamorphic monazite. *Chemical Geology*, **191**, 183-207.

- Fowler, A., Prokoph, A., Stren, R. & Dupuis, C., 2002. Organization of oscillatory zoning in zircon: analysis, scaling, geochemistry, and model of a zircon from Kipwa, Quebec, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **66**, 311–328.
- Franke, W., 1989. Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. *Geological Society of America, Special Paper*, **230**, 67-90.
- Franz, G., Andrehs, G. & Rhede, D., 1996. Crystal chemistry of monazite and xenotime from Saxothuringian–Moldanubian metapelites, NE Bavaria, Germany. *European Journal of Mineralogy*, **8**, 1097–1118.
- Fraser, G., Ellis, D. & Eggins S., 1997. Zirconium abundance in granulite-facies minerals, with implications for zircon geochronology in high-grade rocks. *Geology*, **25**, 607–610.
- Friedl, G., Finger, F., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2000. Deducing the ancestry of terranes: SHRIMP evidence from South America derived Gondwana fragments in central Europe. *Geology*, **28**, 1035-1038.
- Friedrich, M., Marignac, C. & Floc'h, J.P., 1988. Sur l'existence de trois chevauchements ductiles "himalayens" successifs à vergence NW en Limousin. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **2**, 663-669.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J. & Frost C.D., 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, **42**, 2033-2048.
- Fryer, B.J., Jackson, S.E. & Longerich, H.P., 1993. The application of laser ablation microprobe–inductively coupled plasma mass spectrometry (LAM–ICPMS) to in situ (U)–Pb geochronology. *Chemical Geology*, **109**, 1–8.
- Gao, S., Rudnick, R.L., Yuan, H.L., Liu, X.M., Liu, Y.S., Xu, W.L., Ling, W.L., Ayers, J., Wang, X.C. & Wang, Q.H., 2004. Recycling lower continental crust in the North China craton. *Nature*, **432**, 892-897.
- Gasquet, D., Levresse, G., Cheilletz, A., Azizi-Samir, M.R., Mouttaqi, A., 2005. Contribution to a geodynamic reconstruction of the Anti-Atlas (Morocco) during Pan-African times with the emphasis on inversion tectonics and metallogenic activity at the Precambrian-Cambrian transition. *Precambrian Research*, **140**, 157-182.
- Gloaguen E., Branquet Y., Chauvet A., Monie P., Ruffet G. & Bouchot V., 2007. Structural and thermochronological constraints on the late orogenic evolution of the Trás-os-Montes zone (Galicia Hercynian belt, NW Spain). *Mechanics of Variscan Orogeny: a modern view on orogenic research*, Orléans.

- Gebauer, D., Bernard-Griffiths, J., Grünenfelder, M., 1981. U-Pb zircon and monazite dating of a mafic-ultramafic complex and its country rocks. Example: Sauviat-sur-Vige, French Central Massif. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **76**, 292–300.
- Gebauer, D., Williams, I.S., Compston, W., Grünenfelder, M., 1989. The development of the central continental crust since the early archean based on conventional and ion microprobe dating up to 3.84 By old detrital zircons. *Earth Planetary Sciences Letters*, **157**, 81-96.
- Gébelin, A., 2004. Déformation et mise en place des granites (360-300 Ma) dans un segment de la Chaîne Varisque (Plateau de Millevaches, Massif Central). Thèse, Université de Montpellier 2, Montpellier, 324 pp.
- Geisler, T., Pidgeon, R.T., Kurtz, R., van Bronswijk, W. & Schleicher, H., 2003. Experimental hydrothermal alteration of partially metamict zircon. *American Mineralogist*, **88**, 1496–1513.
- Gerdes, A., Zeh, A., 2006. Combined U-Pb and Hf isotope LA-(MC)-ICP-MS analyses of detrital zircons: Comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **249**, 47-61.
- Giacomini, F., Bomparola, R.M., Grezzo, C. & Guldbransen, H., 2006. The geodynamic evolution of the Southern European Variscides: constraints from the U/Pb geochronology and geochemistry of the lower Paleozoic magmatic-sedimentary sequences of Sardinia (Italy). *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **152**, 19-42.
- Gloagen, E., 2006. Apports d'une étude intégrée sur les relations entre granites et minéralisations filoniennes (Au et Sn-W) en contexte tardi-orogénique (Chaîne Hercynienne, Galice centrale, Espagne). Thèse, Université d'Orléans, 572 pp.
- Glodny, J., Grauert, B., Fiala, J., Vejnar, Z. & Krohe, A., 1998. Metapegmatites in the western Bohemian massif: ages of crystallization and metamorphic overprint, as constrained by U-Pb zircon, monazite, garnet, columbite and Rb-Sr muscovite data. *International Journal of Earth Science*, **87**, 124–134.
- Godard, G., 2001. The Les Essarts eclogite bearing metamorphic complex (Vendée, southern Armorican Massif, France): pre-variscan terrains in the Hercynian belt, *Géologie de la France*, **1-2**, 19-51.
- Grand, S.P., Van der Hilst, R.D. & Widiyantoro, S., 1997. Global seismic tomography: a snapshot of convection in the Earth. *GSA today*, **7**, 1-7.
- Grandjean, G., Ménnechet, C., Debégli, N. & Bonijoly, D. 1998. Insuring the quality of gravity data. *EOS Transactions-American Geophysical Union*, **79**, 217-221.

- Granet, M., Stoll, G., Dorel, J., Achauer, U., Poupinet, G. & Fuchs, K., 1995. Massif Central (France): new constraints on the geodynamical evolution from teleseismic tomography. *Geophysical Journal International*, **121**, 33-48.
- Graviou, P., Peucat, J.J., Auvray, B. & Vidal, P., 1988. The Cadomian orogeny in the Northern Armorican Massif – petrological and geochronological constraints on a geodynamic model. *Hercynia IV*, 1-13.
- Grolier, J. & Letourneur, J., 1968. L'évolution tectonique du grand Sillon Houiller du Massif Central français. XXIII International Geological Congress, 107-116.
- Guerrot, C., 1989. Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest européenne. Thèse, Université de Rennes, Rennes, *Mémoires et Documents CAESS*, 25, 164 pp.
- Guerrot, C., Calverz, J.Y., Bonjour, J.L., Chantraine, J., Chauvel, J.J., Dupret, L., Rabu, D., 1992. Age du Briovérien de Bretagne centrale et occidentale: contraintes radiométriques. *Comptes Rendus Académie des Sciences, Paris*, **315**, 1741-1746.
- Guerrot, C. & Peucat, J.J., 1990. U-Pb geochronology of the Late Proterozoic Cadomian orogeny in the northern Armorican Massif, France. In: D'Lemos, R.S., Strachan, R.A., Topley, C.G., (Eds), *The Cadomian Orogeny. Geological Society of London Special Publication*, **51**, 13-26.
- Guerrot, C., Peucat, J.-J., Capdevila, R., Dosso, L., 1989. Archean protoliths within Early Proterozoic granulitic crust of the west European Hercynian belt: possible relics of the west African craton. *Geology*, **17**, 241-244.
- Guillong, M. & Günther, D., 2002. Effect of particle size distribution on ICP-induced elemental fractionation in laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **17**, 831-837.
- Guillot, F., Schaltegger, U., Bertrand, J.M., Deloule, E., Baudin, T., 2002. Zircon U-Pb geochronology of Ordovician magmatism in the polycyclic Ruitor Massif (Internal W Alps). *International Journal of Earth Sciences*, **91**, 964-978.
- Guillot, S. & Ménot, R.P.. Paleozoic evolution of the External Crystalline Massifs of the Western Alps. *Comptes Rendus Géosciences*. Soumis.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Jeffries, T.E., Jenner, G.A., Tubrett, M.N., Cox, R., Jackson, S.E., 2003. Terrane accretion and dispersal in the northern Gondwana margin. An Early Paleozoic analogue of a long-lived active margin. *Tectonophysics*, **365**, 221-232.

- Hawkesworth, C.J., Norry, M.J., Roddick, J.C. & Vollmer, R., 1979. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios from the Azores and their significance in LIL-element enriched mantle. *Nature*, **280**, 28-31.
- Harlov, D.E., Förster, H.J. & Nijland, T.G. (2002). Fluid-induced nucleation of (Y+REE)-phosphate minerals within apatite: Nature and experiment. Part I. Chlorapatite. *American Mineralogist*, **87**, 245-261.
- Harrison, T.M. & Watson, E.B., 1983. Kinetics of zircon dissolution and zirconium diffusion in granitic melts of variable water content. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **84**, 67-72.
- Hébert, R., Hallot, E., Guerrot, C. & Chantraine, J., 1993. New structural, petrological and radiometric constraints within the Cadomian belt: chronology of events in the baie de Saint-Brieuc, Northern Armorican Massif (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 316, 395-401.
- Hébert, R., Le Goff, E. & Ballèvre, M., 1997. Evolution métamorphique des domaines de Saint-Brieuc et Guingamp (Massif Armoricain) : implications géodynamiques pour l'orogène cadomien. *Géologie de la France*, 1, 3-22.
- Helbing, H. & Tiepolo, M., 2005. Age determination of Ordovician magmatism in NE Sardinia and its bearing on Variscan basement evolution. *Journal of the Geological Society, London*, vol. 162, no. 4, 689-700, doi:10.1144/0016-764904-103.
- Helz, R.T., 1976. Phase relations of basalts in their melting ranges at $\text{PH}_2\text{O} = 5 \text{ kb}$. 2. Melt compositions. *Journal of Petrology*, **17**, 139-193.
- Hickman, A.H., 1984. Archaean diapirism in the Pilbara Block, Western Australia. In: A. Kröner and R. Greiling (Eds.), *Precambrian Tectonics Illustrated*. E. Schweizerbarts'che Verlagsbuch-handlung, Stuttgart, 113-127.
- Hickman, A.H. & Van Kranendonk, M.J., 2004. Diapiric processes in the formation of Archean continental crust, East Pilbara Granite-Greenstone Terrane, Australia. In: *The Precambrian Earth: Tempos and events*, Eriksson, P.G., Altermann, W., Nelson, N.L., Mueller, W.U. & Cateanu, O., (Eds). *Developments in Precambrian Geology*, 12. 940 pp.
- Hidebrand, R.S. & Bowring, S.A., 1999. Crustal recycling by slab failure. *Geology*, **27**, 11-14.
- Hinchey, A.A. & Carr, S.D., 2006. The S-type leucogranite of southeastern British Columbia: Geochemical and isotopic evidence for a genetic link with migmatite formation in the North American basement gneisses of the Monashee complex. *Lithos*, **90**, 223-248.

- Hinthorne, J.R., Andersen, C.A., Conrad, R.L. & Lovering, J.F., 1979. Single-grain $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ and U/Pb age determinations with a 10 mm spatial resolution using the ion microprobe mass analyser (IMMA). *Chemical Geology*, 25, 271–303.
- Hinton, R.W., Upton, B.G.J., 1991. The chemistry of zircon: Variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 55, 3287–3302.
- Hirata, T., 1997. Soft ablation technique for laser ablation–inductively coupled plasma mass spectrometry. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 12, 1337–1342.
- Hirata, T., 2002. Chemically assisted-laser ablation–ICP–mass spectrometry. In: Abstracts volume, A331.
- Hirata, T. & Nesbitt, R.W., 1995. U–Pb isotope geochronology of zircon – evaluation of the laser probe–inductively coupled plasma–mass spectrometry technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 2491–2500.
- Holmes, A., 1911. The association of lead with uranium in rock–minerals, and its application to the measurement of geological time. *Proceedings of the Royal Society of London*, 85A, 248–256.
- Horn, I., Rudnick, R. & McDonough, F., 2000. Precise elemental and isotope ratio determination by simultaneous solution nebulization and laser ablation–ICP–MS: application to U–Pb geochronology. *Chemical Geology*, 164, 281–301.
- Hoskin, P.W.O., 2000. Patterns of chaos: Fractal statistics and oscillatory chemistry of zircon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 1905–1923.
- Hoskin, P.W.O. & Black, L.P., 2000. Metamorphic zircon formation by solid state recrystallisation of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, 18, 423–439.
- Hoskin, P.W.O. & Schaltegger, U., 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: J.M. Hanchar and P.W.O. Hoskin, Editors, *Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, The Mineralogical Society of America, Washington, 27–62.
- Hoskin, P.W.O., Kinny, P.D., Wyborn, D., Chappel, B.W., 2000. Identifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magmas: an integrated approach. *Journal of Petrology*, 41, 1365–1396.
- Inglis, J.D., Samson, S.D., D’Lemos, R.S. & Hamilton, M., 2004. U–Pb geochronological constraints on the tectonothermal evolution of the

- Paleoproterozoic basement of Cadomia, La Hague, NW France. *Precambrian Research*, 134, 293-315.
- Innocent, C., Michard, A., Guerrot, C. & Hamelin, B., 2003. Datation U-Pb sur zircons à 548 Ma de leptynites des Maures centrales. Signification géodynamique des complexes leptyno-amphibolitiques de l'Europe varisque. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 174, 585-594.
- Ireland, T.R. & Williams, I.R., 2003. Considerations in zircon geochronology by SIMS, In: J.M. Hanchar and P.W.O. Hospkin, Editors, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Mineralogical Society of America, Washington, 53, 215-241.
- Jackson, M.D., Cheadle, M.J. & Atherton, M.P., 2003. Quantitative modeling of granitic melt generation and segregation in the continental crust. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 108, 2332.
- Jackson, S.E., Longerich, H.P., Horn, I. & Dunning, G.R., 1996. The application of laser ablation microprobe (LAM)-ICP-MS to in situ U-Pb zircon geochronology. *Journal of Conference Abstracts*, 1, 283.
- Jacques, G., Pallard, G., Chapon, C., Petrella, L., Laurent-Charvet, S., Faure, M., Tuduri, J., Augier, R., Melleton, J., Baboulène, E., Rochat, B., 2008. Nouvelles données géochronologiques U-Th-Pb sur monazite et contraintes sur l'évolution tectonothermale de la série métamorphique des Sables d'Olonne. *Réunion des Sciences de la Terre, Nancy (Poster)*.
- Jegouzo, P., Peucat, J.-J., Audren, C., 1986. Caractérisation et signification géodynamique des orthogneiss calco-alcalins d'âge ordovicien de Bretagne méridionale. *Bulletin Société Géologique de France*, 5, 839-848.
- Jercinovic, M.J. & Williams, M.L., 2005. Analytical perils (and progress) in electron microprobe trace element analysis applied to geochronology: Background acquisition, interferences, and beam irradiation effects. *American Mineralogist*, 90, 526-546.
- Joly, A., 2007. Relations plutons et discontinuités lithosphériques. Approche pluridisciplinaire de la mise en place de plutons granitiques le long du Sillon Houiller (Massif Central français). Apports des études de terrain et des données gravimétriques, magnétiques et ASM pour des modélisations 3D. Thèse, Université d'Orléans, 275 pp.
- Joly, A., Chen, Y., Faure, M. & Martelet, G., 2007. A multidisciplinary study of a syntectonic pluton close to a major lithospheric-scale fault: relationships between the Montmarault granitic massif and the Sillon Houiller Fault in the Variscan French Massif Central. Part I: Geochronology, mineral fabrics and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112, B10104.

- Joly, A., Faure, M., Martelet, G. & Chen, Y., 2008. A multidisciplinary study on granitic plutons and their Glénat, Omps et Boisset relationship with a nearby lithospheric fault. Example from granitic plutons and Sillon Houiller Fault of the southern part of the French Massif Central. *Journal of the Geological Society of London*, soumis.
- Jull, M. & Kelemen, P.B., 2001. On the conditions for lower crustal convective instability. *Journal of Geophysical Research*, 106, 6423-6446.
- Kay, R.W., 1980. Volcanic arc magmas: implications of a melting-mixing model for element recycling in the crust-upper mantle system. *Journal of Geology*, 88, 497-522.
- Kay, R.W. & Kay, S., 1988. Crustal recycling and the Aleutian Arc. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 52, 1351-1359.
- Kay, R.W. & Kay, S., 1993. Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, 219, 177-189.
- Keay, S., Lister, G., 2002. African provenance for the metasediments and metaigneous rocks of the Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Geology*, 30, 235-238.
- Keay, S., Steele, D., & Compston, W., 1999. Identifying granite sources by SHRIMP U-Pb zircon geochronology: an application to the Lachlan foldbelt. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 137, 323-341.
- Kelsey, D.E., Clark, C. & Hand, M., 2008. Thermobarometric modelling of zircon and monazite growth in melt-bearing systems: examples using model metapelitic and metapsammitic granulites. *Journal of Metamorphic Geology*, 26, 199-212.
- Khon, M.J. & Malloy, M.A., 2004. Formation of monazite via prograde metamorphic reactions among common silicates: implications for age determinations. *Geochimica & Cosmochimica Acta*, 68, 101-113.
- Kingsbury, J.A., Miller, C.F., Wooden, J.L. & Harrison, T.M. 1993. Monazite paragenesis and U-Pb systematics in rocks of the eastern Mojave Desert, California, U.S.A.: implications for thermochronometry. *Chemical Geology*, 110, 147-167.
- Kober, B., 1986. Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ age investigations on single zircons using a double filament thermal ion source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 93, 482-490.
- Krenn, E., Ustaszewski, K. & Finger, F., 2008. Detrital and newly formed monazite in amphibolite-facies métapelites from the Motajica Massif, Bosnia. *Chemical Geology*, 254, 164-174.

- Krogh, T.E. & Davis, G.L., 1974. Radiometric geochronology. Alteration in Zircons with Discordant U-Pb ages. *Annual Report of the Director Geophysical Laboratory*, 1655, 560-567.
- Krogh, T.E. & Davis, G.L., 1974. Radiometric geochronology. Alteration in Zircons and Differential Dissolution of Altered and Metamict Zircon. *Annual Report of the Director Geophysical Laboratory*, 1675, 619-623.
- Kröner, A., 1985. Evolution of the Archaean continental crust. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 13, 49-74.
- Kröner, A., Layer, P.W., 1992. Crust formation and plate motion in the Early Archean. *Science*, 256, 1405-1411.
- Kröner, A., Willner, A.P., Hegner, E., Frischbutter, A., Hoffmann, J. & Bergner, R., 1995. Latest Precambrian (Cadoonian) zircon ages, Nd isotopic systematics and P-T evolution of granitoid orthogneisses of the Erzgebirge, Saxony and Czech Republic. *International Journal of Earth Science*, 84, 437-456.
- Kosler, J. & Sylvester, P.J., 2003. Present trends and the future of zircon in geochronology; laser ablation ICP-MS. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 243-275.
- Kryza, R., Zalasiewicz, J. & Rodionov, N., 2008. Enigmatic sedimentary-volcanic successions in the central European Variscides: a Cambrian/Early Ordovician age for the Wojcieszów Limestone (Kaczawa Mountains, SW Poland) indicated by SHRIMP dating of volcanic zircons. *Geological Journal*, 43, 415-430.
- Lafon, J.-M., 1986. Géochronologie U-Pb appliquée à deux segments du Massif Central français. Le Rouergue oriental et le Limousin central. Thèse, Université de Montpellier, Montpellier, 152 pp.
- Lahondère, D., Thiéblemont, D., Goujou, J.C., Le Métour, J., Barbey, P., Bronner, G., Deschamps, M., Cocherie, A., Guerrot, C., Marchand, J., 2004. Evolution archéenne à paléoprotérozoïque de la Dorsale de Rgueibat (Nord de la Mauritanie). 20th Coll. Afr. Geol., Orléans, Abstract, p. 251.
- Lameyre, J., 1980. Les magmas granitiques : leurs comportements, leurs associations et leurs sources. *Mémoire hors-série Société Géologique de France*, 10, 51-62.
- Lameyre, J., Autran, A., Barrière, M., Bonin, B., Didier, J., Fluck, P., Fourcade, S., Giraud, P., Jonin, M., Orsini, J.B., Vivier, G., 1980. Les granitoïdes de France. Evolutions Géologiques de la France. In : Autran A., Dercourt J. (Eds), 107, *Mem. B.R.G.M.*, 51-97.

- Laporte, D., Watson, E.B., 1995. Experimental and theoretical constraints on melt distribution in crustal sources: the effect of crystalline anisotropy on melt interconnectivity. *Chemical Geology*, 124, 161-184.
- Lardeaux, J.M., Ledru, P., Daniel, I. & Duchene, S. 2001. The Variscan French Massif Central - a new addition to the ultrahigh pressure metamorphic "club ": exhumation processes and geodynamic consequences. *Tectonophysics*, 323, 143-167.
- Le Breton, N. & Thompson A.B., 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 99, 226-237.
- Lecorre, C., Balé, P. & Georget, Y., 1989. Le Léon: un domaine exotique au Nord-Ouest de la chaîne varisque armoricaine (France). *Geodynamica Acta*, 3, 57-71.
- Lecorre, C., Auvray, B., Ballèvre, M. & Robardet, M., 1991. Le massif Armoricain. In: Piqué, A. (Ed), Massifs anciens de France, Sci. Géol. Strasbourg, 31-103.
- Ledru, P., Lardeaux, J.-M., Santallier, D., Autran, A., Quenardel, J.-M., Floc'h, J.-P., Lerouge, G., Maillet, N., Marchand, J. & Ploquin, A., 1989. Où sont les nappes dans le massif central français ? *Bulletin Société Géologique de France*, 5, 605-618.
- Ledru, P., Courrioux, G., Dallain, C., Lardeaux, J.M., Montel, J.M., Vanderhaeghe, O. & Vitel, G., 2001. The Velay dome (French Massif Central): melt generation and granite emplacement during orogenic evolution. *Tectonophysics*, 342, 207-237.
- Le Fort, P., 1981. Manaslu lencogranite: a collision signature of the Himalaya. A model for its genesis and emplacement. *Journal of Geophysical Research*, 86, 10545-10568
- Leloix, C., Faure, M. & Feybesse, J.-L., 1999. Hercynian polyphase tectonics in north-east French Massif Central : the closure of the Brévenne Devonian-Dinantian rift. *International Journal of Earth Sciences*, 88, 409-421.
- Leloup, P.H., Ricard, Y., Battaglia, J. & Lacassin, R., 1999. Shear heating in continental strike-slip shear zones: model and field examples. *Geophysical Journal International*, 136, 19-40.
- Lescuyer, J.-L. & Cocherie, A., 1992. Datation sur monozircons des métadacites de Sériès : arguments pour un âge protérozoïque terminal des « schistes X » de la Montagne Noire (Massif Central français). *Comptes Rendus Académie Sciences, Paris*, 314, 1071-1077.

- Letourneur, J., 1953. Le grand Sillon Houiller du plateau central français. *Bulletin Carte Géologique de France*, 238, 235 pp.
- Lévêque, M.-H., 1985. Mise en évidence d'un témoin du socle précambrien dans le Massif Central français. *Comptes Rendus Académie Sciences, Paris*, 300, 277-281.
- Lévêque, M.-H., 1990. Contribution de la géochronologie U-Pb à la caractérisation du magmatisme cadomien de la partie sud-est du Massif Central et du gisement d'uranium associé de Bertholène. Ph.D. thesis, 249 p., Université Montpellier II.
- Leyreloup, A., 1974. Les enclaves catazonales remontées par les éruptions néogènes de France, nature de la croûte inférieure. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 46, 17-27.
- Leyreloup, A., Dupuy, C., Andriabolona, R., 1977. Catazonal xenoliths in French Neogene volcanics rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 62, 283-300.
- Li, X.-H., Liang, X., Sun, M., Guan, H. & Malpas, J.G., 2001. Precise $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age determination on zircons by laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry using continuous linear ablation. *Chemical Geology*, 175, 209-219.
- Liégeois, J.P., Berza, T., Tatu, M. & Duchesne, J.C., 1996. The Neoproterozoic Pan-African basement from the Alpine Lower Danubian nappe system (South Carpathians, Romania). *Precambrian Research*, 80, 281-301.
- Liew, T.C., Hofmann, A.W., 1988. Precambrian crustal components plutonic associations plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 98, 129-138.
- Ludwig, K.R., 2004. User's manual for ISOPLOT/EX a geochronological toolkit for Microsoft Excel (version 3.1). *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, 4, 70.
- Lugmair, G.W., 1974. Sm-Nd ages: a new dating method. *Meteorics*, 9, 369pp.
- Maas, R., Nicholls, I.A., Greig, A. & Nemchin, A., 2001. U-Pb zircon studies of mid-crustal metasedimentary enclaves from the S-type Deddick Granodiorite, Lachlan Fold Belt, SE Australia. *Journal of Petrology*, 42, 1429-1448.
- Mallard, L.D., Rogers, J.J.W., 1997. Relationship of Avalonian and Cadomian terranes to grenville and pan-african events. *Journal of Geodynamics*, 23, 197-221.
- Malloe, S., 1982. Petrogenesis of Archean tonalites. *Geologisches Rundschau*, 71, 328-346.

- Maluski, H. & Monié, P., 1988. ^{39}Ar - ^{40}Ar laser probe multi-dating inside single biotites of a Variscan orthogneiss (Pinet, Massif Central, France). *Chemical Geology*, **73**, 245-263.
- Marchildon, M. & Brown, M., 2003. Spatial distribution of melt bearing structure in anatexite rocks from southern Brittany, France: implication for melt transfer at grain to orogen scale. *Tectonophysics*, **364**, 215-235.
- Marsall, D.J., 1988. Cathodoluminescence of geological materials. Unwin-Hyman Ltd Ed, Boston. 146 pp.
- Martin, H., 1980. Comportement de quelques éléments traces au cours de l'anatexie, exemple du massif de Saint-Malo (Bretagne, France). *Canadian Journal of Earth Sciences*, **17**, 927-941.
- Martin, H. & Moyen, J.F., 2002. Secular changes in tonalite-trondhjemite-granodiorite composition as markers of the progressive cooling Earth. *Geology*, **30**, 319-322.
- Martin, R.F. & Bowden, P., 1981. Peraluminous granites produced by rock-fluid interaction in the Ririwai nonorogenic ring-complex, Nigeria: mineralogical evidence. *Canadian Mineralogist*, **19**, 65-82.
- Mattauer, M., Brunel, M. & Matte, P., 1988. Failles normales ductiles et grands chevauchements. Une nouvelle analogie entre l'Himalaya et la chaîne hercynienne du Massif Central français. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, **306**, 671-676.
- Matte, P., 1986. La chaîne Varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permien-Carbonifère. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **328**, 9-21.
- Matte, P., 1991. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in western Europe. *Tectonophysics*, **196**, 309-339.
- 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., 2002. Variscides between the Appalachians and the Urals: Similarities and differences between Paleozoic subduction and collision belts. *Geological Society of America Bulletin*, **364**, 239-251.
- Matte, P., Maluski, H., Rajlich, P. & Franke, W., 1990. Terrane boundaries in the Bohemian Massif. Result of a large scale variscan shearing. *Tectonophysics*, **177**, 151-170.

- Matte, P., Mattauer, M., Olivet, J.M. & Griot, D.A., 1997. Continental subductions beneath Tibet and the Himalaya orogeny: a review. *Terra Nova*, 9, 264-270.
- Mattinson, J.M., Graubard, C.M., Parkinson, D.L. & McClelland, W.C., 1996. U-Pb reverse discordance in zircons: the role of fine-scale oscillatory zoning and sub-micron transport of Pb. *AGU Geophysical Monograph*, 95, 355-370.
- Mc Kenzie, D., 1984. The generation and compaction of partially molten rocks. *Journal of Petrology*, 25, 713-765.
- Mc Kenzie, D.P. & O'Nions, R.K., 1983. Mantle reservoirs and ocean island basalts. *Nature*, 301, 229-231.
- Mc Lennan, S.M., 1988. Recycling of the continental crust. *Pure and Applied Geophysics*, 128, 683-724.
- Mc Lennan, S.M. & Taylor, S.R., 1991. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. *Journal of Geology*, 99, 1-21.
- Medeiros Delgado, I., De Souza, J.D., Da Silva, L.C., Da Silveira Filho, N.C., Alves dos Santos, R., Pedreira, A.J., Torres Guimarães, J., De Aquino Angelim, L.A., Vasconcelos, A.M., Gomes, I.P., De Lacerda Filho, J.V., Valente, C.R., 2003. Geotectonics of the Atlantic Shield. In Bizzi, L. A. , Schobbenhaus, C. , Vidotti R.M., Gonçalves, J.H. (eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília, 227-334.
- Melleton J., Oliot E., Cocherie A., Gardien V., Corsini M., Rolland Y.. Chronology and significance of tectonothermal events in the Maures-Tanneron Massif (South Variscan Belt) by in situ U-Th-Pb dating of monazites. En preparation.
- Ménot, R.P., Peucat, J.J., Scarenzi, D. & Piboule, M., 1988. 496 My age of a plagiogranites in the Chamrousse ophiolite complex (external crystalline massifs in the French Alps): evidence of a Lower Paleozoic oceanization. *Earth and Planetary Science Letters*, 88, 82-92.
- Michard, A., Gurriet, P., Soudant, M. & Albarède, F., 1985. Nd isotopes in French Paleozoic shales : external vs. internal aspects of crustal evolution. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 49, 601-610.
- Micheletti, F., Barbey, P., Fornelli, A., Piccareta, G., Deloule, E., 2007. Latest Precambrian U-Pb zircon ages of augen gneisses from Calabria (Italy), with inference to the Alboran microplate in the evolution of the peri-Gondwana terranes. *International Journal of Earth Sciences*, 96, 843-860.

- Moecher, D.P. & Samson, S.D., 2006. Differential zircon fertility of source terranes and natural bias in detrital zircon record: implications for sedimentary provenance analysis. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 247, 252-266.
- Möller, A., O'Brien, P.J., Kennedy, A. & Kröner, A., 2002. Polyphase zircon in ultrahigh-temperature granulites (Rogaland, SW Norway): constraints for Pb diffusion in zircon, *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 727-740.
- Molnar, P. & Gray, D., 1979. Subduction of continental lithosphere: some constraints and uncertainties. *Geology*, 7, 58-62.
- Montel, J.M., Weber, C. & Pichavant, M., 1986. Biotite-Sillimanite-Spinel assemblages in high grade metamorphic rocks. Occurrences, chemography analysis and thermobarometric interest. *Bulletin de Minéralogie*, 109, 555-573.
- Montel, J.-M., Veschambre, M. & Nicollet, C., 1994. Datation de la monazite à la microsonde électronique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 318, 1489-1495.
- Montel, J.-M., Foret, S., Veschambre, M., Nicollet, C. & Provost, A., 1996. Electron microprobe dating of monazite. *Chemical Geology*, 131, 37-46.
- Montero, P., Bea, F., González-Lodeiro, F., Talavera, C., Whitehouse, M.J., 2007. Zircon ages of the metavolcanic rocks and metagranites of the Ollo de Sapo Domain in central Spain: implications for the Neoproterozoic to Early Paleozoic evolution of Iberia. *Geology Magazine*, 144, 1-14.
- Mougeot, R., Respaut, J.P., Ledru, P. & Marignac, C., 1997. U-Pb chronology on accessory minerals of the Velay anatectic dome (French Massif Central). *European Journal of Mineralogy*, 9, 141-156.
- Moussavou, M., 1998. Contribution à l'histoire thermo-tectonique varisque du massif des Maures par la typologie du zircon et la géochronologie U/Pb sur minéraux accessoires. Ph.D. thesis, Univ. Montpellier 2, Montpellier, 187 pp.
- Mueller, W.U. & Mortensen, J.K, 2002. Age constraints and characteristics of subaqueous volcanic construction, the Archaean Hunter Mine Group, Abitibi greenstone belt. *Precambrian Research*, 115, 119-152.
- Mueller, W.U. & Nelson, D.R., 2004. Introduction. In: The Precambrian Earth: Tempos and events, Eriksson, P.G., Altermann, W., Nelson, N.L., Mueller, W.U. & Cateanu, O., (Eds). *Developments in Precambrian Geology*, 12. 940 pp.
- Muller, B., Klotzli, U.S. & Flisch, M., 1995. U-Pb and Pb-Pb zircon dating of the older orthogneiss suite in the Silvretta nappe, eastern Alps: Cadomian magmatism in the upper Austro-Alpine realm. *International Journal of Earth Science*, 84, 457-465.

- Muller, B., Klotzli, U., Schaltegger, U. & Flisch, M., 1996. Early Cambrian oceanic plagiogranite in the Silvretta Nappe, eastern Alps: geochemical, zircon U-Pb and Rb-Sr data from garnet-hornblende-plagioclase gneisses. *International Journal of Earth Science*, 85, 822-831.
- Murphy, J.B., Gutiérrez-Alonso, G., Nance, R.D., Fernández-Suárez, J., Keppie, J.D., Quesada, C., Strachan, R.A., Dostal, J., 2006. Origin of the Rheic Ocean: rifting along a neoproterozoic suture? *Journal of the Geological Society America*, 34, 325-328.
- Murphy, J.B., Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J. & Braid, J.A., 2008. Probing crustal and mantle lithosphere origin through Ordovician volcanic rocks along the Iberian passive margin of Gondwana. *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2008.03.013.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M. & Carron, J.P., 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 301, 813-818.
- Nance, R.D. & Murphy, J.B., 1996. Basement isotopic signatures and Neoproterozoic paleogeography of Avalonian-Cadomian and related terranes in the Circum-North Atlantic. Avalonian-Cadomian and related Peri-Gondwanan Terranes of the Circum-North Atlantic. *Geological Society of America Special Publications*, 304, 333-346.
- Navidad, M. & Carreras, J., 2002. El volcanismo de la base del Paleozoico Inferior del macizo del Canigo (Pireneos Orientales). Evidencias geoquímicas de la apertura de una cuenca continental. *Geogaceta*, 32, 91-94.
- Nemchin, A.A, Giannini, L.M., Bodorkos S. & Oliver, N.H.S., 2001. Ostwald ripening as a possible mechanism for zircon overgrowth formation during anatexis: theoretical constraints, a numerical model, and its application to pelitic migmatites of the Tickalara Metamorphics, northwestern Australia, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65 (16), 2771-2787.
- Neubauer, F., 2002. Evolution of late Neoproterozoic to early Paleozoic tectonic elements in Central and Southeast European Alpine mountain belts: review and synthesis. *Tectonophysics*, 352, 87-103.
- Ni, Y., Hughes, J.M. & Mariano, A.N., 1995. Crystal chemistry of the monazite and xenotime structures. *American Mineralogist*, 80, 21-26.
- Nielson, S.G., Baker, J.A. & Krogsstad, E.J., 2002. Petrogenesis of an early Archean (3.4 Ga) norite dyke, Isua, West Greenland: evidence for early Archean crustal recycling? *Precambrian Research*, 118, 133-148.

- Nyman, H., Wyde, B.G., Anderson, S., 1984. Zircon, anhydrite, scheelite and some related structures containing bisdisphenoids. *Acta Crystallographica Bulletin*, **40**, 441-447.
- O'Nions, R.K., Hamilton, P.J. & Evenson, N.M., 1977. Variations in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in oceanic basalts. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **34**, 13-22.
- Orsini, J.B., 1976. Les granitoïdes hercyniens corso-sardes : mise en évidence de deux associations magmatiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **18**, 1203-1206.
- Orsini, J.B., 1979. Existence de trois associations magmatiques dans les granitoïdes postviséen moyen (groupe des granodiorites-monzogranites) de la chaîne varisque française. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **289**, 981-984.
- Orsini, J.B. & Rossi, P., 1994. Igneous activity. In: Keppie, J.D., (Ed), *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*, Springer-Verlag, 471-476.
- Pan, Y., 1997. Zircon- and monazite-forming metamorphic reactions at Manitouwadge, Ontario. *The Canadian Mineralogist*, **35**, 105-118.
- 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., Bale, P., Ballèvre, M. & Georget, Y., 1987. Geochronology and geochemistry of eclogites from the Léon - Their bearing on the geodynamical evolution of the northwestern Armorican Massif. *Bulletin de Minéralogie*, **110**, 683-696.
- Paquette, J.L., Ménot, R.P., Pin, C. & Orsini, J.B., 2003. Episodic and short-lived granitic pulses in a post-collisional setting: evidence from precise U-Pb zircon dating through a crustal cross-section in Corsica. *Chemical Geology*, **198**, 1-20.
- 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. *Chemical Geology*, **52**, 203-216.
- Parrish, R.R., 1990. U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Canadian Journal of Earth Science*, **27**, 1431-1450.
- Parrish, R.R. & Noble, S.R., 2003. Zircon U-Th-Pb geochronology by isotope dilution—thermal ionization mass spectrometry (ID-TIMS). *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **53**, 183-213.
- Passchier, C.W. & Trouw, R.A.J., 1996. *Microtectonics*. Springer, 289 pp.

- Pasteels, P. & Doré, F., 1982. Age of the Vire-Carolles granite. In: Odin, G.S., (Ed), Numerical Dating in Stratigraphy, 784-790.
- Paterson, S.R. & Vernon, R.H., 1995. Bursting the bubble of ballooning plutons: a return to nested diapirs emplaced multiple processes. *Geological Society of America Bulletin*, 107, 1356-1380.
- Patiño Douce, A.E., Humphreys, E.D. & Johnston, A.D., 1990. Anatexis and metamorphism in tectonically thickened continental crust exemplified by the Sevier hinterland, western North America. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 97, 290-315.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. & Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983
- Perrier, G. & Ruegg, J.C., 1973. Structure profonde du Massif Central français. *Annales de Géophysique*, 29, 435-502.
- Petford, N., 1995. Segregation of tonalitic-trondhjemitic melts in the continental crust: The mantle connection. *Journal of Geophysical Research*, 100, 15735-15743.
- Petford, N., Cruden, A.R., McCaffrey, K.J.W. & Vigneresse, J.L., 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature*, 408, 669-673.
- Peucat, J.J., 1983. Géochronologie des roches métamorphiques (Rb-Sr et U-Pb). Exemples choisis au Groënland, en Laponie, dans le Massif Armoricaïn et en Grande Kabylie. *Mémoire de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, 28, 158pp.
- Peucat, J.J., 1986. Behaviour of Rb-Sr whole-rock and U-Pb zircon systems during partial melting as shown in migmatitic gneisses from the Saint-Malo Massif, NE Brittany, France. *Journal of the Geological Society of London*, 143, 875-886.
- Peucat, J.J., Jegouzo, P., Vidal, P. & Bernard Griffiths, J., 1988. Continental crust formation seen through the Sr and Nd isotopic systematics of S-type granites in the Hercynian belt of western France. *Earth Planetary Sciences Letters*, 88, 60-68.
- Peucat, J.J., Vidal, P., Godard, G. & Postaire, B., 1982. Precambrian U-Pb zircon ages in eclogites garnet pyroxenites from South Brittany (France) - An old oceanic crust in the West european hercynian belt. *Earth and Planetary Science Letters*, 60, 70-78.

- Peucat, J.J., Hirbec, Y., Auvray, B., Cogné, J. & Cornichet, J., 1981. Late Proterozoic zircon age from a basic-ultrabasic complex: a possible cadomian orogenic complex in the Hercynian belt of Western Europe. *Geology*, 9, 169-173.
- Pichavant, M. & Stussi J.M., 1986. Leucogranites à deux micas et granites "S" : deux types de magmatisme crustal. 11^{ème} Réunion des Sciences de la Terre, Clermont-Ferrand.
- Pidgeon, R.T., Nemchin, A.A. & Hitchen, G.J., 1998. Internal structures of zircon from Achaean granites from the Darling Range batholith: implications for zircon stability and the interpretation of zircon U-Pb ages. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132, 288-299.
- Pin, C., 1981. Old inherited zircons in twos synkinematic variscan granitoids: the "granite du Pinet" and "the orthogneiss of Marvejols" (Southern Massif Central). *Neues Jahrb Miner Abh*, 142, 27-48.
- Pin, C. & Duthou, J.L., 1990. Sources of Hercynian granitoids from the French Massif Central: Inferences from Nd isotopes and consequences for crustal evolution. *Chemical Geology*, 83, 281-296.
- Pin, C. & Lancelot, J.R., 1978. Un exemple de magmatisme cambrien dans le massif central : les métadiorites quartziques intrusives dans la série du Lot. *Bulletin Société Géologique de France*, 20, 203-208.
- Pin, C. & Lancelot, J.R., 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*, 79, 1-12.
- Pin, C. & Marini, F., 1993. Early Ordovician continental break-up in Variscan Europe: Nd-Sr isotope and trace element evidence from bimodal igneous associations of Southern Massif Central, France. *Lithos*, 29, 177-196.
- Pin, C. & Paquette, J.L., 1998. A mantle derived bimodal suite in the Hercynian Belt: Nd isotope and trace element evidence for a subduction related rift origin of the Late Devonian Brévenne metavolcanics, Massif Central (France). *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 129, 222-238.
- Pin, C. & Paquette, J.L., 2002. Le magmatisme basique calco-alcalin d'âge dévono-dinantien du nord du Massif Central, témoin d'une marge active hercynienne : arguments géochimiques et isotopiques Sr-Nd. *Geodynamica Acta*, 15, 63-77.
- Pin, C., Peucat, J.J., 1986. Ages des épisodes de métamorphisme paléozoïques dans le Massif Central et le Massif Armoricaïn. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, 461-469.

- Pin, C. & Piboule, M., 1988. Age dévonien supérieur de la série calco-alcaline de la ceinture basique du Lévezou (Rouergue). Un exemple de complexe leptyno-amphibolique composite. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, 261-265.
- Pin, C. & Vielzeuf, D., 1983. Granulites and related rocks in Variscan median Europe: a dualistic interpretation. *Tectonophysics*, 93, 47-64.
- Pin, C., Dupuy, C. & Peterlongo, J.M., 1982. Répartition des terres rares dans les roches volcaniques basiques dévono-dinantiennes du nord-est du Massif Central. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, 669-676.
- Pinet, B., Montadert, L., Curnelle, R., Cazes, M., Marillier, F., Rolet, J., Tomassino, A., Galdeano, A., Patriat, P., Brunet, M.F., Olivet, J.L., Schaming, M., Lefort, J.P., Arrieta, A. & Razia, C., 1987. Crustal thinning on the Aquitaine shelf, Bay of Biscay, from deep seismic data. *Nature*, 325, 513-516.
- Pitcher, W.S., 1983. Granite Type and Tectonic Environment. In: Hsu, K. (Ed.), *Mountain Building Processes*, Academic Press, London, 19-40.
- Piton, P., 1985. Etude géochimique et géochronologique de la croûte continentale protérozoïque (1.8 à 2.2) au Nord du Massif Armoricaïn. Diplôme, Université de Rennes, 51 pp.
- Poitrasson, F., Chenery, S. & Bland, D. J. 1996. Contrasted monazite hydrothermal alteration mechanisms and their geochemical implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 145, 79-96.
- Polat, A. & Kerrich, R., 2001. Geodynamic processes, continental growth, mantle evolution in late Archean greenstone belts of the southern Superior Province, Canada. *Precambrian Research*, 112, 5-25.
- Polat, A., Hofmann, A.W. & Rosing, M.T., 2002. Boninite-like volcanic rocks in the 3.7-3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland: geochemical evidence for intra-oceanic subduction zone processes in the early Earth. *Chemical Geology*, 184, 231-254.
- Polat, A., Hofmann, A.W. & Appel, P.W.U., 2004. Geochemical diversity in volcanic rocks of the > 3.7 Ga Isua Greenstone belt, Southwest Greenland. In: *The Precambrian Earth: Tempos and events*, Eriksson, P.G., Altermann, W., Nelson, N.L., Mueller, W.U. & Cateanu, O., (Eds). *Developments in Precambrian Geology*, 12. 940 pp.
- Pommier, A., Cocherie, A. & Legendre, O., 2002. EPMA Dating User's manual: Age calculation from electron probe microanalyser measurements of U-Th-Pb. *BRGM*, 9pp.
- Pupin, J.P., 1980. Zircon and granite petrology. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 73, 207-220.

- Pupin, J.P., 1988. Granites as indicators in paleogeodynamics. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 43, 237-262.
- Pyle, J.M., Spear, F.S. & Wark, D.A., 2002. Electron microprobe analysis of REE in apatite, monazite, and xenotime: protocols and pitfalls. In: M.L. Kohn, J. Rakovan, & J.M. Hughes, Eds., *Phosphates – Geochemical, Geobiological, and Materials Importance*, 48, 337-362. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Mineralogical Society of America, Washington, D.C.*
- Pyle, J.M. & Spear F.S., 2003. Four generations of accessory-phase growth in low-pressure migmatites from SW New Hampshire. *American Mineralogist*, 88, 338-351.
- Rabinowicz, M., & Vigneresse, J.L., 2004. Melt segregation under compaction and shear channeling: application to granitic magma segregation in a continental crust, *Journal of Geophysical Research*, 109, p. B04407.
- Rasmussen, B. 1996. Early diagenetic REE-phosphates minerals (florencite, gorceixite, crandallite and xenotime) in marine sandstones: a major sink for oceanic phosphorus. *American Journal of Science*, 296, 601-632.
- Rasmussen, B., Fletcher, I.R. & Mc Naughton, N.J., 2001. Dating of low-grade metamorphic events by SHRIMP U-Pb analysis of monazite in shales. *Geology*, 29, 963-966.
- Reymer, A.P.S. & Schubert, G., 1984. Phanerozoic and Precambrian crustal growth. In Kröner, A. (Ed) *Proterozoic crustal evolution*. Elsevier, Amsterdam, 1-10.
- Ricard, Y., Bercovici, D. & Schubert, G., 2001. A two-phase model for compaction and damage. 2. Applications to compaction, deformation and the role of interfacial surface tension. *Journal of geophysical research*, 106, 8907-8924.
- Richard, P., Shimizu, N., Allègre, C.J., 1976. $^{143}\text{Nd}/^{146}\text{Nd}$, a natural tracer: an application to oceanic basalts. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 31, 269-278.
- Ringwood, A.E., 1974. The petrological evolution of island-arc system. *Journal of the Geological Society of London*, 130, 183-204.
- Robardet, M., Blaise, J., Bouyx, E., Gourvenec, R., Lardeux, H., Leherisse, A., Lemenn, J., Melou, M., Paris, F., Plusquellec, Y., Poncet, J., Regnault, S., Rioult, M. & Weyant, M., 1993. Paleogeography of Western-Europe from the Ordovician to the Devonian. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 164, 683-695.
- Roger, F., Respaut, J.-P., Brunel, M., Matte, P. & Paquette, J.-L., 2004. Première datation U-Pb des orthogneiss ocellés de la zone axiale de la Montagne Noire (Sud

- du Massif Central) : nouveaux témoins du magmatisme ordovicien dans la chaîne varisque. *Comptes Rendus Géosciences*, 336, 19-28.
- Roig, J.Y., 1997. Evolution tectono-métamorphique d'un segment de la chaîne hercynienne. Rôle du plutonisme dans la caractérisation des tectoniques du Sud-Limousin (Massif Central français). Thèse, Université d'Orléans, Orléans, 287 pp.
- Roig, J.Y. & Faure, M., 2000. Polyphase shear tectonics in the South Limousin (French Massif Central) and its interpretation in a polycyclic evolution model of the Hercynian belt. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 171, 295-307.
- 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.
- Roig, J.Y., Faure, M. & Truffert, C., 1998. Folding and granite emplacement inferred from structural, strain, TEM, and gravimetric analyses: the case study of the Tulle antiform, SW of French Massif Central. *Journal of Structural Geology*, 20, 1169-1189.
- Rolet, J., Le Gall, B., Darboux, J.R., Thonon, P. & Gravelle, M., 1986. L'évolution géodynamique dévono-carbonifère de l'extrémité occidentale de la chaîne hercynienne d'Europe sur le transect Armorique-Cornwall. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, 43-54.
- Rolet, J., Gresselin, F., Jegouzo, P., Ledru, P. & Wyns, R., 1994. Intracontinental hercynian events in the Armorican Massif. In: Keppie, J.D., (Ed), *Pre-mesozoic geology in France and Related Areas*, Springer-Verlag, Berlin, 195-219.
- Rolin, P. & Stussi, J.M., 1991. Décrochements intracrustaux et intrusions granitiques carbonifères dans le Morvan (Massif Central français). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 162, 121-128.
- Roli, P., Stussi, J.M., Colchen, M. & Cuney, M., 1999. Structuration et magmatisme hercynien post-collisionnels dans le Confolendais (Ouest du Massif Central français). *Géologie de la France*, 3, 11-31.
- Rossi, P. & Chevremont, P., 1987. Classification des associations magmatiques granitoïdes. *Géochronique*, 21, 14-18.
- Rossi, P. & Pin, C., 2008. Les magmatismes paléozoïques. *Géochronique*, 105, 53-56.
- Rossi, P., Cocherie, A. & Lahondère, D., 1992. Relations entre les complexes mafiques-ultramafiques et le volcanisme andésitique permien de Corse occidentale, témoins des phénomènes d'amincissement néo-varisques. *Comptes Rendus Académie des Sciences, Paris, Série II*, 315, 1341-1348.

- Rossi, P., Cocherie, A., Fanning, C.M. & Ternet, Y., 2003. U-Pb zircon SHRIMP dating of Pyrenean tholeiitic dolerites (ophites): evidence for an age encompassing the Trias-Jurassic limit and relationships with earliest North Pyrenean 'Infraliassic' tuffs. *Comptes Rendus Geoscience*, 335, 1071-1080.
- Rossi, P., Cocherie, A., Fanning, C.M. & Deloule, E., 2006. Variscan to eo-Alpine events recorded in European lower-crust zircons sampled from the French Massif Central and Corsica, France. *Lithos*, 87, 235-260.
- Rubatto, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: distribution coefficients and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, 184, 123-138.
- Rubatto, D., Hermann, J. & Buick, I.S., 2006. Temperature and bulk composition control on the growth of monazite and zircon during low-pressure anatexis (Mount Stafford, central Australia). *Journal of Petrology*, 47, 1973-1996.
- Rubatto, D., Williams, I.S. & Buick, I.S., 2001. Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, central Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140, 458-468.
- Rudnick, R.L., 1995. Making continental crust. *Nature*, 378, 571-578.
- Rutherford, E., 1905. Present problems in radioactivity. *Popular Science*, 1-34 (May).
- Rutland, R.W.R., 1971. Andean orogeny and ocean sea floor spreading. *Nature*, 233, 252-255.
- Samson, S.D. & D'Lemos, R.S., 1998. U-Pb geochronology and Sm-Nd isotopic composition of Proterozoic gneisses, Channel Islands, UK. *Journ. Geol.Soc. London*, 155, 609-618.
- Samson, S.D., D'Lemos, R.S., Blichert-Toft, J. & Vervoort, J., 2003. U-Pb geochronology and Hf-Nd isotope compositions of the oldest Neoproterozoic crust within the Cadomian orogen: new evidence for a unique juvenile terrane. *Earth and Planetary Science Letters*, 208, 165-180.
- Santallier, D., 1981. Les roches métamorphiques du Bas-Limousin, Massif Central (France). Thèse d'Etat, Orléans, 340 pp.
- Santos Zalduegui, J.F., Schärer, U. & Gil Ibarguchi J.I., 1995. Isotope constraints on the age and origin of magmatism and metamorphism in the Malpica-Tuy allochthon, Galicia, NW Spain. *Chemical Geology*, 121, 91-103.
- Schaltegger, U., Fanning, C.M., Günther, D., Maurin, J.C., Schulmann, K. & Gebauer, D., 1999. Growth, annealing and recrystallisation of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope,

- cathodoluminescence and microchemical. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134, 186–201.
- Schaltegger, U., Pettke, T., Audétat, A., Reusser, E. & Heinrich, C.A., 2005. Magmatic-to-hydrothermal crystallization in the W-Sn mineralized Mole Granite (NSW, Australia) Part I: Crystallization of zircon and REE-phosphates over three million years – a geochemical and U-Pb geochronological study. *Chemical Geology*, **220**, 215-235.
- Schenk, V. & Todt, W., 1989. Age of formation of the southern Calabrian crust. *Terra Abstracts*, 1, 350.
- Schulz, B., 2008. 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*, in press.
- Scoates, J.S. & Chamberlain, K.R., 1995. Baddeleyite (ZrO₂) and zircon (ZrSiO₄) from anorthositic rocks of the Laramie anorthosite complex, Wyoming: petrologic consequences and U-Pb ages. *American Mineralogist*, 80, 1317–1327.
- Senesi, G., 1999. Petrologia della zona di bordo delle plutoniti delle Serre (Catanzaro, Calabria). Unpublished Ph.D. Thesis, University of Bari (Italy), 80pp.
- Seydoux-Guillaume, A.M., Goncalves, P., Wirth, R. & Deutsch, A., 2003. TEM study of polyphasic discordant monazites: site specific specimen preparation using the focused ion beam technique. *Geology*, **81**, 973-976.
- 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.
- Sheppard, S.M.F., 1986. Isotopic case studies of magmatism in Africa, Eurasia and oceanic islands. *Review of Mineralogy*, 16, 319-371.
- Shore, M. & Fowler, A.D., 1996. Oscillatory zoning in minerals: A common phenomenon. *Canadian Mineralist*, 34, 1111–1126.
- Simien, F., 1998. Croissance crustale et contraintes paléogéographiques apportées par les isotopes du Nd dans les sédiments. Thèse, 302 pp., Institut de Physique du Globe de Paris, Univ. Paris 7.
- Simpson, R. L., Parrish, R. R., Searle, M. P. & Waters, D. J. 2000. Two episodes of monazite crystallisation during metamorphism and crustal melting in the Everest region of the Nepalese Himalaya. *Geology*, 28, 403-406.

- Smith, H. A. & Barreiro, B. 1990. Monazite U-Pb dating of staurolite grade metamorphism in pelitic schists. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 105, 602-615.
- Sobolev, S.V., Zeyen, H., Granet, M., Achauer, U., Bauer, C., Werling, F., Altherr, R. & Fuchs, K., 1997. Upper mantle temperatures and lithosphere-asthenosphere system beneath the French Massif Central constrained by seismic, gravity, petrologic and thermal observations. *Tectonophysics*, 275, 143-164.
- Sossa-Simawango, M., 1980. Contribution à la pétrologie, la géochimie, la géologie structurale du massif granitique de Montmarault (Massif Central français). Thèse, Université d'Orléans, Orléans.
- Speer, J.A., 1982. Zircon. *Review in Mineralogy*, 5, 67-112.
- Spear, F.S., 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature time paths. *Mineralogy Society of America*, Washington, D.C., 799 pp.
- Spear, F.S. & Pyle, J.M., 2002. Apatite, monazite, and xenotime in metamorphic rocks. - In: Khon, M.J., Rakovan, J., Hugues, J.M., Eds., *Phosphates: Geochemical, Geobiological and Materials Importance, Reviews in Mineralogy and Geochemistry. Mineralogical Society of America*, 48, 293-335.
- Stacey, J.S. & Kramers, I.D., 1975. Approximation of terrestrial Pb-isotope evolution via two stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26, 207-221.
- Stampfli, G.M., 1996. The Intra-Alpine terrane: a Palaeotethyan remnant of the Alpine Variscides. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 89, 13-42.
- Stampfli, G.M. & Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and the Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 96, 17-33.
- Stampfli, G.M., Von Raumer & J.F., Borel, G.D., 2002. Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: From Gondwana to the Variscan collision. *Geological Society of America*, special paper, 364, 263-280.
- Stein, M. & Hofmann, A.W., 1994. Mantle plumes and episodic crustal growth. *Nature*, 372, 63-68.
- Strachan, R.A. & Taylor, G.K., 1990. Introduction. In: Strachan, R.A. & Taylor, G.K., (Eds), *Avalonian and Cadomian Geology of the North Atlantic*, 1-4.
- Strachan, R.A., D'Lemos, R.S. & Dallmeyer, R.D., 1996. Neoproterozoic evolution of an active plate margin: North Armorican Massif, France. Avalonian-Cadomian and related Peri-Gondwanan Terranes of the Circum-North Atlantic. *Geological Society of America*, Special Publications, 304, 319-332.

- Strivay, D., Ramboz, C., Gallien, J.P., Grambole, D., Sauvage, T. & Kouzmanov, K., 2008. Micro-crystalline inclusions analysis by PIXE and RBS. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, B 266, 2375-2378.
- Strutt, R., 1909. The leakage of helium from radioactive minerals. In: *Royal Society of London Proceedings*, 82A, 166-169.
- Stussi, J.M., 1989. Granitoid chemistry and associated mineralization in the French Variscan belt. *Economic Geology*, 84, 1363-1381.
- Supply, P., 1981. Géochronologie U-Pb et pétrologie des enclaves granulitiques de Bournac (Massif Central). Thèse D.E.A., Université de Montpellier II.
- Suzuki, K. & Adachi, M., 1991. Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsubonosawa paragneiss in the South Kitakami terrane, Northeast Japan, revealed by the chemical Th-U-total Pb isochron ages of monazite, zircon and xenotime. *Geochem. J.*, 25, 357-376.
- Tait, J., Bachtadse, V., Franke, W. & Soffel, H.C., 1997. Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: paleomagnetic and geological constraints. *Geologische Rundschau*, 86, 585-598.
- Talbot, J.Y., Martelet, G., Courrioux, G., Chen, Y. & Faure, M., 2004. Emplacement in an extensional setting of the Mont Lozere-Borne granitic complex (SE France) inferred from comprehensive AMS, structural and gravity studies. *Journal of Structural Geology*, 26, 11-28.
- Talbot, J.Y., Faure, M., Chen, Y. & Martelet, G., 2005. Pull-Apart emplacement of the Margeride granitic complex (French Massif Central). Implications for the late evolution of the Variscan orogen. *Journal of Structural Geology*, 27, 1610-1629.
- Tatsumi, Y., 2000. Slab melting: its role in continental crust formation and mantle evolution. *Geophysical Research Letters*, 27, 3941-3944.
- Taylor, S.R. & Mc Lennan, S.M., 1985. The continental crust: its composition and evolution. An examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. 312 pp.
- Tera, F. & Wasserburg, G.J., 1972. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth Planetary Sciences Letters*, 14, 281-304.
- Tera, F. & Wasserburg, G., 1974. U---Th---Pb systematics on lunar rocks and inferences about lunar evolution and the age of the moon. In: *Proc. 5th Lunar Science Conference*, 1571-1599.

- Thiéblemont, D. & Cabanis, B., 1986. Découverte d'une association de volcanites d'arc et de basaltes de type « MORB » dans la formation paléo-volcanique silurienne de la Meilleraie, Vendée, France. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 311, 1221-1226.
- Thiéblemont, D., Egal, E., Guerrot, C. & Chantraine, J., 1999. Témoins d'une subduction « éo-cadomienne » (665-655 Ma) en Bretagne Nord : arguments géochimiques. *Géologie de la France*, 1, 3-11.
- Thompson, A.B., 1982. Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids. *American Journal of Sciences*, 282, 1567-1595.
- Tichomirowa, M., Berger, H.J., Koch, E.A., Belyatsky, B.V., Gotze, J., Kempe, U., Nasdala, L. & Schaltegger, U., 2001. Zircon ages of high-grade gneisses in the Eastern Erzgebirge (Central European Variscides)—constraints on origin of the rocks and Precambrian to Ordovician magmatic events in the Variscan foldbelt. *Lithos*, 56, 303-332.
- Tiepolo, M., 2003. In situ Pb geochronology of zircon with laser ablation-inductively coupled plasma-sector field mass spectrometry. *Chemical Geology*, 141, 1-19.
- Tilton, G.R., Patterson, C.C., Brown, H., Inghram, M., Hayden, R., Hess, D. & Larsen Jr., E., 1955. Isotopic composition and distribution of lead, uranium, and thorium in a Precambrian granite. *Geological Society of America Bulletin*, 66, 1131-1148.
- Torsvik, T.H., 1998. Paleozoic palaeogeography: A North Atlantic viewpoint. *GFF*, 120, 109-118.
- Trap, P., 2007. Style tectonique et contexte géodynamique au Paléoprotérozoïque. Exemple du Craton de Chine du Nord. Thèse, Université d'Orléans, 335 pp.
- Trap P., Faure M., Lin W. & Monié P., 2007. Late Paleoproterozoic (1900-1800 Ma) nappe stacking and polyphase deformation in the Hengshan-Wutaishan area: Implications for the understanding of the Trans-North-China Belt, North China Craton. - *Precambrian Research*, 156, 85-106
- Triboulet, C. & Audren, C., 1988. Controls on P-T-t deformation path from amphibol zonation during progressive metamorphism of basic rocks (estuary of the river Vilaine, South Brittany, France). *Journal of Metamorphic Geology*, 6, 117-133.
- Turniak, K., Mazur, S. & Wysoczanski, R., 2000. SHRIMP zircon geochronology and geochemistry of the Orlica-Snieznik gneisses (Variscan belt of Central Europe) and their tectonic implications. *Geodinamica Acta*, 13, 293-312.

- Turrillot, P., 2007. Etude structurale et géochronologique dans le Golfe du Morbihan : mise en évidence d'un continuum de déformation. Stage de Master, Université d'Orléans, 48 pp.
- Turrillot, P., Augier, R. & Faure M., 2008. The top-to-the-Southeast Sarzeau Shear Zone and its place in the late-orogenic extensional tectonics of Southern Armorica. *Bulletin de la Société Géologique de France*, in press.
- Tuttle, O. F. & Bowen, N. L., 1958. Origin of Granite in the Light of Experimental Studies in the System $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Geological Society of America, Memoires*, **74**, 153 pp.
- Tyszka, R., Kryza, R., Zalasiewicz, J.A. & Larionov, A.N., 2007. Multiple Archaean to Early Palaeozoic events in the northern Gondwana margin witnessed by detrital zircons from the Radzimowice Slates, Kaczawa Complex (Central European Variscides). *Geological Magazine*, **145**, 85-93.
- Ugidos, J.M. & Recio C., 1993. Origin of cordierite-bearing granites by assimilation in the Central Iberian Massif (CIM), Spain. *Chemical geology*, **103**, 27-43.
- Valverde-Vaquero, P. & Dunning, G.R., 2000. New U-Pb ages for Early Ordovician magmatism in Central Spain. *Journal of the Geological Society London*, **157**, 15-26.
- Vavra, G., 1990. On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: a cathodoluminescence study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **106**, 90-99.
- Vavra, G., 1993. A guide to quantitative morphology of accessory zircon. *Chemical Geology*, **110**, 15-28.
- Vavra, G., 1994. Systematics of internal zircon morphology in major Variscan granitoid types. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **117**, 331-344.
- Vavra, G., Gebauer, D., Schmid, R. & Compston, W., 1996. Multiple zircon growth and recrystallisation during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **122**, 337-358.
- Vidal, P., 1980. L'évolution polyorogénique du Massif Armoricaïn : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Mémoire de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, **21**, 162pp.
- Vidal, P., Deutsch, S., Martineau, F. & Cogné, J., 1974, Nouvelles données radiométriques en baie de Saint Briec - Le problème d'un socle anté-cadomien nord armoricaïn. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **270**, 631-634.

- Vidal, P., Auvray, B., Charlot, R. & Cogné, J., 1981. Precadomian relicts in the Armorican massif: their age and role in the evolution of the western and central cadomian-hercynian belt. *Precambrian Research*, 14, 1-20.
- Vielzeuf, D. & Schmidt, M.W., 2001. Melting relations in hydrous systems revisited: application to métapélites, metagreywackes and metabasalts. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 141, 251-267.
- Vigneresse, J.L., Burg, J.P., 2000. Continuous vs. Discontinuous melt segregation in migmatites : insights a cellular automaton model. *Terra Nova*, 12, 188-192.
- Vigneresse, J.L., Barbey, P. & Cuney, M., 1996. Rheological transition during partial melting and crystallisation with application to felsic magma segregation and transfer. *Journal of Petrology*, 37, 1579-1600.
- Villeneuve, M., Bellon, H., El Archi, A., Sahabi, M., Rehault, J.P., Olivet, J.L. & Aghzer, A.M., 2006. Evénements panafricains dans l'Adrar Souttouf (Sahara marocain). *Comptes Rendus Geosciences*, 338, 359-367.
- Vivier, G., 1970. Etude pétrographique et géochronologique de la Châtaignerie (Massif Central Français). Thèse, Université de Clermont-ferrand.
- Von Huene, R. & Scholl, D., 1991. Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion and the growth of continental crust. *Reviews of Geophysics*, 29, 279-313.
- Von Raumer, J.F. & Stampfli, G.M., 2008. The birth of the Rheic Ocean - Early Paleozoic subsidence patterns and subsequent tectonic plate scenarios. *Tectonophysics*. Doi:10.1016/j.tecto.2008.04.012.
- Von Raumer, J.F., Stampfli, G.M., Borel, G. & Bussy, F., 2002. Organization of pre-Variscan basement areas at the north-Gondwanan margin. *International Journal of Earth Sciences*, 91, 35-52.
- Von Raumer, J.F., Stampfli, G.M. & Bussy, F., 2003. Gondwana-derived microcontinents - the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens. *Tectonophysics*, 365, 7-22.
- Watson, E.B., 1996. Dissolution, growth and survival of zircons during crustal fusion: Kinetic principles, geological models and implications of isotopic inheritance. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 87, 43-56.
- Watson, E.B. and Cherniak, D.J., 1997. Oxygen diffusion in zircon. *Earth and Planetary Science Letters*, 148, 527-544.

- Watson, E.B. & Harrison, T.M., 1983. Zircon saturation revisited; temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letter*, 64, 295–304.
- Watson, E.B. & Liang, Y., 1995. A simple model for sector zoning in slowly grown crystals: Implications for growth rate and lattice diffusion, with emphasis on accessory minerals in crustal rocks. *American Mineralogist*, 80, 1179–1187.
- Watson, E.B., Vincenzi, E.P. & Rapp R.P., 1989. Inclusion/host relations involving accessory minerals in high-grade metamorphic and anatectic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 101, 220-231.
- Watt, G.R. & Harley S.L., 1993. Accessory phase controls on the geochemistry of crustal melts and restites produced by dehydration melting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 114, 550–566.
- Weinberg, R.F., 1994. Reexamining pluton emplacement processes – Discussion. *Journal of Structural Geology*, 16, 743-746.
- Weinberg, R.F. & Podladchikov, Y.Y., 1994. Diapiric ascent of magmas through power law crust and mantle. *Journal of Geophysical Research*, 99, 9543-9559.
- Wendt, I. & Carl, C. 1991. The statistical distribution of the mean squared weight deviation. *Chemical Geology*, 86, 275-285.
- Wetherill, G.W., 1956. Discordant uranium–lead ages. *Trans.-American Geophysical Union*, 37, 320–326.
- White, A.J.R. & Chappell, B.W., 1983. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, south-eastern Australia. *Geological Society of America Memoires*, 159, 21-34.
- White, A.J.R. & Chappell, B.W., 1990. Per-migma-ad-magma downunder. *Geological Journal*, 25, 221-225.
- White, A.J.R., Chappell, B.W., & Wyborn, D., 1999. Application of the restite model to the Deddick Grano-diorite and its enclaves: a re-interpretation of the observations and data of Maas et al. (1998). *Journal of Petrology*, 40, 413-421.
- White, W.M. & Hofmann, A.W., 1982. Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle geochemistry. *Nature*, 821-825.
- 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* 145, 61–74.

- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., von Quadt, A., Roddick, J.C. & Spiegel, W., 1995. Three natural zircon standards for U-Th- Pb, Lu-Hf, trace element and REE analysis. *Geostandards Newsletter*, 19, 1-23.
- Williams, H., 1979. Appalachian Orogen in Canada. *Canadian Journal of Earth Science*, 16, 792-807.
- Williams, I.S., 1992. Some observations on the use of zircon U-Pb geochronology in the study of granitic-rocks. 2nd Hutton Symposium on the origin of granites and related rocks. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 83, 447-458.
- Williams, I.S., 1998. U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe, in McKibben, M.A., Shanks III, W.C., and Ridley, W.L., eds., *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes: Reviews in Economic Geology*, 7, 1-35.
- Williams, I.S., Compston, W., Collerson, K.D., Arriens, P.A. & Lovering, J.F., 1983. A reassessment of the age of the Wind-mill metamorphics, Casey area. In *Antarctic Earth Science*. Olivier, R.L., James, P.R. & Jago, J.B. eds. Australian Academy of Science, Canberra, 73-76.
- Williams, M.L., Jercinovic, M.J. & Terry, M.P., 1999. Age mapping and dating of monazite on the electron microprobe: deconvoluting multistage tectonic histories. *Geology*, 27, 1023-1026.
- Williamson, B.J., Shaw, A., Downes & H., Thirlwall, M.F., 1996. Geochemical constraints on the genesis of Hercynian two-mica leucogranites from the Massif Central, France. *Chemical Geology*, 127, 25-42.
- Wortel, M.J.R. & Spakman, W., 1992. Structure and dynamics of subducted lithosphere in the Mediterranean region. Proceeding of the Koninklijke Nederlandse Akademie Van Wetenschappen-Biological Chemical Geological Physical and Medical Sciences, 95, 325-347.
- Wyman, D.A., Assembly of Archean cratonic mantle lithosphere and crust: plume-arc interaction in the Abitibi-Wawa subduction-accretion complex. *Precambrian Research*, 115, 37-62.
- Wyns, R., Lardeux, H. & Weyant, M., 1989. Présence de Dévonien dans le groupe de Réaumur (synclinal de Chantonay, Vendée) : conséquences sur l'évolution géodynamique varisque de la Vendée. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 308, 855-860.
- Zegers, T.E., 2004. Granite formation and emplacement as indicators of Archaean tectonic processes. In: *The Precambrian Earth: Tempos and events*, Eriksson, P.G.,

- Altermann, W., Nelson, N.L., Mueller, W.U. & Cateanu, O., (Eds). *Developments in Precambrian Geology*, 12. 940 pp.
- Zegers, T.E., White, S.H., de Keijzer, M. & Dirks, P., 1996. Extensional structures during deposition of the 3460 Ma Warrawoona Group in the eastern Pilbara craton, Western Australia. *Precambrian Research*, 80, 89-105.
- Zegers, T.E., Nelson, D.R., Wijbrans, J.R. & White, S.H., 2001. SHRIMP U-Pb zircon dating of Archaean core-complex formation and pan-cratonic strike-slip deformation in the Pilbara craton. *Tectonics*, 20, 883-909.
- Zegers, T.E. & Van Keken, P.E., 2001. Middle Archean continent formation by crustal delamination. *Geology*, 29, 1083-1086.
- Zen, E.A., 1988. Phase relations of peraluminous granitic rocks and their petrogenetic implications. *Annual Review of Earth Planetary Sciences*, 16, 21-51.
- Ziegler, P.A., 1986. Geodynamic model for the palaeozoic crustal consolidation of Western and Central Europe. *Tectonophysics*, 126, 303-328.
- Zhu, X. K. & O'nions, R. K., 1999a. Monazite chemical composition: some implications for monazite geochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 137, 351- 363.
- Zhu, X. K. & O'nions, R. K., 1999b. Zonation of monazite in metamorphic rocks and its implications for high temperature thermochronology: a case study from the Lewisian terrain. *Earth and Planetary Science Letters*, 171, 209-220.
- Zhu, X. K., O'nions, R. K., Belshaw, N. S. & Gibb, A. J., 1997a. Significance of in situ SIMS chronometry of zoned monazite from the Lewisian granulites, northwest Scotland. *Chemical Geology*, 135, 35-53.
- Zhu, Z. K., O'nions, R. K., Belshaw, N. S. & Gibb, A. J., 1997b. Lewisian crustal history from in situ SIMS mineral chronometry and related metamorphic textures. *Chemical Geology*, 136, 205-218.

Modalités du recyclage de la croûte continentale dans l'orogène varisque par traçage *in situ* des zircons hérités (mesures U -Pb/LA-MC-ICPMS)

Ce travail de thèse est essentiellement consacré à l'investigation des populations de zircons et de l'âge des protolithes des formations varisques grâce à une datation U-Pb *in situ* systématique par le couplage Laser/MC-ICPMS, dans des formations orthodérivées, métasédimentaires et magmatiques tardi-orogéniques du Massif Central français et du domaine Sud armoricain. Cette étude a montré que les populations de zircons sont largement héritées, s'étalant de l'Archéen au Paléozoïque inférieur.

L'ensemble des pics d'âges obtenus, ainsi que l'absence d'âge mésoproterozoïque (1.7-1.1 Ga) accreditent l'affinité gondwanienne de ces formations.

Des âges maximum de dépôt sont proposés pour les métasédiments des principales unités définies dans le Massif Central. Ces âges maximum de dépôt sont décroissants suivant l'empilement lithotectonique reconnu.

En marge de ce travail, nous avons pu déterminer que les âges de mise en place des granitoïdes du Sillon Houiller (Massif Central) et du golfe du Morbihan se situent aux alentours de 300 Ma. Des âges plus anciens, principalement obtenus sur monazite lors d'études antérieures, ont été réinterprétés comme des âges hérités.

L'abondance de zircons hérités d'âge ordovicien et néoproterozoïque met en évidence la large contribution des méta-granites et métasédiments fertiles de ces périodes dans la source des granites tardi-orogéniques varisques. Le granite de Sarzeau expose de plus les traces d'un protolithe silurien.

Le recyclage de la croûte continentale est caractérisé par une évolution polycyclique au cours de l'orogénèse varisque, avec tout d'abord l'érosion de formations du craton africain, majoritairement d'âge néoproterozoïque, puis la superposition des événements magmatiques cambro-ordoviciens et syn-orogéniques varisques.

Mots clefs : Recyclage continental - Datation *in situ* U-Pb sur zircon - LA-MC-ICPMS- Orogenèse varisque - Source des granitoïdes - Ages maximum de dépôt - Magmatisme cambro-ordovicien.

Continental crust recycling in the variscan orogen by zircon inheritance investigation (U-Pb *in situ* measurements by LA-MC-ICPMS)

This work is essentially directed to the investigation of zircons populations and protolith ages of variscan formations performing *in situ* U-Pb dating using a Laser-MC-ICPMS system. Both metagranites, metasedimentary and late-orogenic formations from French Massif Central and South Armorican area had been investigated. This study highlighted the zircons inheritance, with ages

Both obtained ages peaks and Mesoproterozoic (1.7-1.1 Ga) age lacking are in good agreement with the Gondwanan affinity of the studied formations. Maximum deposition ages are proposed for metasedimentary sequences of each main units of the French Massif Central. Moreover, these ages are decreasing following the described nappes stacking.

Emplacement ages of ca. 300 Ma are exposed for the Sillon Houiller (French Massif Central) and Morbihan golfe granitoids. Older monazite ages obtained from previous studies are interpreted as inheritance.

The presence of inherited Ordovician and Neoproterozoic zircons is an argument for the participation of fertile metagranite and metasedimentary source of these ages. Moreover, Sarzeau leucogranite shows a Silurian protolith.

Continental crust recycling during variscan orogeny is characterized by a polycyclic evolution. The first step is constituted by the erosion of Neoproterozoic formations from the West African craton. These metasediments are then reworked during Cambro-ordovician and syn-orogenic magmatism.

Keywords: Continental crust recycling - *In situ* U-Pb zircon dating - LA-MC-ICPMS - Variscan orogeny - Granitoids source - Maximum depositional ages - Cambro-ordovician magmatism.