



HAL
open science

Caractérisation et datation des circulations de fluides dans le Cisaillement Sud Armoricaïn (Massif Armoricaïn, France)

Romain Tartese

► **To cite this version:**

Romain Tartese. Caractérisation et datation des circulations de fluides dans le Cisaillement Sud Armoricaïn (Massif Armoricaïn, France). Géochimie. Université Rennes 1, 2011. Français. NNT : . tel-00674890

HAL Id: tel-00674890

<https://theses.hal.science/tel-00674890>

Submitted on 28 Feb 2012

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.

THÈSE / UNIVERSITÉ DE RENNES 1
sous le sceau de l'Université Européenne de Bretagne

pour le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1

Mention : Sciences de la Terre

Ecole doctorale Sciences de la Matière

présentée par

Romain Tartèse

préparée à l'unité de recherche UMR CNRS 6118
Géosciences Rennes
UFR Structure et Propriété de la Matière

**Caractérisation et
datation des
circulations de
fluides dans le
Cisaillement Sud
Armoricaïn (Massif
Armoricaïn, France)**

**Thèse soutenue à Rennes
le 02 décembre 2011**

devant le jury composé de :

Jean-Pierre BRUN

Président, Université de Rennes 1

Pierre BARBEY

Rapporteur, Université Henri Poincaré - Nancy

Massimo TIEPOLO

Rapporteur, C.N.R. Pavia, Italia

Michel BALLEVRE

Examineur, Université de Rennes 1

Valérie BOSSE

Examineur, Université Blaise Pascal – Clermont-Ferrand

Eric GLOAGUEN

Examineur, B.R.G.M. Orléans

Jan D. KRAMERS

Examineur, University of Johannesburg

Philippe BOULVAIS

Co-directeur de thèse, Université de Rennes 1

Marc POUJOL

Co-directeur de thèse, Université de Rennes 1

Remerciements

En premier lieu, mes remerciements se tournent vers mon binôme de chefs pour l'écoute, la confiance et la liberté qu'ils m'ont accordées durant ces trois années passées ensemble. Philippe, tu m'as immergé dans les fluides armoricains quelques mois avant le début de cette thèse, quelques mois qui furent apparemment trop courts car l'aventure s'est ensuite poursuivie trois années durant. Marc, tu nous as rejoints en 2008 car s'intéresser aux fluides s'était bien beau, mais dater leur circulation, c'est encore mieux ! Tous les deux vous m'avez ainsi « appris le métier », et notamment son côté analytique qui me fascine tant. J'ai même fait exprès de casser la ligne silicate pour observer le souffleur de verre la réparer ! D'ailleurs Philippe, je ne désespère pas de voir un jour IsotopeX, tu as mon email... Marc, merci également de m'avoir initié à ces nobles tâches de séparation à base de liqueurs denses et de séparateur magnétique, de picking de grains de 20 μm (ça marche bien la graisse du coin du nez pour coller les zircons sur l'aiguille !). Bref, merci pour cela, merci pour tout... Rendez-vous à Montréal.

Par chance, le labo rennais ne dispose pas (encore) d'instrument de datation U-Pb *in-situ* et il a donc fallu que je m'expatrie pour quelques séjours. Un grand merci donc à toutes les personnes qui m'ont accueillies et avec qui j'ai eu la chance de travailler. Je remercie plus particulièrement Trevor et Pete de l'Australian National University à Canberra, Jan à l'Université de Bergen, Etienne au CRPG à Nancy, Jean-Louis au laboratoire Magmas et Volcans à Clermont-Ferrand, Olivier et Johann à l'Institut LaSalle à Beauvais, Eric au BRGM à Orléans et enfin Marcel à l'IFREMER à Brest. Ça en fait de la route, car d'après Google Maps, en considérant un seul voyage aller-retour dans chacun des labos susmentionnés, on arrive quand même à 41018 km parcourus !

Je remercie également le jury qui a accepté d'évaluer ce travail. Pierre, j'espère que tu as passé un bon Samedi ! Massimo, ce fut bref, on a pourtant tout fait pour que tu n'aies pas ton train ! Merci Jan d'avoir fait un si long voyage pour l'occasion. Valérie et Eric, je suis très heureux que nous ayons partagé notre « première » ensemble. Michel, encore désolé d'avoir oublié les bassins Carbonifères sur la figure de synthèse. Enfin merci Mr le Président, il faudra qu'on essaye de plier une lithosphère pour voir !

Voici venu le paragraphe consacré aux camarades de boulot, dans ce chouette labo où il se passe toujours quelque chose. Durant ces trois années, j'ai passé un bon bout de temps dans ce labo et je remercie sincèrement toutes les personnes que j'y ai côtoyées. Merci à tous ceux sans qui la « recherche » ne se ferait pas, et plus particulièrement à Xavier, Yann, David, Krzysztof et Annick. Merci également à tous ceux avec qui les discussions furent agréables et enrichissantes, notamment Pierre, Gilles, Jean-Jacques, Erwan, Winnie, Marc, Kerry, Michel, Stéphan, Jean-Pierre, Pavel (merci pour la lawsonite), Jean, Thierry, Denis, Christian... Enfin mention spéciale à mon mentor, voisin de couloir, the guy next door, super Pipo ! Que de moments passés ensemble dans des endroits plus insolites les uns que les autres comme un taxi matinal, un train encore plus matinal avec une borne qui refuse de te donner tes tickets, quelques avions qui nous ont amenés à fréquenter des quartiers malfamés de Lisbonne ou Vienne... C'était trop cheval ! Une p'tite pensée pour Marie ta chérie également... Mais un labo ne serait pas grand-chose sans tous les étudiants de passage, pour quelques mois ou quelques années. La liste de ceux côtoyés durant plus de trois ans est longue, et je m'excuse d'avance pour ceux que je vais oublier. Allez, j'me lance ; merci donc à Nico, Céline, Gloria, Sylvia, Laurie, Pietro, Nathan, Clo, Abdou, J², Eline, Gwen, Alain, Lorraine, Guilhem, Christoff, Etienne, Morgane, Morgane, Mélo, Jean-Charles, Thomas, Mélanie, Dadou, Matthieu, Rémi, Stéphane, Sam, Fab, Anne-Claire, Romain, Romain, Seb ; merci aux deux énergumènes zurichois Teets et Davy Dave...

Mes derniers remerciements s'adressent à ceux qui étaient là avant, qui ont été là pendant, et qui seront là après ; avec pour commencer les camarades rennais : Guigui, Glin, Pad, Thib, Dédé, Chacha, Momo, Elise, Cyp... Les « vieux amis » également, Jo, Will, Po, Guev, Guip, Marichon, Ferdi, Canadien et ta p'tite famille... Ma belle-famille, Evelyne et Didier, les Tontons, les Tatas et les nièces et neveux qui leurs sont associées... Mes grands-parents et mon petit cocon duquel j'ai éclos, mon frère Hugo, et vous Papa et Maman sans qui rien de tout cela n'eut été possible. Du fond du cœur, mille mercis... Je vous aime. Merci, merci, merci ma chérie que j'aime, Jeanne, pour être là au quotidien et faire de notre vie un bonheur. Tout ceci t'est dédié...

Résumé

Dans ce travail, des données pétro-géochimiques, isotopiques et géochronologiques ont été couplées afin de caractériser et dater les circulations de fluides dans le Cisaillement Sud Armoricaïn. Ces circulations ont été datées par les méthodes U-Pb sur zircon et monazite et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite, dans les mylonites et les granites syntectoniques présentant des traces d'altération hydrothermale. A 315 Ma, le Cisaillement Sud Armoricaïn localise la circulation de fluides magmato-métamorphiques, responsables de la cristallisation de veines de quartz géantes qui lui sont parallèles. Vers 300 Ma, un afflux de fluides météoriques est enregistré dans les mylonites, certains échantillons granitiques et quelques veines de quartz, obliques au Cisaillement Sud Armoricaïn, interprétées comme des fentes de tension d'échelle crustale.

Les résultats obtenus ont permis d'étudier le comportement des chronomètres isotopiques au cours des interactions fluide-roche. Si le zircon apparaît comme relativement robuste, les circulations de fluides provoquent la recristallisation de la monazite et de la muscovite, et ainsi perturbent, voir remettent à zéro les chronomètres isotopiques U-Pb et K-Ar. Par exemple, dans le massif syntectonique de Questembert, les dates $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenues sur six échantillons s'étalent sur 16 Ma, du fait de l'infiltration pervasive de fluides. Ces résultats illustrent donc la nécessité d'associer la géochronologie à une étude pétro-géochimique détaillée, depuis la caractérisation des roches jusqu'à l'étude texturale des monazites ou la documentation des zonations chimiques des muscovites, par exemple.

Abstract

In this study, petro-geochemical, isotopic and geochronological data have been acquired in order to characterize and date fluid circulations within the South Armorican Shear Zone. These circulations have been dated by U-Pb on both zircon and monazite and by muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses, extracted from mylonites and syntectonic granites displaying evidence of hydrothermal alteration. At 315 Ma, the South Armorican Shear Zone localized the circulation of magmato-metamorphic fluids, responsible for the crystallization of giant quartz veins parallel to its main strike. Around 300 Ma, an influx of meteoric fluids is recorded in mylonites, as well as in some granitic samples and in quartz veins oblique to the South Armorican Shear Zone, interpreted as crustal-scale tension gashes.

These results have also been used to study the behaviour of isotopic chronometers during fluid-rock interactions. Although zircons do not seem to be affected, fluid circulations induced recrystallization of monazite and muscovite and therefore disturbed and even reset the U-Pb and K-Ar chronometers. In the syntectonic Questembert massif for example, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates obtained on six samples cover a time span of 16 Ma linked to a pervasive infiltration of fluids. Such results therefore illustrate the need to associate geochronology with a detailed petro-geochemical study, from whole rock characterization to the textural and/or chemical study of the minerals selected for dating.

Table des matières

INTRODUCTION.....	9
PARTIE 1 - LES FLUIDES DANS LE SYSTEME SUD ARMORICAIN	31
CHAPITRE 1 - LES FLUIDES METAMORPHIQUES.....	33
CHAPITRE 2 - LES FLUIDES MAGMATIQUES.....	41
Article #1 : Differentiation of peraluminous granites “en route” to the surface	43
CHAPITRE 3 - L'INFILTRATION D'EAU METEORIQUE DANS LE CISAILLEMENT SUD ARMORICAIN	65
Article #2 : Giant quartz vein formation and high-elevation meteoric fluid infiltration into the South Armorican Shear Zone: geological, fluid inclusion and stable isotope evidence.....	67
PARTIE 2 - DEFORMATION, MAGMATISME ET HYDROTHERMALISME LE LONG DU CISAILLEMENT SUD ARMORICAIN.....	81
CHAPITRE 4 - MISE ET EN PLACE ET REFROIDISSEMENT DU GRANITE DE LIZIO.....	83
Article #3 : New U-Pb zircon and ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar muscovite age constraints on the emplacement of the Lizio syn-tectonic granite (Armorican Massif, France)	85
CHAPITRE 5 - MISE EN PLACE ET ALTERATION HYDROTHERMALE DU GRANITE DE QUESTEMBERT	99
Article #4 : Simultaneous resetting of the muscovite K-Ar and monazite U-Pb geochronometers: a story of fluids	101
CHAPITRE 6 - INTERACTIONS FLUIDE-ROCHE DANS LES MYLONITES DU CISAILLEMENT SUD ARMORICAIN.....	115
Article #5 : Mylonites of the South Armorican Shear Zone: Insights for crustal-scale fluid flow and water-rock interaction processes.....	117
PARTIE 3 - IMPLICATIONS METALLOGENIQUES ET TECTONIQUES	141
CHAPITRE 7 - L'URANIUM ARMORICAIN	143
Article #6 : Geochemical evidences for the leaching of million tons of uranium by hydrothermal alteration of leucogranites: A case study in the Armorican Massif, France.....	145
CHAPITRE 8 - LES MINERALISATIONS DE LA BRANCHE NORD DU CISAILLEMENT SUD ARMORICAIN.....	161
CHAPITRE 9 - IMPLICATIONS TECTONIQUES	195
 CONCLUSION	 219
 PARTIE METHODOLOGIQUE - LES METHODES D'ANALYSE PONCTUELLE.....	 225
 REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	 271
 ANNEXES.....	 297

Introduction

1. L'eau dans la croûte

Parmi les planètes du système solaire, la présence d'eau liquide est l'une des caractéristiques principales de la Terre. Le manteau terrestre contiendrait 3 à 6 fois la masse d'eau contenue dans les océans (Ahrens, 1989 ; Ringwood, 1975), laquelle représente un volume d'environ $1,37 \times 10^9 \text{ km}^3$. Au niveau des rides medio-océaniques, l'eau de mer s'infiltré dans la croûte océanique par les nombreuses fractures, se réchauffe et remonte vers le plancher océanique où son expulsion se manifeste par des fumeurs, noirs et blancs. La croûte continentale quant à elle contient, en moyenne, entre 1 et 2 pds.% d'eau (Wedepohl, 1995), répartie entre différents réservoirs (Fig. 1) :

- L'eau météorique provient du cycle hydrologique, et correspond donc à l'eau infiltrée dans la croûte depuis la surface, typiquement les eaux de pluie et de ruissellement.
- L'eau interstitielle ou de formation est présente dans la porosité des sédiments. Initialement, ce sont des eaux météoriques ou de mer, qui ont subi des modifications durant la diagenèse des sédiments. Les eaux de formation comprennent également l'eau liée dans les minéraux, et en particulier dans les argiles.
- L'eau métamorphique est notamment produite par les réactions de déshydratation et décarbonatation (le CO_2 participe alors au stock de fluides métamorphiques). A environ 200°C , le métamorphisme succède à la diagenèse et induit des transformations de phases minéralogiques. Il y a production d'eau métamorphique quand ces transformations impliquent la destabilisation de minéraux hydratés.
- L'eau magmatique est issue des magmas. Cette eau est incorporée et dissoute dans les magmas lors de la fusion partielle de minéraux hydratés (muscovite, biotite, hornblende). Lorsque ce magma remonte, que la pression diminue, qu'il se refroidit et que cristallisent des minéraux anhydres, la teneur en eau dissoute augmente, jusqu'à saturation du magma. On assiste alors à l'expulsion d'eau magmatique.

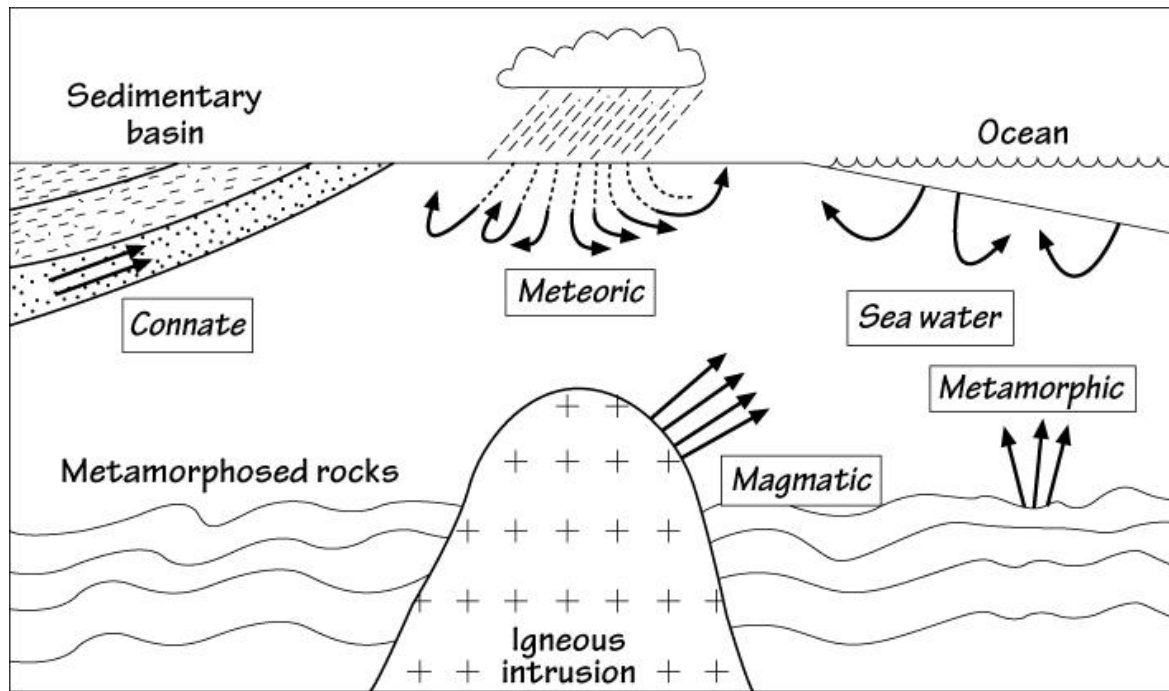


Figure 1 : Principaux types d'eau liquide existant à ou proche de la surface de la Terre (d'après Robb, 2005).

Les mécanismes par lesquels des volumes importants de fluides peuvent circuler dans la croûte peuvent être liés à des gradients thermiques et/ou des gradients de pression. Ces derniers sont intimement associés à la déformation des roches, que l'on considère donc comme un acteur principal de la circulation des fluides dans la croûte (e.g. Etheridge et al., 1983 ; Fyfe et al., 1978 ; Oliver, 1996 ; Sibson et al., 1975). En introduction de son article « *The geochemistry of volatile fluid flow in shear zones* », McCaig (1997) pose une série de questions fondamentales sur les liens réciproques entre déformation et circulation de fluides (Table 1). Les fluides de surface peuvent infiltrer la croûte moyenne et localement passer la transition fragile-ductile. Globalement, la circulation de fluides a lieu préférentiellement durant la déformation, et semble toujours focalisée dans les zones qui localisent cette déformation. Dipple et Ferry (1992) ont par exemple calculé qu'un flux volumique de fluides d'environ $22000 \text{ m}^3/\text{m}^2$ avait transité dans les zones déformées qu'ils ont étudiées (l'équivalent de 9 piscines olympiques par m^2 de roche). Si la déformation localise la circulation des fluides, cette dernière peut en retour accroître le taux de déformation dans les zones de cisaillement ductiles, en catalysant des réactions métasomatiques d'adoucissement et/ou en augmentant la température ambiante. Ainsi, la circulation des fluides dans la croûte induit des effets importants sur la rhéologie de la lithosphère.

Table 1 : Synthèse sur les relations entre déformation et circulation de fluides dans la croûte (d'après McCaig, 1997).

Questions	Réponses
Dans quelle(s) circonstance(s) la circulation de fluides est localisée dans les failles et zones de cisaillement ?	<ul style="list-style-type: none"> • La circulation syntectonique des fluides est toujours localisée dans les failles et zones de cisaillement. • Il n'existe pas d'exemple où moins de fluides ont circulé dans une zone de cisaillement que dans les roches encaissantes.
La circulation des fluides a-t-elle lieu majoritairement pendant ou après la déformation ?	<ul style="list-style-type: none"> • La plupart des circulations de fluides et l'altération qui les accompagne apparaissent comme synchrones de la déformation. • La perméabilité est principalement accrue par des processus dynamiques et revient à des valeurs "normales" lorsque la déformation cesse.
Quelle quantité de fluides peut circuler dans les zones de cisaillement ?	<ul style="list-style-type: none"> • Des volumes considérables, comparables à ceux documentés dans les systèmes hydrothermaux associés aux magmatisme, par exemple. • Le flux total semble plus limité par la disponibilité du fluide plutôt que par la perméabilité du milieu. • Le rôle hydrogéologique fondamental des zones de cisaillement est de fournir un "chemin" perméable dans un ensemble de roches normalement imperméable.
A quelle profondeur les fluides infiltrés depuis la surface peuvent-ils pénétrer dans la croûte, et est-ce influencé par la déformation ?	<ul style="list-style-type: none"> • De plus en plus d'évidences montrent l'implication d'eau de formation sédimentaire dans des zones de cisaillement ductiles à 10-15 km de profondeur dans la croûte. • Des mécanismes de "pompage sismique" ont été invoqués pour rendre compte des circulations de fluides <i>per descensum</i> au travers de la transition fragile-ductile, contre un gradient hydraulique normal. • En régime extensif, les fluides météoriques circulent librement dans la croûte supérieure fragile, mais ne pénètrent que modérément dans la croûte ductile où ils se mélangent avec des fluides métamorphiques ascendants.
Quelles sont les effets mécaniques des circulations de fluides, et influencent-elles la résistance de la lithosphère ?	<ul style="list-style-type: none"> • Même en faible quantité, la présence de fluides dans les zones de cisaillement a des conséquences mécaniques importantes. • Ces zones subissent probablement de la fracturation de façon plus ou moins continue, du fait de la forte pression de fluides.
Quels sont les mécanismes qui augmentent ou diminuent la perméabilité durant la déformation, et à quelle point la circulation de fluides induite par la déformation est-elle pervasive ?	<ul style="list-style-type: none"> • La majorité du glissement et des circulations de fluides dans des conditions de type "schistes verts" a ainsi probablement lieu durant des événements de fracturation, même si les microstructures observables reflètent essentiellement des déformations ductiles. • Cela a clairement des implications vis à vis des modèles rhéologiques de la lithosphère.

2. Dater la déformation

Dater l'âge de la déformation, ainsi que sa durée, est fondamental pour placer des contraintes temporelles sur les reconstructions cinématiques, qui permettent *in fine* d'établir les modèles géodynamiques globaux (e.g. Kligfield et al., 1986). Depuis le début des années 70 et le développement de la géochimie isotopique, et donc de la géochronologie, la thématique « dater la déformation » a pris de l'importance d'année en année. La figure 2 illustre cet essor. Une recherche sur la plateforme *Web of Science*[®] de Thomson Reuters des mots « deformation » et « dating » dans le titre des articles publiés à ce jour retourne un total de 58 articles publiés depuis 1972 (Fig. 2). Ces 58 articles ont été cités par 1127 autres, c'est-à-dire plus de 19 fois par article.

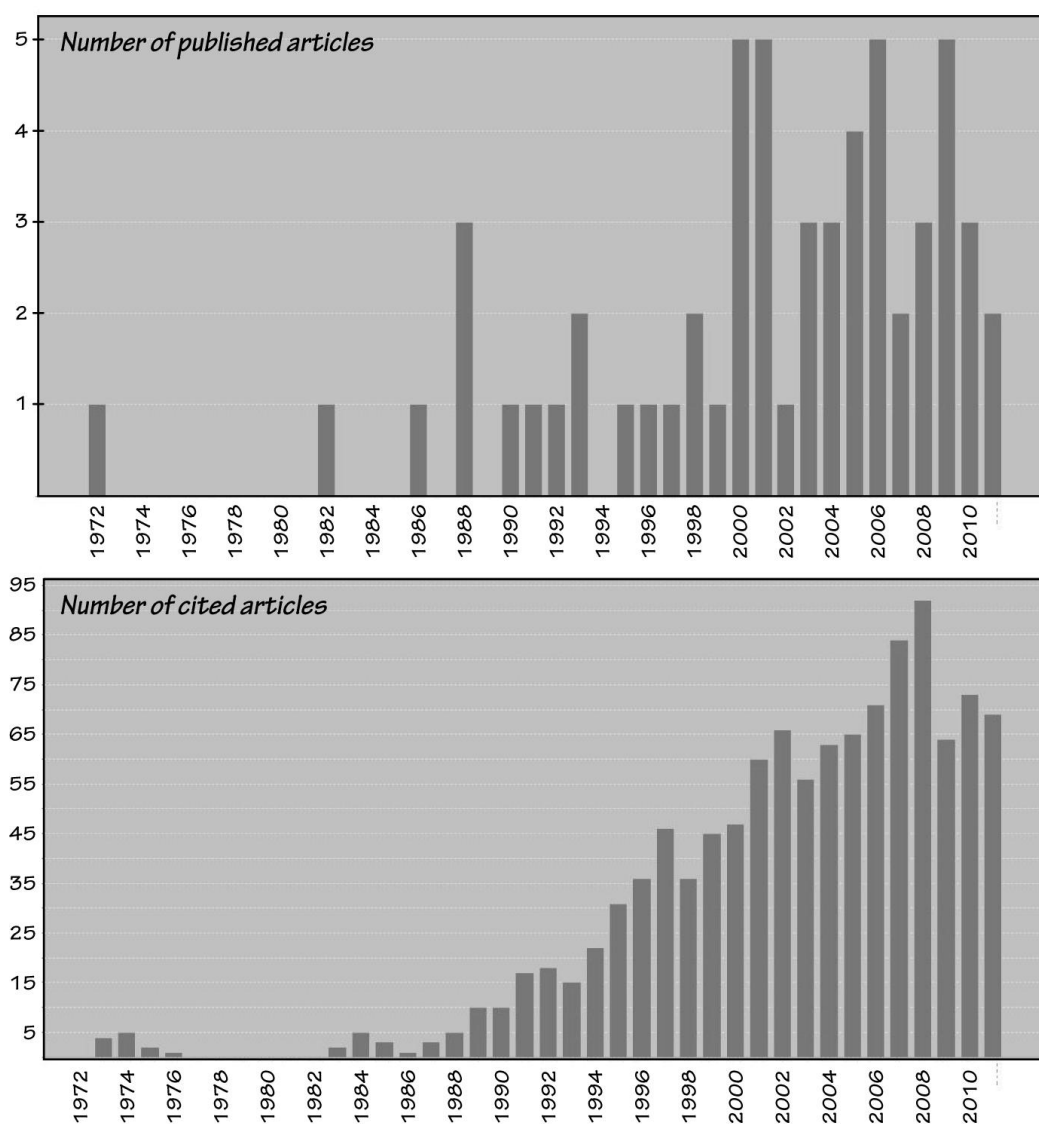


Figure 2 : Nombre d'articles publiés contenant les termes « deformation » et « dating » dans leur titre, et nombre de citations de ces articles depuis le début des années 70 (source : plateforme *Web of Science*[®], consultée le 5 octobre 2011).

Compte-tenu des interactions réciproques entre déformation et circulation de fluides, la datation de la déformation peut néanmoins s'avérer périlleuse sans une caractérisation préalable des interactions fluide-roche mises en jeux lors de la déformation.

La géochronologie est basée sur la décroissance d'abondance, au cours du temps, d'un élément père radioactif en un élément fils radiogénique. Dans un cristal contenant initialement des éléments radioactifs et dépourvu des éléments radiogéniques fils, et à condition que ce système soit resté clos aux échanges avec l'extérieur, la mesure des concentrations de ces deux éléments permet, moyennant la connaissance de la constante de désintégration de l'élément radioactif, de connaître l'âge du ce cristal. En pratique, le concept de température de fermeture, introduit par Dodson (1973), définit la température à laquelle un minéral est clos pour un système radiométrique donné. Cette température peut être calculée à partir de l'équation :

$$\frac{E}{RT_c} = \ln \left(- \frac{A.R.T_c^2.D_0/a^2}{E.dT/dt} \right)$$

où T_c est la température de fermeture, R est la constante des gaz parfaits, E est l'énergie d'activation, D_0 est le coefficient de diffusion, a est la distance de diffusion caractéristique, A est une constante liée à la géométrie du cristal et dT/dt est le taux de refroidissement. Pour un minéral et pour un système radiométrique donné, la température de fermeture est ainsi liée à des constantes (E , R , A , a et D_0) et ne dépend que d'un paramètre intensif, le taux de refroidissement, c'est-à-dire que de la température. Dans ce cadre, l'âge mesuré sur un minéral correspond donc au temps écoulé depuis son dernier passage sous la température de fermeture du système radiométrique considéré : on parle alors de thermochronomètres.

Récemment, Villa (2010) a questionné ce point de vue en évoquant le rôle des fluides : l'eau agissant comme un catalyseur des recristallisations au sein des minéraux (e.g. Putnis, 2009), la perturbation des systèmes radiométriques dépendrait plus de la disponibilité en eau que du passage au-dessus d'une température prédéterminée. Villa (2010) va même jusqu'à avancer que les systèmes radiométriques devraient plutôt être considérés comme des hydrochronomètres, datant des événements hydrothermaux, plutôt que comme des thermochronomètres. Plus loin dans ce manuscrit, nous reprendrons ce concept au travers de l'étude d'un granite déformé et hydrothermalement altéré (voir chapitre 5).

Les zones de cisaillement, drains crustaux localisant la circulation des fluides, représentent donc des objets privilégiés pour l'étude de l'impact des fluides sur les systèmes radiométriques.

Pour atteindre l'objectif général de cette thèse, à savoir la datation de la déformation, et étant donné les liens symbiotiques qui existent entre déformation et circulations de fluides, d'autres questions fondamentales sont ainsi à adresser :

- Quel(s) type(s) de fluide(s) a (ont) circulé et dans quelle(s) condition(s) ?
- Quelle a été l'effet de ces circulations de fluides sur les roches encaissantes ?
- Quel est la réponse des différents systèmes radiométriques aux circulations de fluides ?
- Quel est l'âge du ou des différents événements hydrothermaux ?
- Que datons-nous exactement, la déformation *sensu stricto* ou les circulations de fluides associées ?

3. Le Cisaillement Sud Armoricaïn

Le Cisaillement Sud Armoricaïn (CSA) est l'objet d'étude de cette thèse, où nous avons non seulement cherché à dater les circulations de fluides et la déformation, mais également à mieux comprendre l'impact des fluides sur le comportement des radiochronomètres. Il est situé dans le Massif Armoricaïn, qui est constitué de terrains formés durant l'orogénèse Varisque au Paléozoïque¹, au même titre que les Massifs Ibériques dans l'Ouest de l'Espagne, le Massif Central en France, ou encore la Bohême en Europe orientale (Fig. 3).

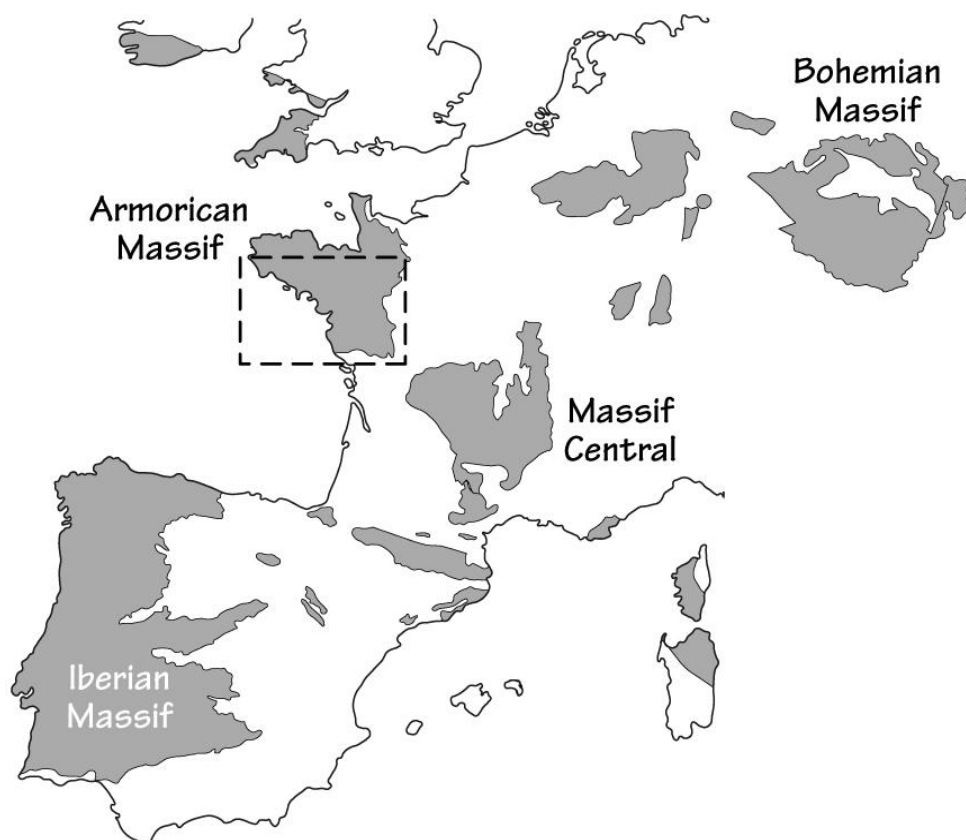


Figure 3 : Principaux massifs Varisques affleurant aujourd'hui en Europe (la zone encadrée illustre la localisation des figures 4 et 5).

¹ Le contexte géologique est décrit dans les différents chapitres de ce manuscrit et n'est donc pas répété ici. Le lecteur intéressé par de plus amples détails peut se référer aux très bonnes synthèses de M. Ballèvre et al. (Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., Pitra, P., 2009. Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones. *Comptes Rendus Geoscience* **341**, 174-204) à propos de l'évolution globale du Massif Armoricaïn durant le Paléozoïque et de C. Gumiaux et al. (Gumiaux, C., Gapais, D., Brun, J.P., Chantraine, J., Ruffet, G., 2004. Tectonic history of the Hercynian Armorican shear belt (Brittany, France). *Geodinamica Acta* **17**, 289-307) à propos de son histoire tectonique.

Le CSA est une structure de plusieurs centaines de kilomètres qui découpe le Massif Armoricaïn en différents domaines (Fig. 4). Le CSA est constitué de deux branches principales :

- La branche nord (BNCSA), linéaire et orientée à ca. N105°.
- La branche sud (BSCSA), constituée de plusieurs segments. A l'Ouest, elle rejoint la BNCSA et est également orientée à ca. N105°. Au Sud-Est, elle est orientée à ca. N130° et se ramifie en plusieurs branches secondaires. Le segment central est quant à lui orientée ca. N125°.

Au Nord de la BNCSA, on trouve les domaines Nord- et Centre-Armoricaïn. Les roches au Sud de la BSCSA appartiennent majoritairement au domaine Sud-Armoricaïn. Entre les deux branches affleurent les deux petites unités de Lanvaux et de St-Georges-sur-Loire. Enfin, des unités allochtones, contenant notamment des roches ayant été métamorphosées à haute pression et basse température, surmontent les unités précédemment décrites (Fig. 4).

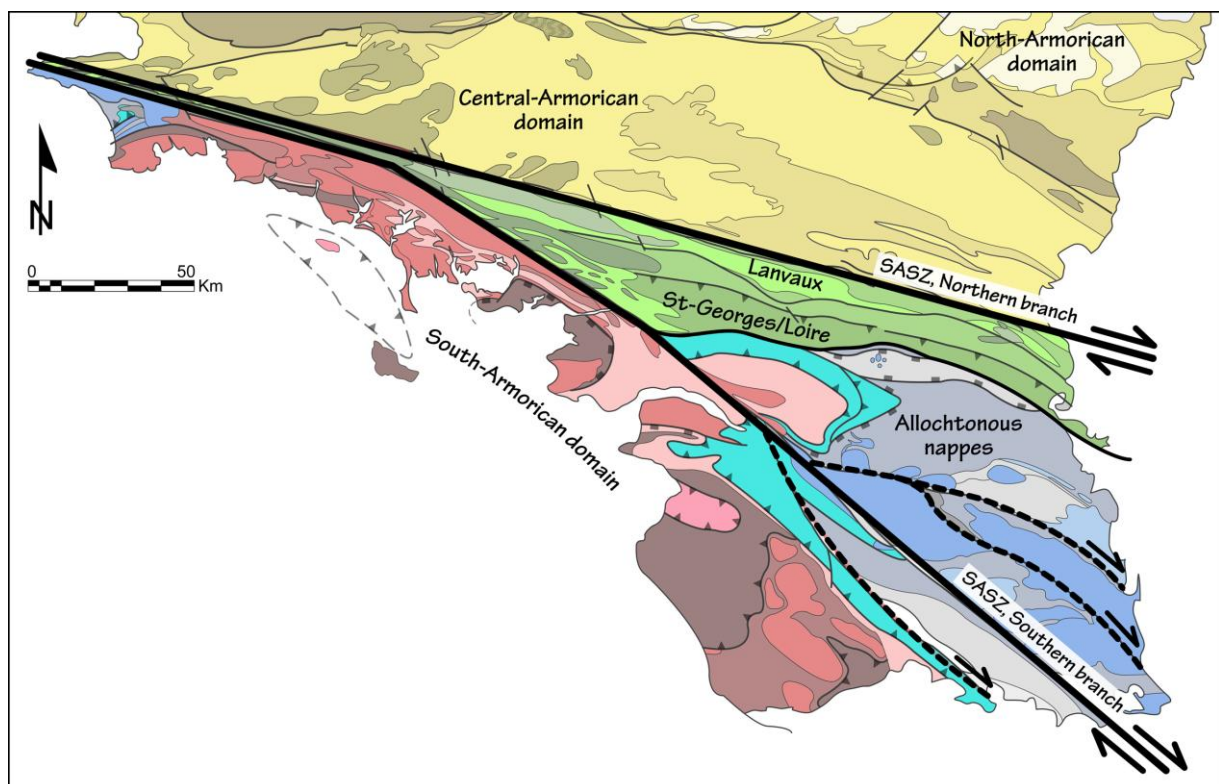


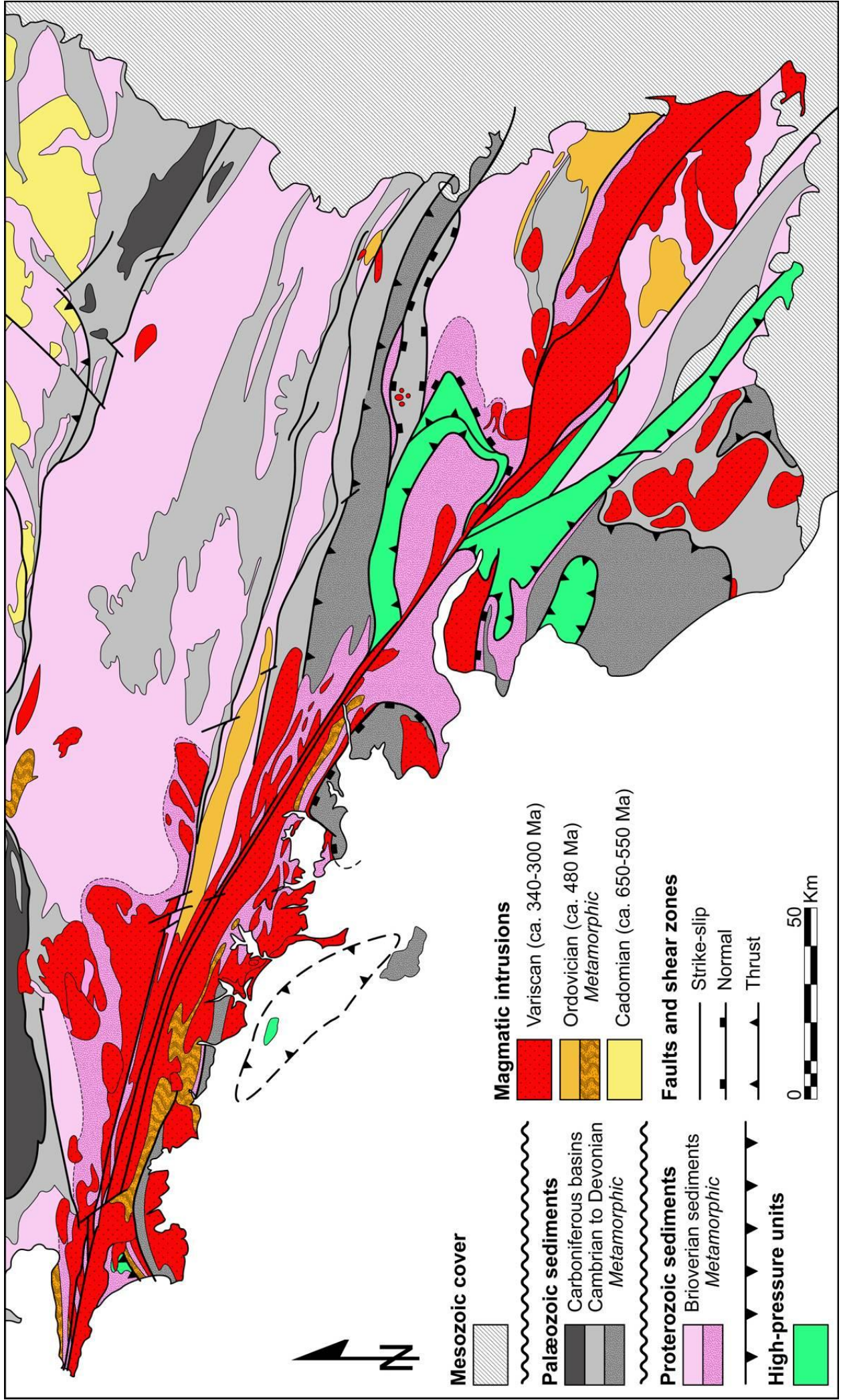
Figure 4 : Schéma structural simplifié de la partie sud du Massif Armoricaïn.

Nous avons sélectionné le CSA comme objet d'étude pour deux raisons principales :

1) Cet objet, ainsi que les domaines adjacents sont très bien caractérisés d'un point de vue structural, géométrique et tectonique (Berthé et Brun, 1980 ; Berthé et al., 1979a, 1979b ; Bitri et al., 2003, 2010 ; Cartier et al., 2001 ; Cogné, 1960 ; Cogné et al., 1983 ; Faure et Cartier, 1998 ; Gapais et Le Corre, 1980 ; Gumiaux et al., 2004a, 2004b, 2004c ; Hanmer et al., 1982 ; Jégouzo, 1980 ; Jégouzo et Rossello, 1988 ; Judenherc et al., 2002, 2003 ; Martelet et al., 2004 ; Rolet et Yesou, 1990 ; Rolin et al., 2008 ; Román-Berdiel et al., 1987 ; Sibuet, 1973 ; Vignerresse, 1987 ; Yesou et Rolet, 1990). En synthèse, c'est un cisaillement décrochant dextre d'échelle lithosphérique (Gumiaux et al., 2004c). Les granites qui sont associés au CSA présentent des formes lobées (Fig. 5) suggérant qu'ils se sont mis en place pendant la déformation. Le long du CSA, ces granites présentent, sur les plans $\lambda_1\lambda_3$, une structure particulière associant deux familles de plans, des plans C de cisaillement et des plans S de schistosité, que Berthé et al. (1979b) furent les premiers à interpréter comme résultant d'une seule phase de déformation. Ces structures C-S se sont développées en réponse à la déformation dextre accommodée par le CSA, durant le refroidissement des granites (Gapais, 1989) ; cela confirme donc le caractère syntectonique de ces granites. Dater le fonctionnement du cisaillement décrochant dextre le long du CSA peut donc être réalisé en datant la mise en place et le refroidissement de ces granites syntectoniques.

2) Le CSA met en contact des unités correspondant à différents niveaux crustaux. Au Nord du CSA, les roches très peu métamorphisées du socle Protérozoïque et de la couverture sédimentaire Paléozoïque (Fig. 5) affleurent dans la partie Est du domaine Centre-Armoricain. Au Sud de la BNCSA, dans les unités de Lanvaux et St-Georges-sur-Loire, on trouve globalement le même type de roches mais celles-ci ont subi un métamorphisme de plus haut grade (Fig. 5). Enfin, le domaine Sud-Armoricain au Sud de la BSCSA est caractérisé par la présence de roches de haut grade métamorphique (gneiss, migmatites, granites d'anatexie...) correspondant à la croûte moyenne à inférieure (Fig. 5).

En outre, le CSA possède également la particularité de présenter une coupe dans la croûte le long de la structure. En effet, on passe d'Est en Ouest de la couverture Paléozoïque au socle Protérozoïque, lui-même de plus en plus métamorphisé jusqu'au faciès des amphibolites (Fig. 5). Le nombre de massifs granitiques exposés augmente également d'Est en Ouest le long du CSA (Fig. 5).



Le CSA constitue donc un objet géologique privilégié offrant une coupe continue dans la croûte continentale. Il permet l'accès à différents niveaux structuraux, potentiellement affectés par la circulation de plusieurs types de fluides qui pourront ainsi être caractérisés (Fig. 6). Les fluides météoriques s'infiltrent depuis la surface, peuvent atteindre la croûte moyenne, avant de remonter dans les zones perméables. Les fluides magmatiques sont expulsés des granites mis en place dans la croûte moyenne, et sont ensuite drainés vers la surface (Fig. 6). Enfin, les fluides métamorphiques proviennent eux des zones plus profondes de la croûte. Ils sont drainés vers la surface et peuvent se mélanger avec les autres types de fluides durant leur ascension (Fig. 6).

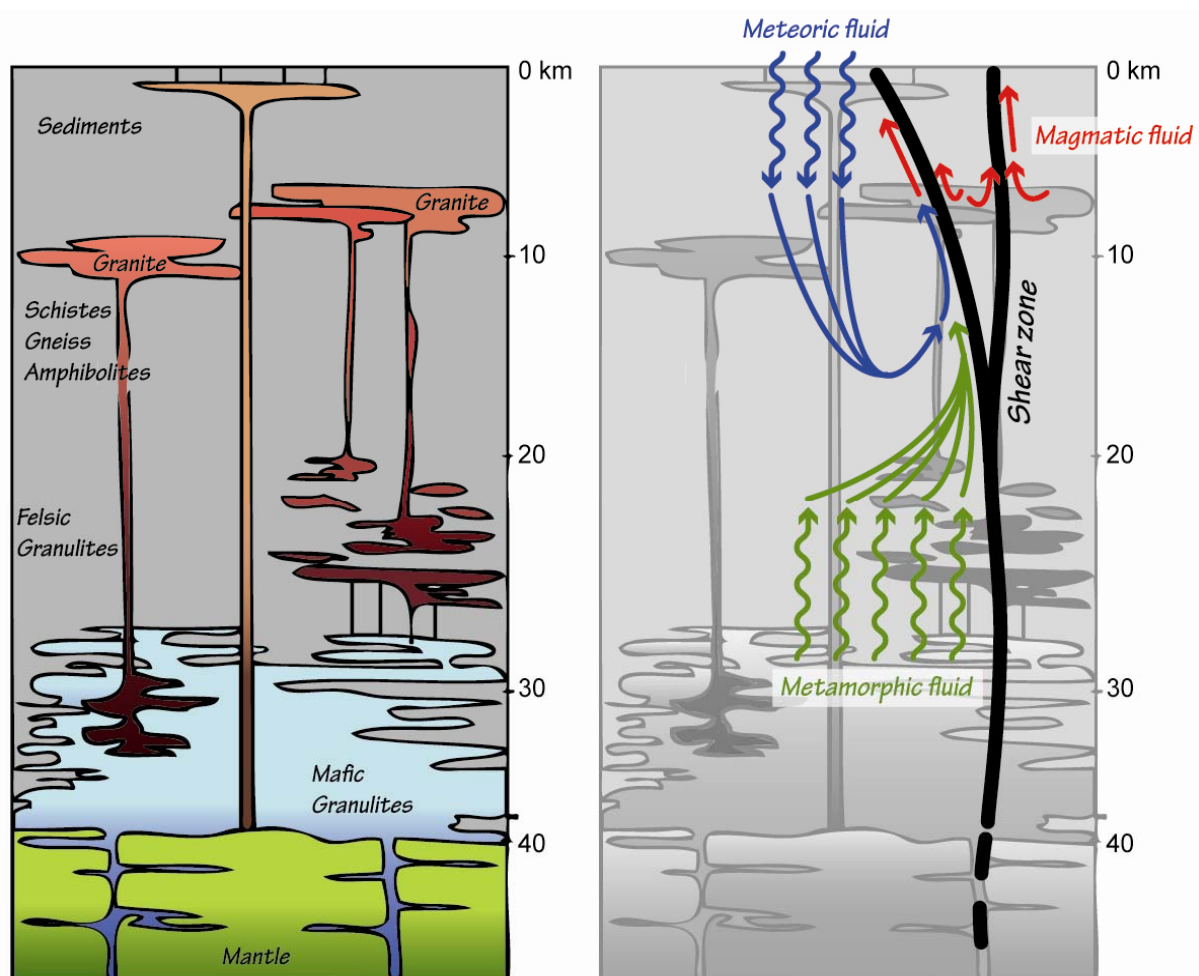


Figure 6 : A gauche, coupe schématique de la croûte continentale, d'après Hawkesworth et Kemp (2006), représentant les différentes lithologies classiquement rencontrées ; à droite, une zone de cisaillement crustale a été superposée au schéma de Hawkesworth et Kemp (2006), illustrant les potentielles circulations de fluides qu'elle peut localiser.

← Figure 5 : Géologie simplifiée du Sud du Massif Armoricain (d'après Chantraine et al., 1996).

Le CSA consitue ainsi un objet de choix, complémentaire des décrochements lithosphériques actifs (Failles du Fleuve Rouge, de San Andreas, ou encore Nord Anatolienne) sur lesquels de nombreux travaux sont menés. Du fait de l'exposition en surface de segments crustaux de profondeurs variables, les objectifs géochronologiques de cette thèse, portant à la fois sur les fluides et la déformation, pourront être abordés dans les meilleurs conditions.

4. Méthodologie²

Caractériser et dater les circulations de fluides dans le CSA revêt un double objectif et implique le couplage et l'intégration des données de plusieurs disciplines de la pétro-géochimie. Nous avons focalisé l'échantillonnage sur deux cibles principales :

- Les granites syntectoniques de Lizio et de Questembert (Fig. 7). Ces deux granites sont emblématiques du CSA car le premier est celui sur lequel Berthé et al. (1979b) ont défini les structure C-S, et le deuxième est l'un des plus beaux exemples de granite syntectonique où l'on peut observer de superbes structures C-S (carrière de Lescastel, Elven, Morbihan). Ces deux granites ont été datés par la méthode Rb-Sr sur roche totale et ont donné des âges de 338 ± 13 Ma et 329 ± 21 Ma (Bernard-Griffiths et al., 1985). Néanmoins, nous avons souhaité entreprendre de nouvelles datations car (1) les incertitudes associées à ces âges sont larges et ne permettent pas de contraindre précisément la période de fonctionnement du CSA ; (2) le chronomètre Rb-Sr est sensible aux circulations de fluides ; Rb et Sr étant deux éléments solubles dans les fluides crustaux, et donc mobiles, il est souhaitable de confirmer, ou d'infirmer, ces âges avec des méthodes plus robustes comme l'U-Pb sur zircon. Ces deux granites sont très fortement déformés au niveau de leur ancrage sur le CSA, et déformés de façon plus pervasive dans la masse (surtout le Massif de Questembert). Nous évaluerons plus loin la manière dont ils ont été affectés par les circulations de fluides localisées au niveau du CSA et celles, plus pervasives, dans la masse des plutons elle-même (voir chapitres 4 et 5).
- Les mylonites, roches déformées formant une bande étroite qui matérialise le CSA. Six sites ont été échantillonnés. Les mylonites de ces six sites correspondent à différents niveaux crustaux, et se sont formées aux dépens de différents protolithes. Leur étude nous permettra de caractériser les circulations de fluides et leur datation de contraindre la relation entre ces circulations et la déformation (voir chapitre 6).

Les échantillons collectés constituent ainsi un jeu de données homogène à l'échelle régionale.

² Cette section vise à décrire les techniques analytiques employées dans le cadre du cheminement suivi pour répondre aux questions posées. La description détaillée de chaque technique employée est donnée dans les chapitres correspondants, et ne sera pas répétée ici.

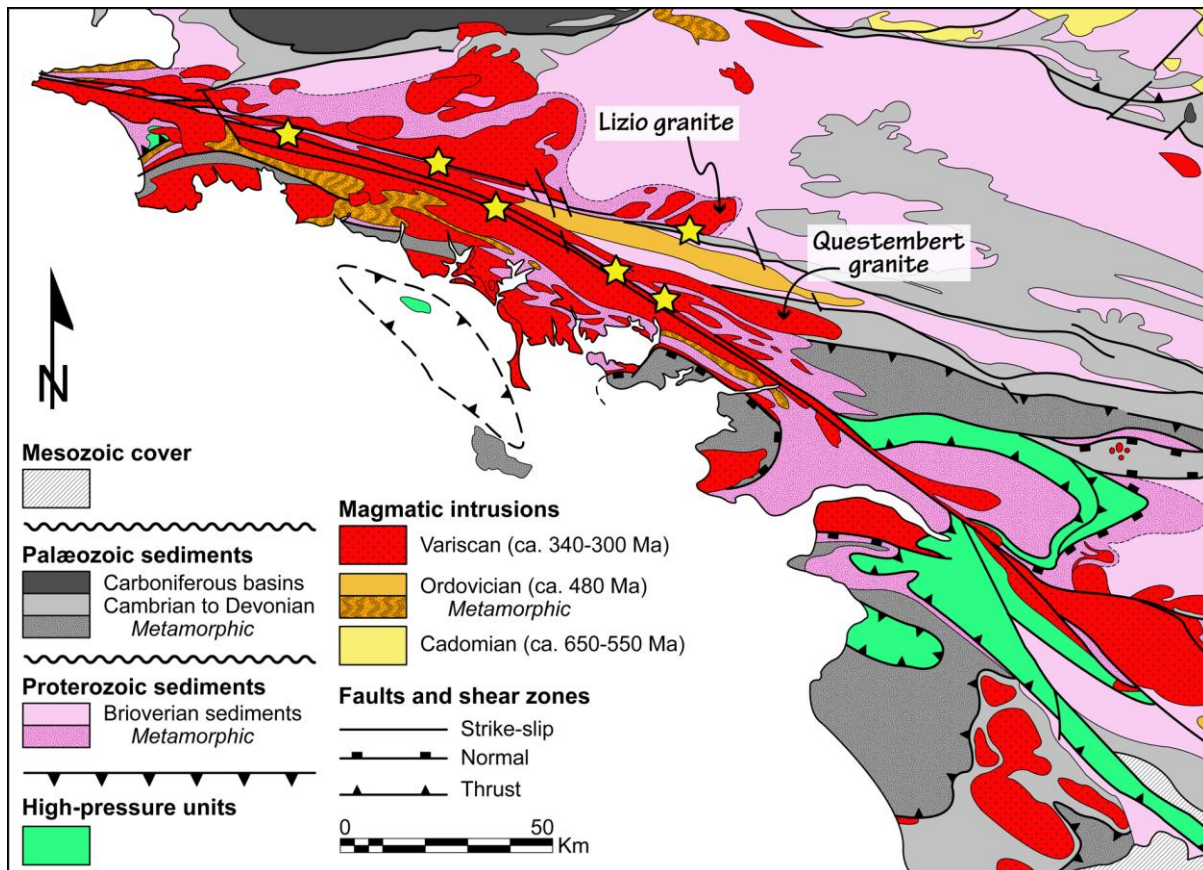


Figure 7 : Localisation des granites de Lizio et de Questembert, et des sites où les mylonites ont été étudiées dans le cadre de cette thèse (étoiles jaunes).

4.1. Identifier et caractériser les circulations de fluides

L'étude pétrographique permet d'observer des textures et des assemblages minéralogiques caractéristiques de phénomènes d'altération hydrothermale (e.g. albitisation du plagioclase, chloritisation de la biotite, muscovitisation du feldspath potassique ou encore carbonatation par exemple). Les lames minces nécessaires ont été réalisées au laboratoire de litholamellage de Géosciences Rennes par Xavier Le Coz.

L'analyse de la composition chimique des roches et des minéraux est fondamentale, et pas seulement pour classer la roche étudiée. Lors de la cristallisation d'un magma granitique par exemple, les éléments se répartissent dans le liquide granitique et dans les différents minéraux en fonction des « affinités » qu'ils ont avec les différents constituants du magma. Cette notion « d'affinité » est quantifiée par le coefficient de partage (K_d) de l'élément entre liquide et solide. Les éléments qui entrent préférentiellement dans les phases minérales sont des éléments compatibles ($K_d < 1$) tandis que ceux préférant le liquide granitique sont des éléments incompatibles ($K_d > 1$). Ce comportement compatible/incompatible des éléments

chimiques est notamment gouverné par leur état de valence et leur rayon ionique. On parle alors de comportement CHARAC (CHarge And RADIUS Controlled). Lors des processus magmatiques comme la fusion partielle ou la cristallisation, les éléments obéissent à ce comportement CHARAC. Le rapport de deux éléments ayant des rayons ioniques similaires et le même état de valence (e.g. K et Rb, Zr et Hf, Nb et Ta) ne doit donc pas, en théorie, être modifié significativement durant les processus magmatiques. La mesure de la composition chimique des roches permet d'obtenir ces rapports K/Rb, Zr/Hf ou Nb/Ta, qui, lorsqu'ils sont hérités de processus magmatiques, ont une gamme de variation restreinte (e.g. 26-46 pour Zr/Hf ; Bau, 1996). Le corollaire est que lorsque les valeurs de ces rapports s'écartent des gammes classiquement admises, cela constitue vraisemblablement le signe de l'altération des roches par des fluides. Ces compositions chimiques de roches ont été acquises sur des poudres au Service d'Analyse des Roches et des Minéraux au CRPG de Nancy. La préparation et le broyage des échantillons ont été réalisés au laboratoire de broyage de Géosciences Rennes, en collaboration avec Yann Lepagnot.

La composition chimique des minéraux constitutifs de la roche peut également traduire l'altération de ces derniers par des fluides. La teneur en Ti dans les muscovites semblent par exemple être un bon indicateur (e.g. Miller et al., 1981 ; voir chapitres 2 et 5). Nous avons ainsi mesuré les compositions chimiques des minéraux à l'aide de la microsonde électronique Cameca SX100 installée au laboratoire de Géosciences Marines de l'IFREMER à Brest, en collaboration avec Marcel Bohn.

L'analyse de la composition isotopique des isotopes stables est un outil puissant pour étudier l'histoire hydrothermale des roches (e.g. Baumgartner et Valley, 2001 ; Criss et Taylor, 1983, 1986 ; Taylor et Epstein, 1963), qui permet de caractériser la nature, l'origine et les flux de fluides. L'infiltration d'eau météorique, par exemple, peut n'avoir pour seul effet, sur la chimie des roches avec lesquelles elle interagit, que la modification des compositions isotopiques de O et H, car elle ne contient que ces deux éléments (e.g. Criss et Taylor, 1983). A l'équilibre thermodynamique, le fractionnement des isotopes d'un élément entre une phase cristalline et un fluide est dépendant de la température, du fait de la diminution des différences de comportement physico-chimique des isotopes d'un élément avec l'augmentation de la température (e.g. Criss, 1999 ; O'Neil, 1986 ; Urey, 1947). Ces coefficients de fractionnement entre l'eau et différentes phases cristallines en fonction de la température sont assez bien connus aujourd'hui. Ainsi, si l'on mesure la composition

isotopique d'un minéral, et que l'on estime celle du fluide avec lequel il a interagi, on peut calculer la température à laquelle l'interaction a eu lieu ; à l'inverse, si l'on connaît la température à laquelle a eu lieu l'interaction, on peut estimer la composition isotopique du fluide qui va être caractéristique du type de fluide. Les analyses des isotopes stables réalisées sur les roches totales et les minéraux ont été réalisées au laboratoire de Géochimie des Isotopes Stables de Géosciences Rennes, sous la direction de Philippe Boulvais, et avec l'aide de Krzysztof Suchorski.

4.2. Dater la déformation et les circulations de fluides

Afin de dater la déformation et les circulations de fluides, il est nécessaire d'employer des techniques analytiques ad-hoc, et dans l'idéal de croiser les données acquises par différentes méthodes. Pour la datation de la mise en place des granites, synchrone de la déformation accommodée par le CSA, nous avons choisi la méthode U-Pb sur zircon, du fait de sa plus grande robustesse vis-à-vis d'éventuels événements hydrothermaux perturbateurs ayant pu affecter les granites après leur cristallisation. Nous avons également réalisé des datations U-Pb sur zircon dans certains échantillons mylonitisés collectés sur le CSA.

Nous avons réalisé des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite sur les granites de Lizio et Questembert. Plusieurs auteurs ont en effet montré que des interactions fluide-roche pouvaient induire la recristallisation des micas, et perturber les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mesurés (e.g. Alexandrov et al., 2002 ; Allaz et al., 2011 ; Beltrando et al., 2009 ; Cheilletz et al., 1999 ; Chopin et Maluski, 1980 ; Di Vincenzo et al., 2001, 2004, 2006 ; Giorgis et al., 2000 ; Hames et Cheney, 1997). Si les recristallisations provoquent la remise à zéro du chronomètre K-Ar, les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ réalisées devraient permettre de dater un ou des événements hydrothermaux.

Enfin, nous avons également entrepris des datations U-Th-Pb sur monazite. En théorie, la température de fermeture pour la diffusion du Pb dans la monazite est élevée, de l'ordre de 900°C (Cherniak et al., 2004). Néanmoins, plusieurs auteurs ont récemment montré que la monazite est en fait très sensible aux interactions fluide-roche, lesquelles peuvent provoquer sa recristallisation à assez basse température et remettre à zéro les chronomètres U-Pb et Th-Pb (e.g. Ayers et al., 2002, 2006 ; Bosse et al., 2009 ; Poujol et al., 2010 ; Seydoux-Guillaume et al., 2002 ; Williams et al., 2011). Dès lors, la monazite peut constituer une cible de choix pour dater les circulations de fluides, et nous avons donc analysé des monazites dans nos différents échantillons granitiques et mylonitiques.

Toutes les datations U-Pb et U-Th-Pb ont été réalisées *in-situ*, soit directement en contexte dans les lames minces, soit sur des grains de zircon et monazite séparés de la roche broyée et montés dans des plots de résine, sous la direction de Marc Poujol. Ces deux alternatives ont chacune leurs avantages et leurs inconvénients : la datation en contexte dans la lame mince permet de conserver les informations texturales et minéralogiques qui caractérisent les minéraux datés. Une quantité suffisante de minéraux datables dans une lame mince est néanmoins nécessaire, condition qui n'est pas toujours réalisée. La séparation des minéraux après broyage d'échantillons de plusieurs kilos permet elle de récupérer une grande quantité de minéraux datables, pourvu qu'ils soient présents dans l'échantillon, mais cause la perte des informations minéralogiques et texturales. Le choix de l'une ou l'autre technique se fait donc au cas par cas et en fonction des questions que l'on veut aborder.

Les analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite ont été réalisées au laboratoire d'analyse des Gaz Rares de Géosciences Rennes par Gilles Ruffet. En revanche, il n'est pas encore possible à l'heure actuelle de réaliser des datations U-Pb et U-Th-Pb *in-situ* à Géosciences Rennes. Nous avons donc collaboré avec plusieurs personnes dans différents laboratoires, en France et à l'étranger. Des datations par ablation laser couplée à un ICP-MS (LA-ICP-MS) ont été réalisées au laboratoire de Géochronologie de l'Université de Bergen (Norvège), en collaboration avec Jan Košler, et au laboratoire Magmas et Volcans de Clermont-Ferrand, en collaboration avec Jean-Louis Paquette. Des datations ont également été accomplies à la sonde ionique (SIMS) à l'Australian National University de Canberra (Australie), en collaboration avec Trevor Ireland, et au CRPG de Nancy, en collaboration avec Etienne Deloule.

5. Organisation du manuscrit

Ce manuscrit mêle des articles scientifiques publiés et en préparation, et donc rédigés en anglais, ainsi que des chapitres originaux rédigés en français, tout comme le sont l'introduction et la conclusion. Les articles scientifiques sont suivis d'un bref résumé en français. Le manuscrit est divisé en quatre grandes parties, elles-mêmes sub-divisées en différents chapitres.

La première partie s'articule autour du thème des fluides, et de leur caractérisation. Le premier chapitre présente succinctement quelques généralités à propos des fluides métamorphiques et les quelques données existantes dans le Massif Armoricain. Le deuxième chapitre est un article publié en 2010 dans la revue *Lithos* qui détaille les caractéristiques pétrographiques, géochimiques et isotopiques des deux granites étudiés, les granites de Lizio et de Questembert. Dans cette étude, nous avons montré que **la plupart des échantillons du granite de Questembert ont subi deux phases d'altération hydrothermale**, la première liée à l'exsolution des eaux magmatiques à haute-température et la seconde à plus basse température avec des fluides en partie dérivés de la surface. Un modèle pétrogénétique est finalement proposé pour expliquer les caractéristiques de ces deux massifs granitiques. Le troisième chapitre est constitué d'un article qui sera publié en janvier 2012 dans la revue *Journal of the Geological Society*. Cet article émane principalement du travail de Master 2 de Jérémie Lemarchand, réalisé en 2006 à Géosciences Rennes sous la direction de P. Boulvais. **Les veines de quartz géantes qui jalonnent le CSA sont l'objet de cet article.** Les inclusions fluides ont été caractérisées et la composition isotopique de l'oxygène du quartz mesurée. Ces veines forment deux familles, l'une parallèle au CSA, la seconde oblique au CSA. **Les veines parallèles au CSA enregistrent essentiellement la circulation de fluides métamorphiques à 400-500°C tandis que les veines obliques au CSA enregistrent l'infiltration d'eau météorique, et sont interprétées comme des fentes de tension d'échelle crustale.**

La deuxième partie est axée autour de la datation de la déformation et des événements hydrothermaux. Un article publié en 2011 aux *Comptes Rendus Geoscience* constitue le quatrième chapitre. Dans cet article, **la datation de la mise en place à ca. 315 Ma et du refroidissement du granite de Lizio entre 312 et 308 Ma montre que son histoire est relativement simple.** Le cinquième chapitre est un article sous presse à *Terra*

Nova dont l'objet est le granite de Questembert. L'intégration des données U-Pb sur zircon et monazite et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite montre que **le granite de Questembert s'est mis en place à ca. 315 Ma et qu'il a été affecté de façon pervasive par des événements hydrothermaux entre 312 et 303 Ma**, responsables de la recristallisation des monazites et des muscovites. Cet article illustre également le danger de ne réaliser qu'une ou deux datations et d'en conclure un âge de mise en place. Les muscovites datées définissent des âges plateaux entre 319 et 303 Ma, qui, considérés individuellement, peuvent potentiellement induire une erreur d'interprétation quant à l'âge de mise en place de 16 Ma ! Le sixième chapitre, consacré aux mylonites, est un article sous presse au *Journal of Geodynamics*. Dans certains sites échantillonnés, **les mylonites enregistrent l'infiltration d'eau météorique, que les datations U-Pb sur zircon et monazite contraignent autour de 300 Ma**. Un échantillon ultramytonitisé et partiellement fondu a lui fourni un âge de ca. 313 Ma, interprété comme l'âge de la déformation de haute température le long du CSA.

La troisième partie est consacrée aux implications métallogéniques et tectoniques des résultats acquis durant cette thèse. Le septième chapitre est un article en préparation et qui montre que **l'altération hydrothermale du granite de Questembert a pu provoquer le lessivage de plusieurs centaines de milliers de tonnes d'uranium**. Dans le huitième chapitre sont présentés **les résultats des datations que nous avons réalisées pour tenter de contraindre l'âge des minéralisations en Sn en bordure du granite de Lizio et en métaux de base et or à Saint-Aubin-des-Châteaux**, dans la couverture sédimentaire ordovicienne. Enfin, le neuvième chapitre essaie d'**intégrer tous les résultats obtenus dans le cadre tectonique de l'évolution de la chaîne Varisque en Europe occidentale**.

Cette troisième partie est suivie des conclusions de ce travail et d'une ouverture sur les travaux restants encore à réaliser.

Ce manuscrit se conclut par une **dernière partie méthodologique dédiée aux méthodes d'analyse ponctuelle**, dans laquelle quelques points importants du point de vue des techniques analytiques sont abordés. Une large part est consacrée à la datation U-Th-Pb de la monazite par LA-ICP-MS, et notamment au possible découplage entre les chronomètres Th-Pb et U-Pb dans les monazites ayant interagi avec des fluides. Pour finir, les résultats des analyses préliminaires U-Pb et des isotopes de l'oxygène que nous avons réalisées avec la Nanosims installée à l'Université de Rennes 1 sont présentés.

Toutes les références bibliographiques citées dans les différents chapitres sont regroupées à la fin du manuscrit. Deux articles publiés durant cette thèse mais qui ne sont pas en relation étroite avec le sujet sont fournis en annexe. Le premier, publié en 2011 à **Tectonophysics**, illustre l'usage qui peut être fait des images géophysiques de radiométrie spectrale et de gravimétrie pour étudier la pétrogenèse des granites. Le second, sous presse à **Tectonophysics**, présente un modèle numérique conçu pour étudier les processus magmatiques, comme le transport de magmas, et plus précisément le comportement des cristaux lors de la remontée de magmas dans des filons.

Partie I

Les fluides dans le système Sud

Armoricain

*Métamorphisme, magmatisme et infiltration
d'eau météorique*

Chapitre 1

Les fluides métamorphiques

1. Introduction

Le rôle des fluides dans les processus affectant la croûte terrestre est fondamental. Bruce Yardley a une phrase qui illustre à quel point les fluides sont importants : “(...) *the role of water in geology is just as pivotal as its role in biology*” (Yardley, 2009 ; p. 585). Les fluides peuvent contrôler les processus physiques à travers leur influence sur la rhéologie par exemple, et les processus chimiques de par leur capacité à dissoudre et précipiter des minéraux. Classiquement, trois grandes catégories de fluides sont distinguées, les fluides métamorphiques, les fluides magmatiques et les fluides infiltrés depuis la surface (eaux marines et eaux continentales). Dans ce chapitre, quelques généralités sur les fluides métamorphiques sont présentées dans un premier temps. Les quelques données existantes sur les fluides métamorphiques dans le Massif Armoricaïn sont ensuite synthétisées.

2. Généralités sur les fluides métamorphiques

2.1. Origine des fluides

Initialement, la porosité représente un volume important d'une roche sédimentaire. L'eau occupant cette porosité (l'eau interstitielle) peut représenter plus de 10 pds.% dans des roches comme des pélites ou des psammites (Fig. 1.1). Au début de l'enfouissement de ces roches, une grande partie de l'eau présente dans ces pores est expulsée du fait de la réduction de la porosité. Quand ces fluides de bassins enfouis restent connectés à la surface par des fractures, par exemple, la pression de fluides correspond à la charge hydraulique. En revanche, quand les roches sont effectivement sellées et les fluides déconnectés de la surface, des surpressions de fluides se développent.

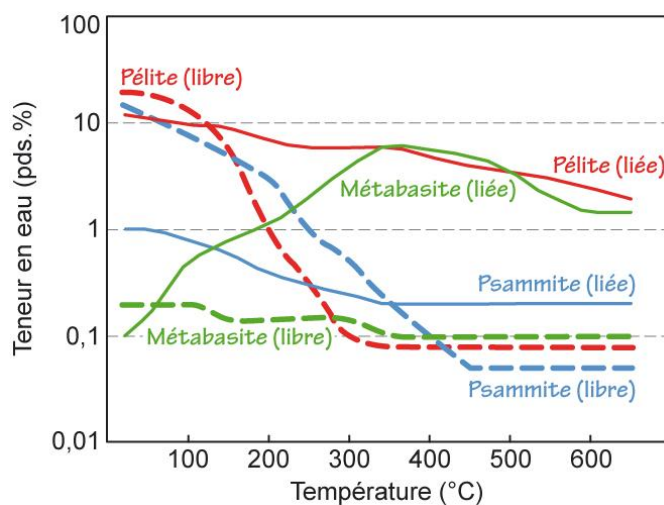


Figure 1.1 : Teneur en eau durant le métamorphisme de quelques lithologies communes. Les courbes pleines représentent la teneur en eau liée, c'est-à-dire dans la structure des minéraux hydratés, et les courbes en pointillés la teneur en eau interstitielle, c'est-à-dire dans la porosité de la roche (d'après Yardley, 2009).

A des températures voisines de 200°C, le métamorphisme succède de façon continue à la diagenèse. Le métamorphisme implique essentiellement la transformation d'une phase minérale en une autre plus stable dans les conditions pression-température (P-T) du milieu environnant. A ce stade, il se produit une perte irréversible de la porosité et la source principale de fluides réside alors dans le réseau des minéraux hydratés ou carbonatés. Typiquement, la porosité diminue rapidement lors de la diagenèse des roches sédimentaires et à des profondeurs supérieures à ca. 5 km, l'essentiel de l'eau est structurellement liée aux minéraux, notamment aux phyllosilicates (e.g. Yardley, 2009).

Lorsque ces phases hydratées ou carbonatées continuent à être métamorphosées et se transforment en phases minérales contenant moins d'éléments volatils, des fluides sont libérés. Ces réactions de déshydratation et décarbonatation durant le métamorphisme prograde sont des processus très importants capables de produire de très grandes quantités de fluides métamorphiques dans la croûte moyenne et inférieure. La figure 1.2, tirée de Stevens et al. (1997), illustre un exemple de production de fluides dans le bassin du Witwatersrand (Afrique du Sud) du fait de réactions métamorphiques. A 300°C, la réaction impliquant la destruction de la kaolinite au profit de la pyrophyllite produit environ 0,5 pds.% d'eau. A 400°C, une autre réaction métamorphique provoque la transformation de la muscovite et la chlorite en biotite et entraîne la libération de ca. 1,5 pds.% d'eau supplémentaire.

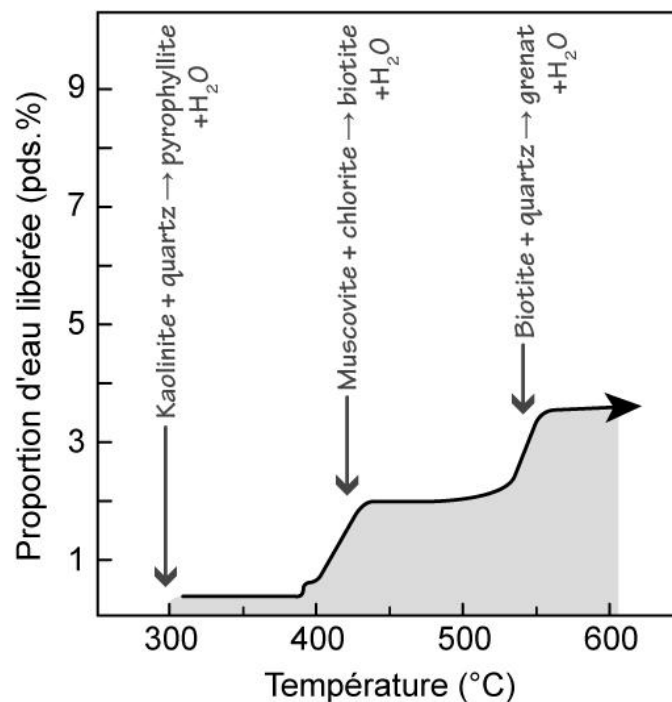


Figure 1.2 : Quantité de fluide produite durant le métamorphisme du West Rand Group dans le bassin du Witwatersrand (d'après Stevens et al., 1997).

Les fluides métamorphiques ne sont pas uniquement produits par les réactions de dévolatilisation ayant lieu durant le métamorphisme prograde. Fry et al. (2010) ont en effet argumenté que des réactions de déshydratation pouvaient également avoir lieu durant l'exhumation des roches. Ils ont illustré leur propos à partir de l'exemple de l'exhumation presque isothermale des Schistes Alpains de Nouvelle-Zélande, qui libère des fluides du fait de la consommation de l'épidote durant la cristallisation de plagioclase (Fig. 1.3, d'après Wannamaker, 2010, qui reprend l'article de Fry et al., 2010).

Enfin, Staude et al. (2009) ont proposé que l'exhumation rapide des roches enfouies, du fait d'un amincissement de la croûte et de la dénudation par exemple, entraîne la libération d'importantes quantités de fluides. En effet, les fluides sont environ dix fois plus compressibles que les roches qui les contiennent. L'exhumation de ces roches provoque une diminution instantanée de la pression lithostatique alors que la pression de fluides dans la porosité reste inchangée. Cela implique donc une augmentation relative de la pression de fluide durant l'exhumation, et une partie de ces fluides doit ainsi être libérée afin de maintenir la pression de fluide initiale et rester en équilibre avec la roche hôte. Selon Staude et al. (2009), un tel mécanisme libérerait environ 5 vol.% des fluides interstitiels pour 100 MPa de décompression de la roche hôte.

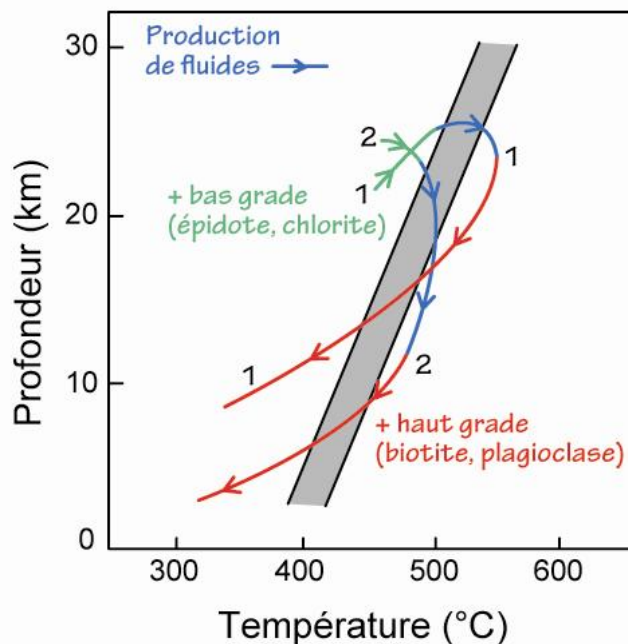


Figure 1.3 : La dégradation de minéraux typiques du faciès schistes verts (épidote, chlorite) en minéraux de plus haut grade métamorphique (biotite, plagioclase) libère des fluides. Le trajet 1 illustre le concept classique de déshydratation durant le métamorphisme prograde et résulte de l'augmentation de température ; le trajet 2 illustre le mécanisme proposé par Fry et al. (2010) d'une déshydratation accompagnant une diminution isothermale de la pression durant l'exhumation rapide d'une roche. Dans ce cas, la libération de fluides a lieu plus tard durant le trajet de la roche dans la croûte (d'après Wannamaker, 2010).

2.2. Nature et composition des fluides métamorphiques

L'eau interstitielle piégée dans la porosité des sédiments constitue le point de départ dans l'évolution des fluides produits durant le métamorphisme prograde. Avec l'augmentation du grade métamorphique, trois changements majeurs peuvent se produire :

- La concentration de gaz dissous, notamment de CO₂, évolue du fait de l'interaction du fluide avec des minéraux carbonatés et/ou de la matière organique. En effet, les minéraux carbonatés et /ou le graphite sont détruits et libèrent du CO₂ dans le faciès schistes verts. En plus de cela, le degré de miscibilité entre l'eau et le CO₂ augmente avec la température, ces deux espèces devenant totalement miscibles à ca. 265°C et 1,5-2 kbar (Takenouchi et Kennedy, 1964).
- La composition cationique du fluide évolue du fait des interactions fluide-minéraux alors que l'anion dominant, le chlorure, est conservatif et reste dans la phase fluide.
- La concentration en éléments comme Si et Al augmente progressivement avec P et T. Bien que ces éléments ne représentent qu'une petite partie de la charge dissoute dans la plupart des fluides métamorphiques, leur mobilité devient significative et ils sont redéposés lors du retour des fluides métamorphiques à des conditions de plus bas grade métamorphique.

Les fluides métamorphiques ont également une composition isotopique qui leur est propre en comparaison avec les fluides météoriques et magmatiques. Ces trois types de fluide ont des compositions distinctes en terme de rapport isotopiques $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 1.4 ; d'après Sheppard, 1986). La composition de paléofluides peut être mesurée directement dans les inclusions fluides, ou calculée à partir de la composition isotopique de minéraux ayant cristallisé à partir de ces fluides et en utilisant les facteurs de fractionnement eau/minéraux. Cependant, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ ne reflètent pas toujours directement celles de l'eau originelle, notamment quand des interactions fluide-roche significatives ont eu lieu. Bien que le rapport $\delta^2\text{H}$ soit plus résistant aux modifications liées aux interactions fluide-roche, car il y a moins de H dans les minéraux que dans le fluide, de nombreuses réactions, comme des échanges avec des hydrocarbures, peuvent le modifier. Les fluides métamorphiques, dans le sens de Sheppard (1986), qui ont interagi de manière significative et à des températures élevées avec

des roches crustales ont des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ qui reflètent celles des roches encaissantes et la température lors de l'interaction. Dans ce champ « eaux métamorphiques » ne sont pas distinguées les eaux initialement présentes dans les sédiments puis enfouies des eaux infiltrées dans la croûte.

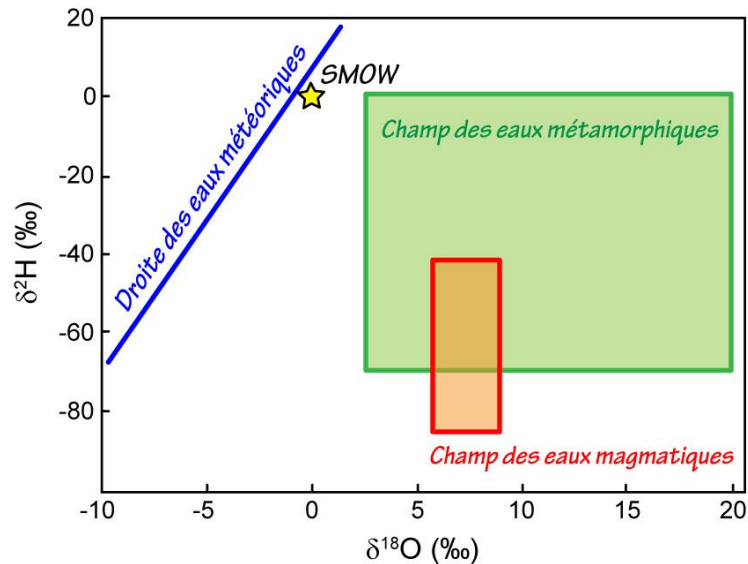


Figure 1.4 : Diagramme $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ montrant la composition du SMOW (Standard Mean Oceanic Water), la droite de composition des eaux d'origine météorique et les champs de composition des eaux d'origines magmatique et métamorphique (d'après Sheppard, 1986).

3. Les fluides métamorphiques dans le Massif Armoricain

Les quelques études visant à caractériser les fluides ayant circulé dans le Massif Armoricain réalisées jusqu'à maintenant ont mis en évidence les différentes échelles spatiales auxquelles les fluides ont circulé. Schulz et al. (2002) ont étudié de petites veines de quartz centimétriques précipitées durant la déformation et le métamorphisme des séries volcano-sédimentaires Paléozoïques de Belle-Ile. Ils ont identifié quatre générations de veines de quartz qui ont cristallisées à 300-400°C durant la déformation. Les veines précoces, dans lesquelles la silice provient des roches encaissantes, sont caractérisées par des $\delta^{18}\text{O}$ élevés (jusqu'à 26‰). Les veines plus tardives ont des $\delta^{18}\text{O}$ plus bas et des faibles salinités, impliquant la participation d'eau météorique. Globalement, l'étude de Schulz et al. (2002) montre que le système H_2O - CO_2 - NaCl a été tamponné par les roches encaissantes sur une petite échelle. Dans leur étude sur la nappe des Porphyroïdes dans le domaine Sud-Armoricain, Le Hébel et al. (2007) caractérisent également un système où les interactions fluide-roche ont été limitées et dans lequel la composition des fluides a été largement tamponnée par celle des roches encaissantes.

Berwouts et al. (2008) ont étudié des veines de quartz formées dans les métasédiments déformés du Paléozoïque Inférieur des Monts d'Arrée. Ils ont défini sept générations de veines dont la formation s'étale depuis l'enfouissement et le métamorphisme des roches (ca. 420-370 Ma) jusqu'à la déformation progressive régionale (370-350 Ma). Les conditions de formation des veines sont restées à peu près constantes à 350-400°C et 2-3,5 kbar. La composition isotopique de l'oxygène des veines et de leur encaissant suggèrent que le tamponnage des fluides ne s'est pas fait à l'échelle centimétrique mais plutôt à l'échelle de la formation sédimentaire. Le $\delta^{18}\text{O}$ du fluide à partir duquel ont précipité les différentes générations de veine s'étale entre 6,0‰ et 8,8‰, et est typique de fluides métamorphiques. Berwouts et al. (2008) caractérisent donc un système de circulations de fluides d'échelle intermédiaire ayant eu lieu dans un réseau de fractures temporaires créée par la déformation.

Lemarchand et al. (2011, voir chapitre 3) ont eux étudié les veines de quartz « géantes » (hectométriques à plurikilométriques) qui jalonnent le Cisaillement Sud Armoricaïn (CSA). La taille de ces veines implique un système ouvert d'échelle crustale dans lequel des quantités considérables de fluides ont circulé. En effet, les données obtenues sur les inclusions fluides et la composition isotopique de l'oxygène du quartz montrent que les veines parallèles au CSA se sont formées à partir de fluides métamorphiques dans la croûte moyenne, à des températures probablement autour de 400-500°C. Les données obtenues sur les veines obliques au CSA montrent elles que des eaux dérivées de la surface y ont circulé vers 200-300°C. Le CSA a donc focalisé la circulation d'importantes quantités de fluides métamorphiques et météoriques, du fait de l'augmentation de la perméabilité en réponse à la déformation.

4. Conclusion

Dans le Massif Armoricaïn, les données existantes sur le régime des fluides sont encore rares. En ce qui concerne le grand ensemble des fluides métamorphiques, il apparaît que leur composition est en règle générale tamponnée par la nature des roches et des formations dans lesquels ils circulent en système fermé. Néanmoins, les importants drains crustaux, comme peut l'être le CSA, peuvent focaliser la circulation en système ouvert de grandes quantités de fluides. Quelque soit le système considéré, les températures auxquelles les fluides métamorphiques circulent sont entre 300 et 450°C, c'est-à-dire des températures typiques de la croûte moyenne.

Chapitre 2

Les fluides magmatiques

Differentiation of peraluminous granites “en route” to the surface

Romain Tartèse, Philippe Boulvais

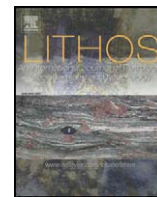
Géosciences Rennes - UMR CNRS 6118, Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu,
35042 RENNES Cedex, France.

Publié à Lithos, vol. 114, pp. 353-368 (2010)



Contents lists available at ScienceDirect

Lithos

journal homepage: www.elsevier.com/locate/lithos

Differentiation of peraluminous leucogranites “en route” to the surface

Romain Tartèse*, Philippe Boulvais

Géosciences Rennes – UMR CNRS 6118, Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu, 35042 RENNES Cedex, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 12 June 2009

Accepted 26 September 2009

Available online 9 October 2009

Keywords:

Geochemistry

Leucogranites

Differentiation

South Armorican Shear Zone

ABSTRACT

Leucogranites display petrological and geochemical heterogeneities that can be related to either primary processes in the source of melts or to secondary processes such as fractional crystallization. In the Armorican Massif, a Hercynian domain in western France, syntectonic leucogranites were emplaced along major shear zones, the so-called South Armorican Shear Zone. The Lizio and Questembert massifs are derived from a similar metasedimentary source ($\epsilon_{\text{Nd}(T)}$ between -4 and -6) and have similar magmatic volumes. They display, however, distinct depths of emplacement, with Questembert being emplaced ca. 5–10 km shallower than Lizio. The shallower emplacement of Questembert is recorded by contact metamorphic assemblages and the levels of intrusion in correlated sedimentary sequences. The Questembert magmas are more differentiated than the Lizio ones, as demonstrated by a lower amount of modal biotite, a higher SiO_2 content (72.8–74.2 wt.% vs. 71.7–73.3 wt.%) and a more pronounced peraluminous character. The high- SiO_2 Questembert magmas can be derived from the low- SiO_2 Lizio ones by 15–20 wt.% fractionation of the assemblage alkali feldspar + plagioclase + biotite. Fractionation of zircon and monazite, hosted in biotite, is indicated by a systematic decrease in Zr and Th + LREE contents. The magmatic evolution is well recorded by the oxygen isotope evolution of whole rocks and mineral separates. The Questembert massif records evidence of a two stage fluid–rock interaction. A high-T stage corresponds to the magmatic fluid exsolution, and is recorded in the most evolved samples: appearance of tourmaline in the matrix, changes in the composition of muscovite, increase in whole rock Be, Sn, Rb and W contents, fractionation of K/Rb, Zr/Hf and Nb/Ta ratios, and fractionation of REE patterns. A second post-solidus alteration is indicated by oxygen isotope disequilibrium between quartz and feldspar in the Questembert massif and requires the circulation of low- $\delta^{18}\text{O}$ fluids, likely derived from the surface. We propose that the distinct petrological, mineralogical and geochemical evolutions of the Questembert and Lizio magmas are related to processes acting during the ascent of magmas through the continental crust. Questembert is more differentiated than Lizio because it covered a greater distance during its vertical migration, enhancing crystal fractionation from melts.

© 2009 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Highly evolved peraluminous leucogranites, in the sense of Patiño Douce (1999), form by partial melting of aluminium-rich metasedimentary rocks (e.g. Puziewicz and Johannes, 1988; Vielzeuf and Holloway, 1988; Patiño Douce and Johnston, 1991). These rocks display heterogeneous chemical compositions at the pluton scale, which can be attributed to either magmatic or external processes. In Harker plots, roughly linear variation trends may reflect many processes acting during granites petrogenesis, as (i) partial melting of a slightly heterogeneous metasedimentary source (e.g. Brown and Pressley, 1999), (ii) selective entrainment of a peritectic phase, such as garnet (Stevens et al., 2007; Villaros et al., 2009), or (iii) entrainment of unmelted restite (Chappell et al., 1987), (iv) magma-mixing (e.g. Slaby and Martin, 2008), (v) wall-rock assimilation (e.g. Green, 1994)

or (vi) crystal fractionation, the latter being mostly controlled by magmatic flow and gravity (e.g. Clemens, 2003).

Since the pioneering work of Bowen (1928), it has been demonstrated that mineral crystallization and fractionation in mafic magmas leads to the formation of differentiated rocks (e.g. Philpotts et al., 1998). Fractional crystallization is controlled by factors such as the density contrast between solids and liquids, the viscosity of magmas, the crystal size or the dynamics of the magmatic system. Fractional crystallization is often less apparent in granitic rocks than in basic rocks, and is considered a difficult process to initiate, because of (1) the high viscosity of granitic liquids (ca. 10^4 – 10^5 Pa.s, Scaillet et al., 1998; Clemens and Petford, 1999), and (2) the lack of sufficient density contrast between minerals and residual liquids. Notwithstanding, fractional crystallization in granitoids has been proposed based on textural arguments such as igneous layering (e.g. Pupier et al., 2008; Barbey, 2009) or on mineral and whole rock geochemical data (e.g. Michael, 1984).

Deformation also plays a role in removing liquids from the source (Bons et al., 2004) or in enhancing liquid-crystal segregation during

* Corresponding author. Tel.: +33 2 23 23 30 81; fax: +33 2 23 23 60 97.

E-mail addresses: romain.tartese@univ-rennes1.fr (R. Tartèse), philippe.boulvais@univ-rennes1.fr (P. Boulvais).

magma evolution (Moyen et al., 2003; Bea et al., 2005). This so-called filter-press mechanism (Propach, 1976) leads to the production of more and more differentiated granites due to the early separation of minerals such as amphibole, feldspar and biotite. The exsolution of dissolved gases in magmas may also facilitate the extraction of residual liquids from mushes (Sisson and Bacon, 1999).

In the present study, we focus on two peraluminous leucogranites that share a common geological history. They are both Carboniferous in age, emplaced in the same tectonic context and display roughly similar volumes. However, they were emplaced at different depths in the crust. This characteristic provides a unique opportunity to study the parameters controlling granitic geochemical diversity, among which the extent of differentiation by crystal-melt fractionation during magma ascent.

2. Geological setting

The Lizio and Questembert leucogranites belong to the Carboniferous granitic belt of Western Europe, which is part of the central domain of the Variscan orogen, resulting from the collision of Gondwana and Laurussia (e.g. Ballèvre et al., 2009). In the Armorican Massif, the South Armorican Shear Zone (SASZ) is a major dextral wrench zone separating the Central Armorican Domain (CAD) from the South Armorican Domain (SAD) (e.g. Jégouzo, 1980; Fig. 1a). These two domains have been affected by contrasting metamorphic conditions. To the North, the CAD is mostly made of Proterozoic to Lower Palaeozoic sediments (Brioverian unit) affected by low-grade metamorphism (e.g. Le Corre et al., 1991). In this area, the deformation is marked by a pervasive east-west striking vertical foliation. The stretching lineation plunges eastward with a dip of about 5–10°. Along the northern branch of the SASZ, syntectonic Carboniferous granitoids (Berthé et al., 1979; Bernard-Griffiths et al., 1985) intrude the Brioverian cover (Fig. 1b). The Lizio and Guéhenno leucogranites (hereafter referred to as the Lizio granite) are the easternmost of these granites. Radiometric data indicate an emplacement age of 338 ± 13 Ma (whole rock Rb/Sr isochron, Bernard-Griffiths et al., 1985). South of the southern branch of the SASZ (SBSASZ), high grade meta-

morphic rocks, migmatites and anatectic granites are exposed. The Questembert leucogranite emplaced between the two branches of the SASZ (Fig. 1b). Its emplacement is dated at 329 ± 21 Ma (whole rock Rb/Sr isochron, Bernard-Griffiths et al., 1985), penecontemporaneous with the Lizio granite emplacement.

S–C structures in both massifs developed during their cooling, around 550 °C (Gapais, 1989), and reflect their syntectonic nature relative to the SASZ (Berthé et al., 1979). A few kilometres east of the Lizio granite, the foliation defines a triple point formed by the combination of the regional stress and the stress related to the granite emplacement, which again demonstrates the syntectonic nature of the intrusion. The elongated shape of the Questembert pluton, associated with an increase of deformation toward the SBSASZ, suggests that it has undergone more deformation than Lizio.

Geological evidence implies that the Lizio granite was emplaced deeper in the crust than the Questembert granite. First, the Lizio granite intrudes Brioverian metasediments whereas the Questembert granite intrudes the overlying Palaeozoic sediments (Fig. 1b). Second, during the emplacement of the Lizio granite, the syntectonic paragenesis $Bt + Ms + Chl + St + Grt \pm And$ developed in the Brioverian metapelites (Berthé, 1980), corresponding to the facies 2b of Pattison and Tracy (1991) and to a pressure between 3 and 4 kbar (Pattison et al., 1999), equivalent to ca. 9–12 km in depth. Around the Questembert granite, the paragenesis $Bt + And \pm Ms \pm Grt$ is observed and andalusite is replaced by sillimanite in the immediate vicinity of the intrusion (Plaine et al., 1984). This metamorphic paragenesis belongs to the facies 1a of Pattison and Tracy (1991), implying pressure of 1–2 kbar (Pattison et al., 1999), equivalent to ca. 3–6 km in depth.

Geochemical data on the Lizio (Chauris, 1986) and the Questembert (Charoy, 1971) granites are sparse. Both granites are highly silicic, poor in ferromagnesian elements and appear to be derived from similar metasedimentary sources (Peucat et al., 1988).

3. Sampling strategy and analytical techniques

Samples have been collected throughout the Lizio and the Questembert massifs (Fig. 1b). Exposures are scarce and mostly

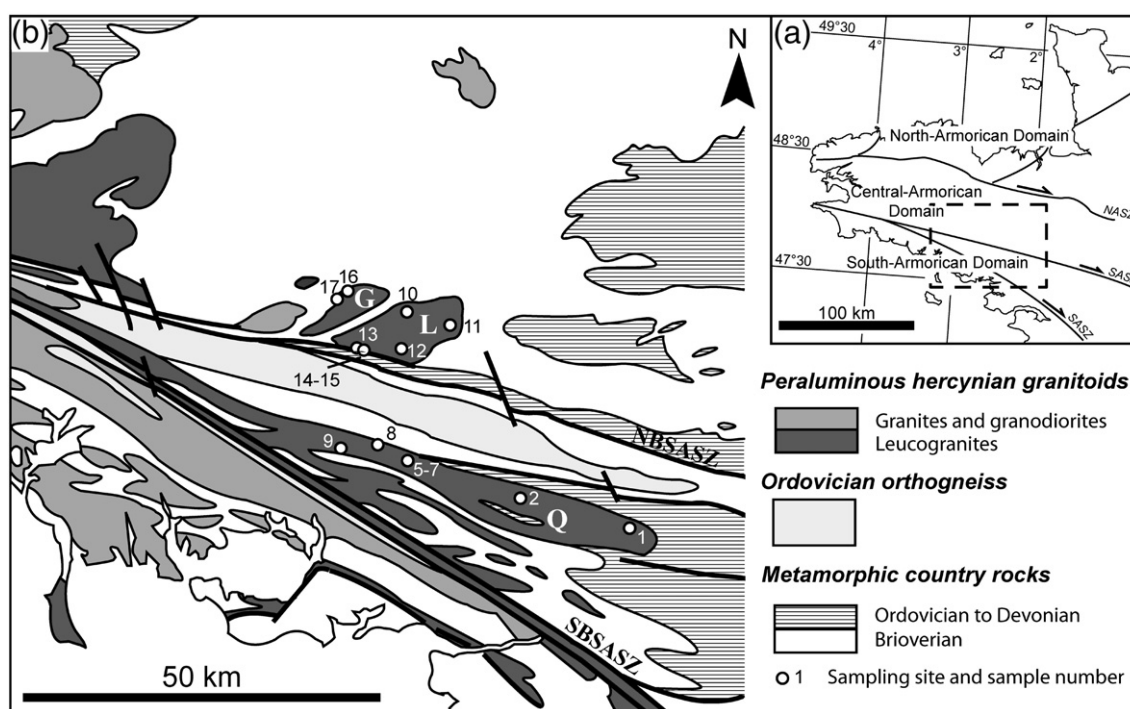


Fig. 1. a) Location of the studied area in the Armorican Massif. NASZ: North Armoricain Shear Zone; SASZ: South Armoricain Shear Zone. b) Simplified geological map of the studied area, redrawn from the 1/1000000 geological map of France (Chantraine et al., 1996). G: Guéhenno granite; L: Lizio granite; Q: Questembert granite.

limited to quarries, which, fortunately, are abundant. Open quarries were favoured in order to get the freshest samples. Biotite accumulations or facies with visible alteration were avoided. For the Questembert massif, we did not sample the immediate vicinity of the SBSASZ because there is no detailed geological map of this area. Additionally, the intense circulation of fluids within the SBSASZ, attested to by the presence of large quartz veins (Boulvais et al., 2009), may have affected the whole rock chemical compositions.

Mineral compositions (Supplementary Table 1, 2 and 3) were measured using a Cameca SX-100 electron microprobe at IFREMERM, Plouzané, France. Operating conditions were 15 kV acceleration voltage, a beam current of 20 nA and a beam diameter of 5 µm. Counting times were approximately 13–14 s. For a complete description of the analytical procedure and the list of the standards used, see Pitra et al. (2008).

Rock samples were cleaned of any weathered material. Five to seven kilograms of rocks were crushed in a steel jaw crusher. Then a fine powder of ca. 50 g was obtained by crushing in an agate mortar. Powders were analysed at the SARM laboratory (CRPG-CNRS, Nancy, France). Whole rock chemical compositions (Table 1) were obtained after LiBO₂ fusion and acid dissolution by ICP-AES for major elements and ICP-MS for trace elements. Detection limits and analytical uncertainties are given in Table 1.

Sr and Nd isotopes analyses were performed on 100 mg powdered samples at Geosciences Rennes, France, using a 7-collector Finnigan MAT-262 mass spectrometer. Rock powders were dissolved with a mixture of 2/3 HF + 1/3 HNO₃ in a sealed Savilex beaker on a hot plate during 3–4 days. They were then dried and taken up with concentrated HCl. Rb, Sr, Sm and Nd concentrations (Table 2) were determined by isotope dilution using ⁸⁷Rb, ⁸⁴Sr and ¹⁴⁹Sm/¹⁵⁰Nd spikes, respectively. All samples were spiked before dissolution. During the analytical session, measurements of the AMES Nd standard gave a mean ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ratio of 0.511980 ± 2 (*n* = 5), so that data were normalized to the long-term value of ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.511963 obtained in Rennes. Analyses of the NBS-987 Sr standard yielded a mean ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio of 0.710167 ± 6 (*n* = 3). Consequently, data in Table 2 have been normalized to the reference value of 0.710250.

Oxygen isotope analyses were carried out at the stable isotope laboratory of Geosciences Rennes, France, using a VG SIRA-10 triple collector mass spectrometer. Analyses were performed on powdered whole rocks and minerals. Silicate minerals were hand-picked under a binocular microscope and crushed in a tungsten carbide mortar. Sample purity was always better than 98%. O₂ was liberated from silicate materials by reaction with BrF₅ in Ni tubes at 670 °C overnight. O₂ was then converted to CO₂ by reaction with hot graphite. Two periods must be distinguished during acquisition of these data because of the replacement of BrF₅. Long-term analysis of the NBS-28 standard yielded a mean value of 9.3 ± 0.1‰. With the new BrF₅, measurements of the NBS-28 standard gave a mean value of 9.0 ± 0.1‰. The measured values have thus been corrected to a NBS-28 value of 9.6‰. Average uncertainty on oxygen isotope compositions in silicates is estimated by replicate analyses at ±0.2‰.

4. Petrology

4.1. Texture

The Lizio and Questembert leucogranites contain quartz, feldspar (orthoclase, microcline and plagioclase) and micas in various amounts. Grain sizes range between 0.5 and 3 mm (Fig. 2a and b). Quartz and feldspar account for nearly 90 vol.% of the whole rock (Table 1). In the Lizio granite, biotite is generally more abundant than muscovite, whereas biotite is rare and muscovite dominates in the Questembert granite.

In undeformed samples, quartz is large and often euhedral (Fig. 2a and b). In deformed samples quartz is anhedral, interstitial (Fig. 2d)

and sometimes recrystallized (Fig. 2f). In these samples, quartz displays a typical undulose extinction reflecting intracrystalline deformation. There is no evidence of secondary silicification nor dissolution. Alkali feldspar is generally sub-euhedral to anhedral. Microcline is abundant and generally displays well-expressed tartan twinning. Orthoclase sometimes shows Carlsbad twinning, and shows little development of sodic perthitic exsolutions. Very little sericite is developed in alkali feldspar. Plagioclase is euhedral to sub-euhedral with thin polysynthetic twinning. Secondary alteration is rarely visible, except in some deformed samples. Biotite forms euhedral brown-reddish flakes (Fig. 2b), and is often highly pleochroic. Biotite hosts most of the accessory minerals (zircon, monazite and apatite, Fig. 2b). Secondary chloritization is rare. Two types of muscovite can be observed: large flakes, some of them having a fish-like habit due to deformation (Fig. 2f), and small secondary grains, in shear bands and pressure shadows around phenocrysts. Green-brown tourmaline is present in sample QRT02 which lacks biotite.

In general, both granites are deformed (Fig. 2c to f). Shear bands (“S”) are vertical and orientated parallel to the regional shear zone (Fig. 1). Cleavage planes (“C”) are also vertical but are oblique to the shear zones. These S–C structures developed during the cooling history of the syntectonic intrusions (Gapais, 1989). In rocks which have accumulated more finite strain (Fig. 2e and f), grain size is smaller, shear band density increases and the angle between shear and cleavage planes decreases due to the cleavage rotation. In some places, increasing deformation led to the mylonitization of the rocks. In these rocks, feldspar and mica porphyroclasts are isolated in a fine grained quartzo-feldspathic matrix (Fig. 2e and f). At a regional scale, deformation increases in the vicinity of the SASZ. Mylonites are thus restricted to the southern edge of the Lizio pluton (Fig. 1).

Numerous pegmatites and quartz veins are visible in both plutons. Pegmatites contain quartz, feldspar, muscovite, garnet, tourmaline, and sometimes beryl and fluorite (Plaine et al., 1984). On the eastern edge of the Lizio granite, quartz veins host cassiterite and to a lesser extent, wolframite. The Questembert granite is associated with tin mineralization, which is hosted both in aplitic-pegmatitic dykes and quartz veins and located around its southern edge (Plaine et al., 1984).

4.2. Mineral chemistry

4.2.1. Feldspar

K-feldspar is close to the Or end-member in the Questembert granite (Or up to 0.97), except in the analysis of sample QRT01 where it is less potassic, as in samples from Lizio (Or = 0.91–0.92). Plagioclase is more Ca-rich in Lizio (An up to 0.15) than in Questembert samples, where it reaches nearly pure albite composition for samples with the highest SiO₂ content (mean An close to 0.02). Sample QRT01 displays intermediate compositions with average An content = 0.04 (Supplementary Table 1, Fig. 3a).

4.2.2. Biotite

In the Lizio samples, biotite compositions were analyzed in four samples and are presented together in Supplementary Table 2 because of the great homogeneity of compositions (Fig. 3b). Biotite colour and composition in both massifs are typical of peraluminous rocks (Nachit et al., 1985). Biotite from samples QRT01 and QRT08 is very similar to that in the Lizio samples. Biotite from samples QRT06 and QRT07 differs, with higher Al and lower Mg and Ti contents, increasing the siderophyllite component (Supplementary Table 2, Fig. 3b).

4.2.3. Muscovite

In the Lizio granite, the large muscovite grains have a high TiO₂ content (Supplementary Table 3) and consistently fall in the primary muscovite field in the Mg–Ti–Na ternary diagram (Miller et al., 1981; Fig. 3c). Texturally-defined secondary small grains are more ferric and

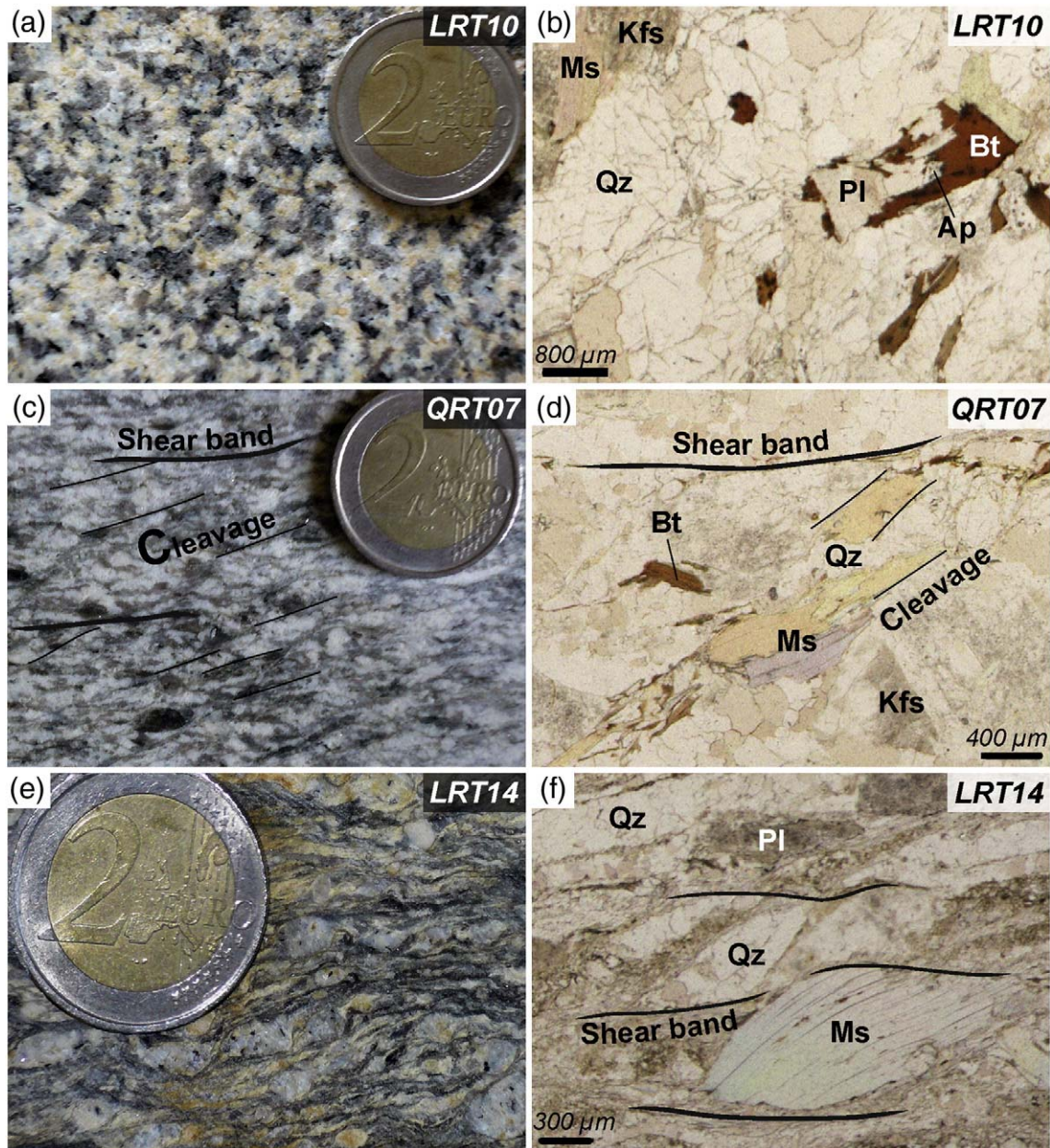


Fig. 2. Representative structural facies. a–b) Undeformed granite sample showing an equigranular texture, without preferential mineral orientation; c–d) Typical S–C structures indicating dextral shearing; e–f) Mylonitic structure showing porphyroclasts of quartzo-felspathic aggregates (e) and fish-like muscovite (f).

tend toward the secondary muscovite compositional field. In the Questembert granite, muscovite in samples QRT01 and QRT08 displays a primary signature. In sample QRT07, muscovite cores belong to the primary group whereas rims plot in the secondary field. In sample QRT06, muscovite phenocrysts tend toward the secondary field, whereas muscovite developed in shear bands mostly plot within this field. Finally, muscovite grains from the tourmaline-bearing

sample QRT02 plot in the secondary field. Some of Questembert muscovite grains therefore likely record hydrothermal activity.

5. Geochemistry

The Lizio and Questembert plutons are typical leucogranites with a strong peraluminous affinity ($A/CNK = 1.17–1.38$; Table 1). In the Qz–

Notes to Table 1:

Bt-2mG = Biotite two-micas granites; Ms-2mG = Muscovite two-micas granites; Trm-G = Tourmaline granite.
 bdl = below detection limit.

^a LOI = Loss on ignition.

^b A/CNK = molar $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$.

^c T_{REE} (°C) calculated from the equation of Montel (1993).

^d T_{Zr} (°C) calculated from the equation of Watson and Harrison (1983).

^e La and Yb concentrations normalized to chondrites (Evensen, 1978).

^f TE_{1-3} parameter quantifying the tetrad effect after Irber (1999).

Table 1
Whole rock chemical compositions of the Lizio and Questembert granites.

Sample	Detection limit	Analytical uncertainty	LIZIO GRANITE								QUESTEMBERT GRANITE								
			GRT17	LRT13	LRT12	LRT15	LRT10	LRT14	GRT16	LRT11	QRT08	QRT09	QRT06	QRT01	QRT07	QRT05	QRT02		
Type			Bt-2mG	Bt-2mG	Bt-2mG	Bt-2mG	Bt-2mG	Bt-2mG	Bt-2mG	Bt-2mG	Bt-2mG	Bt-2mG	Bt-2mG	Bt-2mG	Ms-2mG	Bt-2mG	Ms-2mG	Ms-2mG	Trm-G
Deformation			-	++	++	+++	-	+++	-	+	+	++	++	-	++	++	++	++	++
SiO ₂ (wt.%)	0.05	< 1%	71.74	71.85	71.98	72.41	72.82	72.82	72.98	73.33	72.87	73.41	73.51	73.53	73.64	73.99	74.24	74.24	74.24
TiO ₂	0.01	< 10%	0.24	0.25	0.24	0.22	0.19	0.22	0.19	0.17	0.18	0.12	0.09	0.14	0.07	0.06	0.05	0.05	0.05
Al ₂ O ₃	0.02	< 1%	15.35	15.38	14.84	15.35	15.26	15.55	14.94	14.87	14.80	15.62	14.73	14.82	14.87	15.05	14.66	14.66	14.66
Fe ₂ O ₃ ^T	0.04	< 5%	1.42	1.52	1.52	1.36	1.32	0.67	1.23	1.34	1.24	0.61	0.93	1.05	0.56	0.61	0.79	0.79	0.79
MnO	0	< 10%	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.07	0.07	0.07
MgO	0.01	< 10%	0.47	0.48	0.45	0.39	0.38	0.29	0.36	0.36	0.31	0.20	0.22	0.29	0.14	0.14	0.15	0.15	0.15
CaO	0.02	< 5%	0.91	0.82	1.04	0.72	0.67	0.47	0.75	0.61	0.62	0.53	0.64	0.60	0.48	0.49	0.43	0.43	0.43
Na ₂ O	0.07	< 15%	3.43	3.25	3.40	3.41	3.49	2.96	3.61	3.44	3.31	3.32	3.53	3.53	3.64	3.75	3.64	3.64	3.64
K ₂ O	0.05	< 5%	5.34	5.19	4.82	5.10	4.79	5.17	4.80	4.61	4.93	4.54	4.49	4.85	4.27	4.29	4.28	4.28	4.28
P ₂ O ₅	0.02	< 10%	0.27	0.31	0.26	0.29	0.33	0.28	0.40	0.28	0.35	0.41	0.35	0.26	0.30	0.32	0.28	0.28	0.28
LOI ^P		< 5%	1.34	1.76	1.44	1.48	1.63	2.40	1.22	1.46	1.32	1.54	1.24	1.18	1.26	1.25	1.37	1.37	1.37
SUM			100.53	100.83	100.01	100.75	100.90	100.84	100.50	100.50	99.95	100.32	99.76	100.27	99.26	99.98	99.96	99.96	99.96
A/CNK ^b			1.17	1.24	1.17	1.23	1.26	1.37	1.20	1.26	1.24	1.38	1.25	1.22	1.30	1.29	1.29	1.29	1.29
CIPW Norm																			
Q			29.5	31.5	31.6	31.8	33.1	35.2	32.6	34.6	33.9	36.4	35.1	33.5	35.7	35.4	36.3	36.3	36.3
Or			31.6	30.7	28.5	30.1	28.3	30.6	28.4	27.2	29.1	26.8	26.5	28.7	25.2	25.4	25.3	25.3	25.3
Ab			29.0	27.5	28.8	28.9	29.5	25.0	30.5	29.1	28.0	28.1	29.9	29.9	30.8	31.7	30.8	30.8	30.8
An			2.8	2.0	3.5	1.7	1.2	0.5	1.1	1.2	0.8	0.0	0.9	1.3	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3
C			2.9	3.7	2.8	3.6	3.9	4.9	3.4	3.8	3.7	5.2	3.7	3.3	4.1	4.1	3.9	3.9	3.9
Cs (ppm)	0.1	< 10%	14	21	23	21	17	25	19	31	12	35	36	14	34	38	52	52	52
Rb	0.3	< 5%	256	279	259	293	270	327	282	292	303	361	297	253	321	344	288	288	288
Sr	1.7	5-15%	82	76	91	69	60	60	55	59	50	35	54	92	46	50	40	40	40
Ba	2	< 8%	404	316	306	279	236	259	212	194	238	111	174	340	146	145	115	115	115
Be	0.2	10-15%	7.4	13.7	6.6	9.3	8.3	9.2	9.7	12.2	8.8	27.7	15.7	12.9	8.7	21.1	20.2	20.2	20.2
Y	0.3	< 10%	8.2	8.4	8.3	7.0	7.3	6.2	8.1	8.7	7.3	7.1	9.0	9.2	6.4	7.1	6.0	6.0	6.0
Zr	1.2	8-15%	100	105	106	96	73	87	72	68	86	42	40	61	31	32	25	25	25
Hf	0.1	< 10%	2.89	3.10	3.14	2.79	2.29	2.59	2.13	2.28	2.62	1.63	1.53	1.97	1.27	1.30	1.03	1.03	1.03
Nb	0.05	< 5%	5.10	7.30	6.00	6.00	6.80	6.80	5.10	7.70	8.40	12.80	9.40	10.40	9.30	10.00	10.30	10.30	10.30
Ta	0.01	10-25%	0.79	1.71	1.16	1.17	1.33	1.47	0.84	2.09	1.52	3.63	3.15	1.79	2.68	3.42	3.89	3.89	3.89
Th	0.02	5-10%	13.20	15.20	11.80	13.70	7.50	12.60	8.40	7.00	13.40	2.80	3.50	5.80	2.50	2.80	1.40	1.40	1.40
U	0.03	< 8%	9.40	7.00	5.60	9.00	8.40	9.90	11.40	7.40	8.70	4.90	11.40	10.20	2.90	3.30	3.30	3.30	3.30
Pb	0.9	< 5%	31	35	34	29	28	43	25	29	27	23	27	42	31	29	28	28	28
V	1.2	10-25%	13.9	14.2	11.5	10.9	9.3	11.0	7.9	8.0	5.4	2.5	2.3	4.8	1.5	1.5	bdl	bdl	bdl
Ni	6	> 25%	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	6.8	bdl	bdl	bdl
Cr	6	< 15%	14.0	12.7	12.4	13.2	11.1	12.2	12.7	9.4	14.2	14.6	15.3	16.8	9.4	17.3	12.4	12.4	12.4
Co	0.5	15-25%	1.5	1.7	1.6	1.7	1.2	0.8	1.1	1.1	0.9	bdl	bdl	0.8	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Cu	4	> 25%	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Zn	9	8-15%	79	66	69	79	63	20	64	54	56	35	57	42	40	38	38	38	38
Ga	0.15	< 5%	23.0	22.0	22.0	22.0	22.0	24.0	23.0	23.0	23.0	23.0	22.0	21.0	21.0	22.0	20.0	20.0	20.0
Sn	0.2	5-10%	7.8	15.9	11.0	12.9	13.6	17.0	9.3	17.0	11.5	32.1	25.3	10.8	23.9	26.8	30.3	30.3	30.3
W	0.25	< 15%	0.91	1.73	1.00	1.32	1.34	3.08	1.15	1.73	1.75	2.74	2.52	2.24	2.25	2.58	2.25	2.25	2.25
La	0.2	< 5%	21.66	21.89	21.09	18.97	13.63	19.64	14.58	12.67	15.93	6.65	8.35	14.91	5.76	6.31	4.34	4.34	4.34
Ce	0.1	< 5%	46.72	48.07	45.58	42.54	29.40	43.84	32.61	27.66	36.71	14.28	17.37	28.58	12.16	12.64	9.42	9.42	9.42
Pr	0.01	< 5%	5.64	5.96	5.44	5.25	3.54	5.48	4.09	3.37	4.65	1.73	2.06	3.22	1.43	1.58	1.11	1.11	1.11
Nd	0.04	< 5%	21.47	22.93	20.13	19.82	13.23	21.13	15.85	12.61	18.12	6.52	7.55	11.30	5.22	5.78	3.99	3.99	3.99
Sm	0.01	< 5%	4.64	4.61	4.50	4.16	3.18	4.33	3.55	2.96	3.90	1.87	1.90	2.56	1.32	1.48	1.12	1.12	1.12
Eu	0.01	< 5%	0.64	0.59	0.68	0.51	0.46	0.54	0.42	0.41	0.37	0.26	0.42	0.49	0.29	0.32	0.25	0.25	0.25
Gd	0.01	< 5%	3.08	3.10	3.14	2.73	2.36	2.86	2.44	2.29	2.64	1.69	1.79	2.13	1.12	1.21	1.04	1.04	1.04
Tb	0.01	< 5%	0.39	0.42	0.42	0.36	0.35	0.37	0.34	0.35	0.37	0.29	0.30	0.34	0.20	0.22	0.21	0.21	0.21
Dy	0.01	< 5%	1.78	1.93	1.87	1.57	1.61	1.59	1.63	1.71	1.67	1.45	1.66	1.76	1.17	1.25	1.20	1.20	1.20
Ho	0.01	< 15%	0.26	0.29	0.28	0.23	0.24	0.23	0.25	0.28	0.22	0.22	0.27	0.27	0.20	0.21	0.19	0.19	0.19
Er	0.01	< 10%	0.67	0.69	0.68	0.57	0.59	0.53	0.65	0.69	0.51	0.52	0.66	0.69	0.54	0.57	0.50	0.50	0.50
Tm	0.01	10-25%	0.09	0.10	0.10	0.08	0.08	0.08	0.10	0.10	0.07	0.07	0.09	0.10	0.09	0.09	0.08	0.08	0.08
Yb	0.01	< 10%	0.56	0.64	0.62	0.53	0.53	0.49	0.63	0.68	0.41	0.45	0.56	0.64	0.58	0.59	0.58	0.58	0.58
Lu	0.01	< 10%	0.08	0.09	0.09	0.08	0.08	0.07	0.09	0.10	0.06	0.06	0.08	0.09	0.08	0.08	0.09	0.09	0.09
ΣLREE			100	103	97	91	63	94	71	59	79	31	37	61	26	28	20	20	20
ΣREE			108	111	105	97	69	101	77	66	86	36	43	67	30	32	24	24	24
K/Rb			172	153	154	143	146	130	140	130	135	104	126	159	111	104	123	123	123
Zr/Hf			34.6	33.8	33.7	34.3	31.9	33.5	33.6	30.0	32.7	26.0	26.2	30.9	24.2	24.4	23.9	23.9	23.9
Nb/Ta	</																		

Table 2
Rb/Sr and Sm/Nd whole rocks isotope data for the Lizio and Questembert granites.

Sample	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	±	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _{330 Ma}	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	±	ε _{Nd(330 Ma)}	T _{DM(330 Ma)} ^a
QRT01	254	94.8	7.8	0.747024	10	0.7105 ^b	2.40	11.27	0.1286	0.512293	5	−3.9	1348
QRT07	333	47.6	20.4	0.802055	10	0.7063	1.17	4.70	0.1498	0.512243	5	−5.8	1494
QRT08	313	52.6	17.3	0.789374	10	0.7080	3.91	18.52	0.1275	0.512212	5	−5.4	1469
LRT11	288	59.0	14.2	0.772978	9	0.7062	2.74	11.92	0.1388	0.512348	5	−3.3	1298
LRT12	256	87.1	8.5	0.746392	10	0.7064	4.16	19.65	0.1280	0.512282	5	−4.1	1362
LRT13	279	76.7	10.6	0.755818	9	0.7062	3.97	20.03	0.1199	0.512257	5	−4.2	1375

^a Two stages T_{DM} calculated following the equation of Liew and Hofmann (1988).

^b This value is considered insignificant because of the mobility of both Sr and Rb in this sample (see text and Fig. 5).

Ab–Or ternary diagram (Fig. 4), Lizio samples only differ from Questembert ones by a slightly higher and lower content of normative orthoclase and quartz, respectively.

5.1. Major elements

Both granites have a high SiO₂ content, ranging from 71.7 and 74.2 wt.% (Table 1). In the Harker variation diagrams (Fig. 5), most major elements display rather well-defined evolutions with increasing SiO₂, Questembert samples trending toward the SiO₂-rich side. Samples QRT01 and QRT08 share most of their whole rock chemical characteristics with the high-SiO₂ Lizio samples. The decrease in CaO and K₂O, and the increase in Na₂O are typical of highly evolved peraluminous liquids because of the crystallization of mineral phases along the quartz–plagioclase–alkali feldspar cotectic line in the Qz–Ab–Or–An system (e.g. Miller and Mittlefehldt, 1984). Fe₂O₃, MgO and TiO₂ contents show a marked decrease with increasing SiO₂ and with decreasing Zr and the sum Fe₂O₃ + MgO + TiO₂ is very low (below 2.5 wt.%), as is true for liquids produced in partial melting experiments of metasediments (e.g. Puziewicz and Johannes (1988), Patiño Douce and Johnston, 1991). The mylonitic sample LRT14 (Fig. 2e and f) is depleted in many oxides, especially in Na₂O, (Fig. 5) and enriched in H₂O (LOI up to 2.4 wt.%, Table 1), characteristics which highlight the influx of fluids during deformation of this sample.

5.2. Trace elements

Many trace elements display large variations with increasing SiO₂. The Sr decrease mimics the behaviour of CaO suggesting plagioclase fractionation (Fig. 5). The Rb content significantly increases, despite some scattering (Fig. 5). As a result, the K/Rb mass ratio decreases from 170 to 100 in the SiO₂-rich samples from Questembert (Table 1). Zr and Th also show a dramatic decrease. For example, Th content falls from 15 to less than 2 ppm (Fig. 5). Sr and Ba, mostly hosted by feldspar, display a good correlation with Zr content (Fig. 5). Fe₂O₃ + MgO + TiO₂, principally hosted by biotite, also has a similar good correlation with Zr. Zr and Th are immobile elements during hydrothermal alteration. They are hosted by the accessory phases zircon and monazite, respectively. As a consequence, there is little doubt that Ba and Sr have not been affected by sub-solidus alteration, and that their overall distribution is likely related to magmatic processes. Sample QRT01 is an exception with Rb, Ba and Sr values not coherent with the general trends.

REE patterns of Lizio samples are homogeneous (Fig. 6), highly fractionated (La_N/Yb_N = 13–27; Table 1) and show a marked Eu negative anomaly (Eu/Eu* = 0.43–0.56; Table 1). The Questembert granite is depleted in LREE relative to Lizio, shows variable degrees of fractionation (La_N/Yb_N = 5–27) and highly variable Eu negative anomaly (Eu/Eu* = 0.35–0.73). Both granites display similar and rather flat HREE patterns. Samples QRT02, QRT07 and QRT09 show intra-REE fractionation indicative of a tight tetrad effect (parameter TE_{1–3} > 1.1; Irber, 1999, see Table 1). Also, some Questembert samples display fractionation of Zr/Hf and Nb/Ta ratios (Fig. 7) slightly outside the CHARAC range.

5.3. Isotope systematics

5.3.1. Rb–Sr and Sm–Nd

Rb–Sr and Sm–Nd isotope analyses are presented for 3 representative samples for each massif (Table 2). Initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (*I*_{Sr}) values and ε_{Nd(T)} have been calculated at 330 Ma for both intrusions. *I*_{Sr} (0.7062–0.7080) and ε_{Nd(T)} values (Lizio range: −3.3 to −4.2; Questembert: −3.9 to −5.8) are comparable for both intrusions (Fig. 8). ε_{Nd(330Ma)} of local Brioverian sediments, deposited during the Cadomian (Panafrikan) cycle (600–550 Ma), ranges from −3.6 to −8.4 and encompasses data from the studied granites.

5.3.2. Oxygen

The oxygen isotope composition of whole rocks and mineral separates is reported in Table 3. Whole rock δ¹⁸O values range between 11.6 and 12.9‰ (vs. SMOW) for the Lizio granite, and between 11.2 and 12.3‰ for the Questembert granite, in agreement with sparse existing data (Bernard-Griffiths et al., 1985). Such elevated values are typical of high-SiO₂ peraluminous granites (Taylor, 1978). In Fig. 9, there is a positive correlation between δ¹⁸O value of the Lizio granite and its SiO₂ content. The two Questembert samples with the lowest SiO₂ contents plot within the trend defined by the Lizio samples whereas high-SiO₂ Questembert samples plot well below the expected extension of the previously defined trend.

The δ¹⁸O values of quartz and muscovite mineral separates also increase, by about 1‰, with increasing SiO₂ (Table 3 and Fig. 9). In the Lizio samples, feldspar δ¹⁸O values are close to whole rock values, except for the deformed and likely altered sample LRT14 for which Δ¹⁸O_(WR-Fds) = 0.9‰. In the Questembert samples, feldspar displays lower values than in Lizio samples, as do whole rocks because feldspar accounts for 60 to 70 wt.% of the whole rock. As a consequence, high isotopic fractionation is recorded by quartz–feldspar pairs in Questembert samples (Table 3); Δ¹⁸O_(Qz-Fds) is between 2.5 and 3.5‰, which corresponds to meaningless low temperatures of equilibration between 180 and 300 °C. On the contrary, quartz–feldspar pairs in Lizio samples and all quartz–muscovite pairs display high temperature of equilibration in the range 480–600 °C. These characteristics argue for a closed system evolution in the Lizio granite whereas a sub-solidus alteration in Questembert is demonstrated by the decrease of the feldspar δ¹⁸O value alone.

6. Discussion

6.1. Petrogenesis

6.1.1. Source and partial-melting conditions

Previous studies on South Armorican leucogranites have shown that they originated from partial melting of aluminium-rich metasedimentary sources (Bernard-Griffiths et al., 1985; Peucat et al., 1988). In this paper, several parameters are consistent with this statement: high A/CNK ratio, *I*_{Sr} and δ¹⁸O values, and negative ε_{Nd(T)} for both the Lizio and the Questembert leucogranites (Tables 2 and 3). Furthermore, the comparable *I*_{Sr}, ε_{Nd(T)} and δ¹⁸O values for both massifs strongly suggest that both granites were derived from similar sources. Nd model ages are

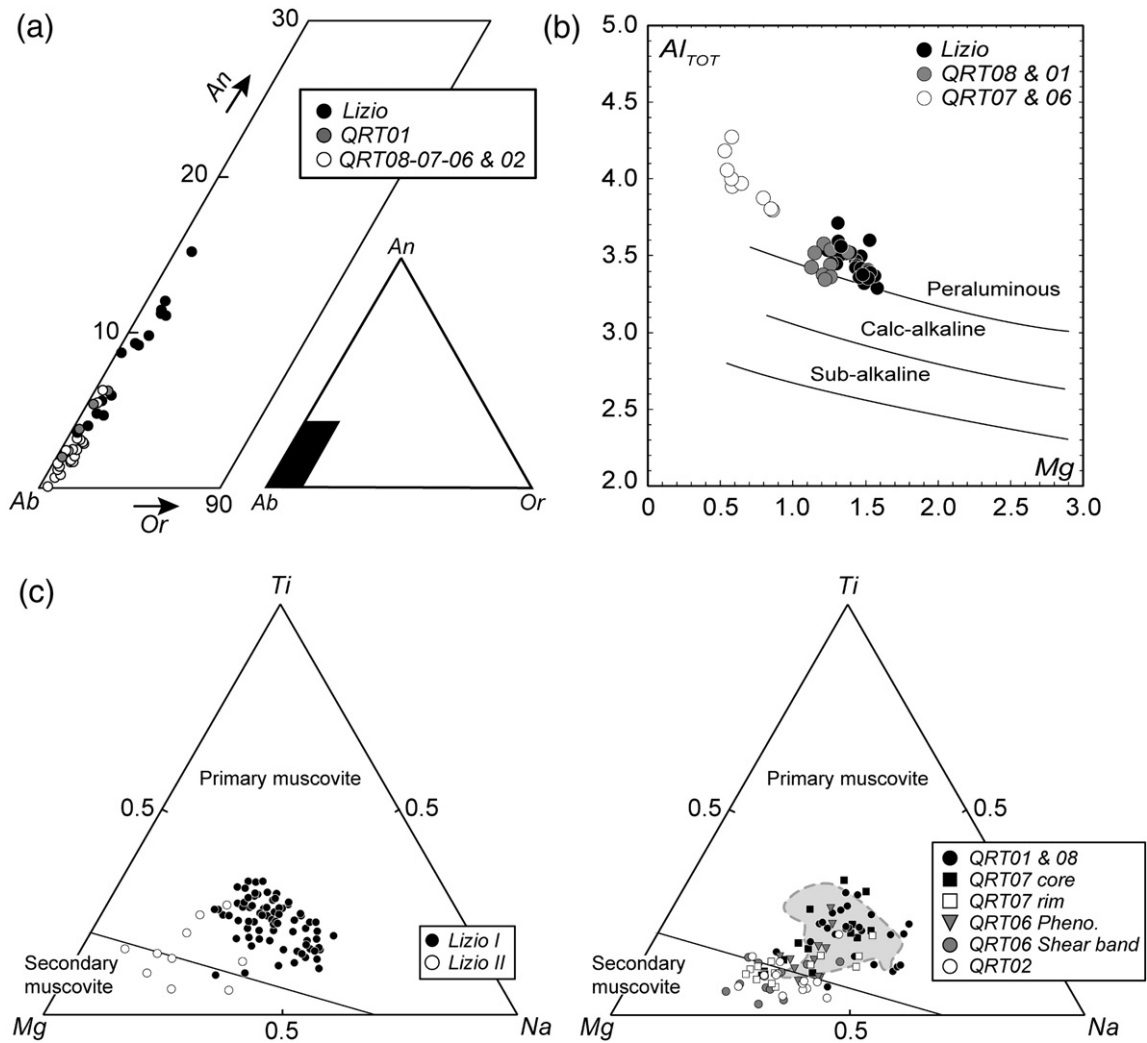


Fig. 3. Chemical characteristics of minerals from the Lizio and Questembert leucogranites. a) Triangular classification of plagioclase; b) Al_{TOT} vs. Mg plot for biotite with fields from Nachit et al. (1985); c) Ternary Mg–Ti–Na diagram for muscovite with primary and secondary fields from Miller et al. (1981). “Lizio I” refers to huge muscovite with a primary appearance. “Lizio II” refers to small muscovite developing in shear bands and from K-feldspar phenocrysts. The grey field in the Questembert diagram corresponds to “Lizio I” muscovite. “QRT06 Pheno.” refers to muscovite phenocrysts. “QRT06 Shear band” refers to muscovite developed in shear bands.

between 1.5 and 1.3 Ga (Table 2), which implies crustal reworking. The Brioverian metasediments with $\epsilon_{Nd(330\text{ Ma})}$ values identical to the ones of granites (Fig. 8) have Nd model ages in the range 1.7–1.3 Ga, and thus constitute a likely candidate for the granite source.

Because of the lack of adequate mineralogical assemblages in our samples, it is not possible to estimate the pressure and temperature of the partial melting. Therefore, we adopt the assumption of Marchildon and Brown (2003) that conditions prevailing during the partial melting of South Brittany migmatites were equivalent to those leading to the formation of the Lizio and the Questembert leucogranites. In these rocks, partial melting occurred near 8 kbar and 800 °C by low a_{H_2O} biotite fluid-absent melting (Jones and Brown, 1990).

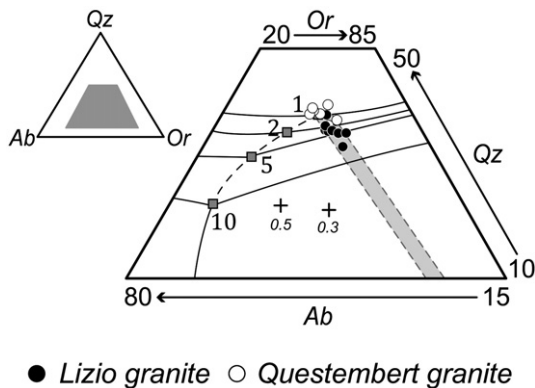


Fig. 4. CIPW normative Qz–Ab–Or ternary plot after Johannes and Holtz (1996). Lines and grey squares are respectively cotectic lines and eutectic minima at 1, 2, 5 and 10 kbar under H_2O -saturated conditions. Crosses represent eutectic minima at 10 kbar under variable H_2O -undersaturations. The grey field highlights the trend defined by Lizio and Questembert samples.

6.1.2. Emplacement conditions

The metamorphic conditions recorded by mineralogical assemblages around the Questembert and the Lizio granites indicate that the former was emplaced at shallower depth (3–6 km) than the latter (9–12 km). Samples from both the Lizio and the Questembert granites are devoid of enclaves and restite, indicating that they are nearly pure anatectic melts, as are most peraluminous leucogranites (Patiño Douce, 1999). Many experimental studies in the Qz–Ab–Or– H_2O system have been used to approximate normative compositions of eutectic minima at various pressures and a_{H_2O} (e.g. Johannes and Holtz, 1996 and references therein). For example, the mineral composition of an ascending magma evolves due to P, T or H_2O changes, thus the normative composition acquired during the solidification of

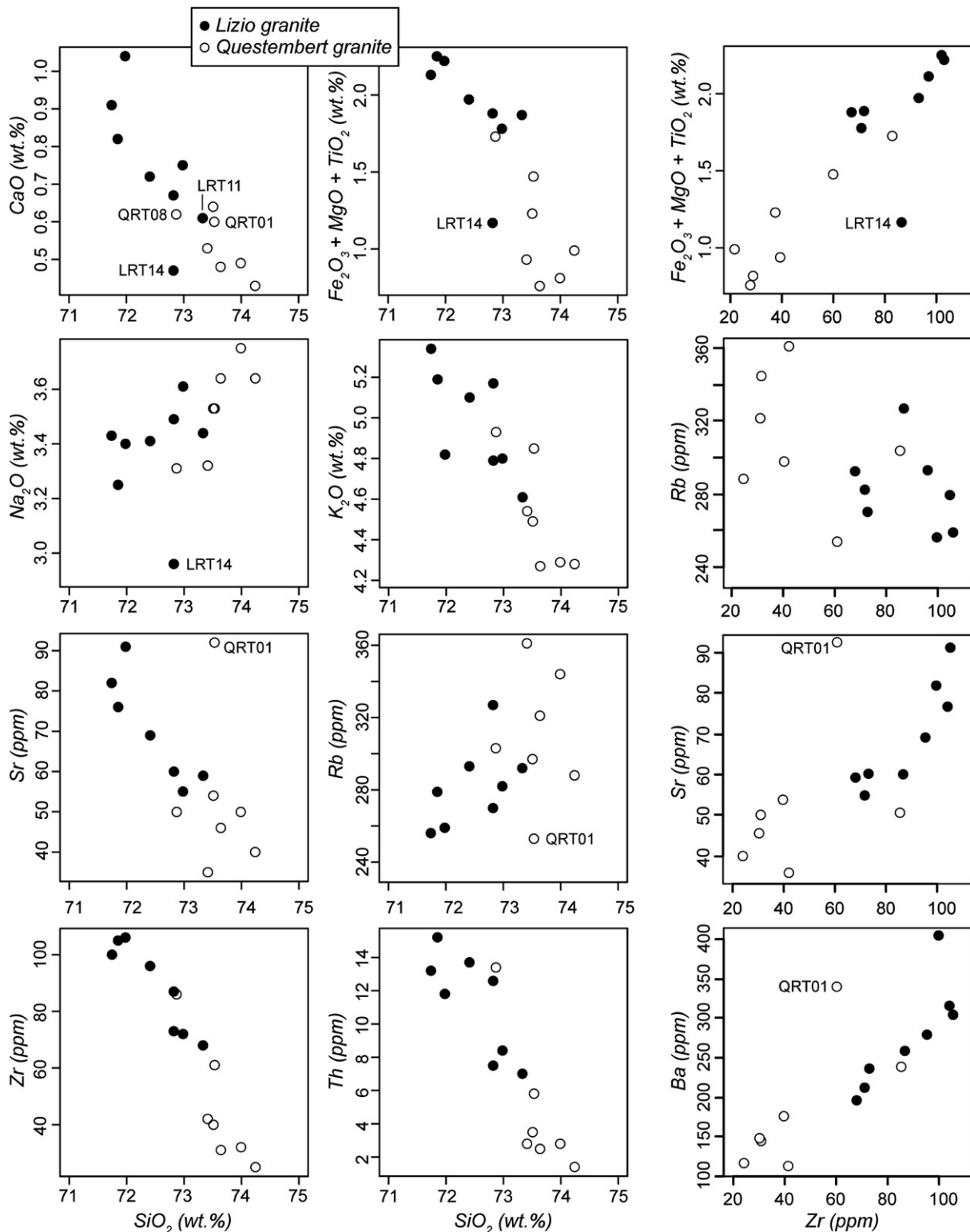


Fig. 5. Variation diagrams of selected major and trace elements reported in function of SiO₂ (left) and Zr (right) for the Lizio and the Questembert leucogranites.

the magma yields information about its emplacement conditions. The studied granites are CaO poor, thus the haplogranite ternary diagram is well-suited to summarise normative compositions of the Lizio and Questembert samples (Fig. 4). The Questembert samples are grouped around the 1 kbar water-saturated minimum melt composition, reflecting its high level of emplacement in the crust. The Lizio samples plot on the 2–5 kbar cotectic lines, to the right of the 2–5 kbar H₂O saturated eutectic compositions, indicating that magma was likely

H₂O-undersaturated when it was emplaced in the crust, at greater depth. Under such conditions, in haplogranitic magmas near 750 °C, the water content is around 5 wt.% (Johannes and Holtz, 1996, p. 52).

The temperature at which granitic magmas are emplaced may differ from the temperature at which they formed by partial melting. Watson and Harrison (1983) and Montel (1993) developed methods based on Zr and REE contents in which the temperature calculated represents the saturation temperature of mineral species (zircon and monazite for Zr

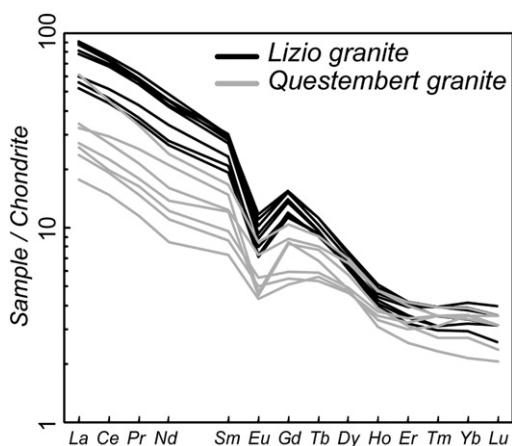


Fig. 6. Chondrite-normalized REE patterns for the Lizio and Questembert leucogranites. Normalization values from Evensen et al. (1978).

and REE, respectively). According to Hoskin et al. (2000), in a Zr vs. SiO₂ diagram (SiO₂ used as an index of differentiation), the downward inflection indicates the point at which Zr abundance changes in response to zircon saturation and fractionation. Clemens (2003) raised the issue of chemical equilibrium on which the reasoning of Hoskin et al. (2000) is based. In particular, this author pointed out that during partial melting, the behaviour of accessory minerals is unlikely controlled by equilibrium processes. For example, Villaros et al. (2009) recently argued that the Peninsular Pluton in the Cape Granite Suite was formed by disequilibrium melting followed by co-entrainment of peritectic and accessory phases.

In the studied rocks, zircon and monazite are hosted in biotite. In the case presented and discussed below where the strong correlation between Zr (and Th) and Fe₂O₃ + MgO + TiO₂ (Fig. 5) reflects magmatic fractionation of biotite and the minerals it hosts during magma ascent, Zr and REE temperature estimates should be close to the temperature of segregated melts (Montel, 1993; Miller et al., 2003). When calculating these temperatures (Fig. 10), we obtain a range between 800 and 700 °C. The highest temperature is close to the estimate for the peak of metamorphism in the studied area (e.g. Marchildon and Brown, 2003) and may well correspond to the temperature of partial melting, the temperature span towards lower values likely reflecting progressive differentiation of melts by crystal fractionation.

6.1.3. Partial melting vs. crystal fractionation

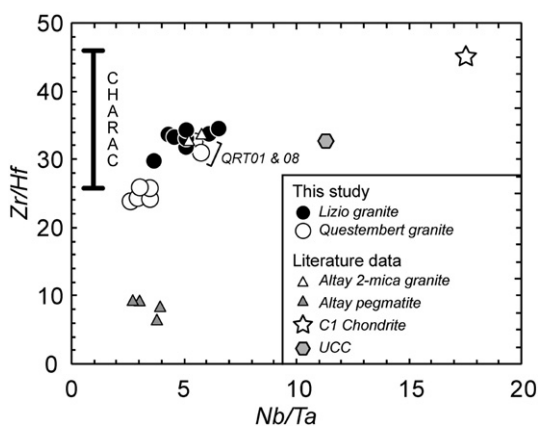


Fig. 7. Zr/Hf vs. Nb/Ta for the Lizio and Questembert granites, compared with the highly evolved Altay system (Zhu et al., 2006). Values for C1 chondrites from McDonough (1990) and Upper Continental Crust are from Taylor and McLennan (1995). The CHARAC (CHarge And RAdius Controlled) range for Zr/Hf is after Bau (1996).

In the Harker diagrams (Fig. 5), the two plutons display continuous trends. Both variable degrees of partial melting and amounts of crystal fractionation may produce the observed major element trends, because the same minerals, feldspars and biotite, are likely to be involved in both processes. The use of trace elements is often necessary to discriminate between these two processes (e.g. Hanson, 1978).

The clear correlation between Fe₂O₃ + MgO + TiO₂ and Zr (and also Th) shows that biotite and zircon (and monazite) share a common history during the magmatic evolution. This implies (1) that if trends reflect partial melting processes, zircon, monazite and biotite would have been incorporated into the melts to a similar extent, or (2) that, alternatively, if trends result from crystal-liquid fractionation, these minerals would have fractionated to a similar extent. Several lines of evidence support the second hypothesis. First, biotite hosts zircon and monazite, showing that once crystallized in magmas, these minerals have a common fate. If biotite fractionates from magmas, zircon and monazite fractionate as well. This observation does not necessarily exclude source-related processes, but it shows that fractionation processes, if any, would introduce identical variations for elements controlled by these minerals. On the Fe₂O₃ + MgO + TiO₂ vs. Zr diagram (Fig. 5), it is then interesting to note that the overall range of Zr variation (a factor of 4 between 25 and 100 ppm) is identical to the range displayed by Fe₂O₃ + MgO + TiO₂ (a factor of 4 between ca. 0.6 wt.% and 2.4 wt.%). Second, the absolute content of Zr is about 100 ppm in low-SiO₂ samples, near the saturation level of undifferentiated granitic melts (Watson and Harrison, 1983). From this observation, values down to 25 ppm in high-SiO₂ granites are low and are a qualitative sign of subsequent zircon fractionation after partial melting. Third, Sr and Ba, compatible elements with feldspar and biotite, display large variations with SiO₂ and immobile element Zr (Fig. 5). By simple modelling of batch (or fractional) melting (detailed in Janousek et al., 1997) and even if unrealistically favourable bulk partition coefficients are taken into account ($D(\text{Sr})^{\text{res/liq}} = 4.40$, i.e. pure plagioclase; $D(\text{Ba})^{\text{res/liq}} = 6.36$, i.e. pure biotite; partition coefficients after Hanson, 1978), the produced melt fractions have to vary unrealistically from the onset of melting to ca. 80% to match the overall variation in Sr and Ba contents. As already pointed out by Hanson (1978), such large variations in compatible elements are better reproduced by secondary differentiation than by partial melting processes.

6.1.4. Mineral-melt segregation

By using major elements, we first identify and quantify alkali feldspar, plagioclase and biotite as the major minerals involved in the magmatic evolution. Then, we use these results to model the evolution of trace elements with (i) Sr and Ba controlled by these major minerals and (ii) Zr and LREE constitutive of accessory minerals such as monazite and zircon. A final point regarding oxygen isotope characteristics is discussed.

6.1.4.1. Major elements. In the Harker diagrams (Fig. 5), depletion of evolved magmas in CaO and K₂O is consistent with the segregation of plagioclase and alkali feldspar; decrease in Fe₂O₃ + MgO + TiO₂ implies segregation of biotite. In Fig. 11, the chemical composition of feldspars and biotite from the least evolved sample from Lizio are plotted together with whole rock compositions, excluding muscovite because it is usually a late-crystallising mineral in evolved magmas (e.g. Charoy, 1986). Simple geometric relations between geochemical trends and composition of minerals allow us to estimate a segregate assemblage with the composition 0.5 Kfs + 0.20–0.25 Bt, plagioclase accounting for the rest.

To get an independent estimate of the composition of the fractionated assemblage, we compare in Table 4 liquid compositions derived from the low-SiO₂ GRT17 sample from Lizio by segregation of plagioclase (An₂₀), K-feldspar and biotite, and the actual composition of the high-SiO₂ QRT02 sample from Questembert, using the GCDKit (Janousek et al., 2006) inverse majors plugin (V. Janousek pers. com.).

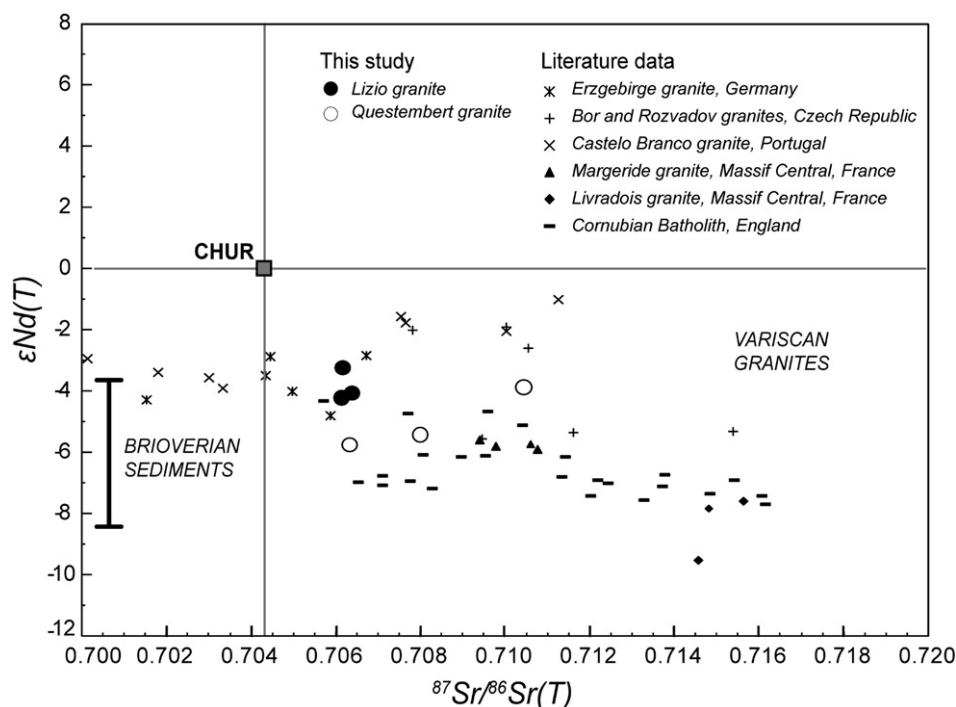


Fig. 8. Sr and Nd isotope compositions of the Lizio and Questembert granites compared with similar Variscan granites. ϵ_{Nd} and I_{Sr} are recalculated with a common age of 330 Ma, except for the Cornubian Batholith for which values are calculated according to the ages given in Darbyshire and Shepherd (1994). Data sources: Erzgebirge granite from Förster et al. (1999); Bor and Rozvadov granites from Siebel et al. (1999); Castelo Branco granite from Antunes et al. (2008); Margeride granite from Downes et al. (1997) and Livradois granite from Solgadi et al. (2007). The vertical bar (sediments) is from data of Dabard, 1997; Dabard et al., 1996; Michard et al., 1985.

First, the modal composition of the segregate obtained (0.51 Kfs + 0.22 Bt + 0.27 Pl [An₂₀]) corresponds well to our estimate described above. Second, there is good agreement between the calculated and actual chemical compositions, indicated by a $\sum R^2$ equal to 0.3 (Table 4). Interestingly, the segregate composition matches well the evolution defined by Lizio and Questembert samples in Fig. 4, in which the Or/(Ab + Or) ratio is nearly constant at a value of ca. 0.7. Thus, this evolution can be interpreted as a fractionation trend. The calculation also indicates that the evolution between the extreme samples may be achieved by a 16.2% segregation of solids. Finally, if the behaviour of CaO is qualitatively well reproduced (decreasing content with increasing SiO₂, Table 4) the modelled absolute decrease (from 0.92 to 0.86 wt.%) is not sufficient to match the observed decrease from 0.9 to 0.4 wt.%. We note however that removal of 0.5 wt.% of apatite (with CaO = 54–55 wt.%) is enough to decrease the CaO content of the evolved liquid by 0.3 wt.% more, so that the final content is lowered to

0.55 wt.%, near the CaO content of the more evolved QRT02 sample. The erratic behaviour of phosphorous likely results from the interaction of rocks with late granitic fluids as this element is actually rather mobile in deuteric systems (e.g. Kontak et al., 1996). Consequently, P₂O₅ content cannot be taken into account here to confirm the above statement.

6.1.4.2. Trace elements hosted in major mineral phases. Ba and Sr are hosted by biotite, K-feldspar and plagioclase. These elements show good correlation with Zr, showing that the distribution of these elements has not been affected by hydrothermal overprint. This observation is consistent with Kontak and Martin (1997) who state that Ba and Sr are hardly mobilized from alkali feldspar because it requires “tampering with its framework”, a process which is very unlikely because this mineral is not macroscopically weathered in the studied

Table 3
Oxygen isotope results for whole rocks and some mineral separates.

Sample	SiO ₂	$\delta^{18}O$ WR	$\delta^{18}O$ Qz	$\delta^{18}O$ Fds	$\delta^{18}O$ Ms	$\Delta_{(Qz-Fds)}$	$\Delta_{(Qz-Ms)}$	$T_{(Qz-Fds)}^a$	$T_{(Qz-Ms)}^a$
GRT17	71.7	11.8	13.2	11.5	10.1	1.7	3.1	480	500
LRT13	71.8	12.1							
LRT12	72.0	11.6	12.9	11.3		1.6		500	
LRT15	72.4	12.2							
LRT10	72.8	12.1	13.2	11.9	10.5	1.3	2.7	600	575
LRT14	72.8	12.9		12.0	11.1				
GRT16	73.0	12.3							
LRT11	73.3	12.5							
QRT08	72.9	12.0							
QRT09	73.4	12.3	14.0	11.2	10.8	2.8	3.2	260	490
QRT06	73.5	11.8	13.7	11.2	10.9	2.5	2.8	300	550
QRT01	73.5	11.6							
QRT07	73.6	11.2	13.6	10.1	10.6	3.5	3.0	180	520
QRT05	74.0	11.6							
QRT02	74.2	11.9	13.8	11.0	10.8	2.8	3.0	260	520

^a Temperature calculations following the calibration of Zheng (1993).

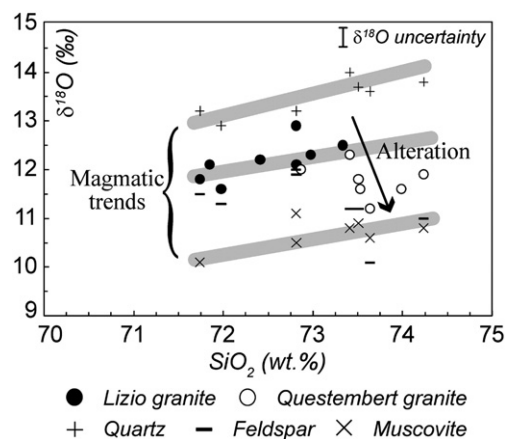


Fig. 9. $\delta^{18}O$ vs. SiO₂ variation diagram for whole rocks and mineral separates from the Lizio and Questembert granites. Grey bold lines indicate magmatic trends. The black arrow shows the effect of hydrothermal alteration.

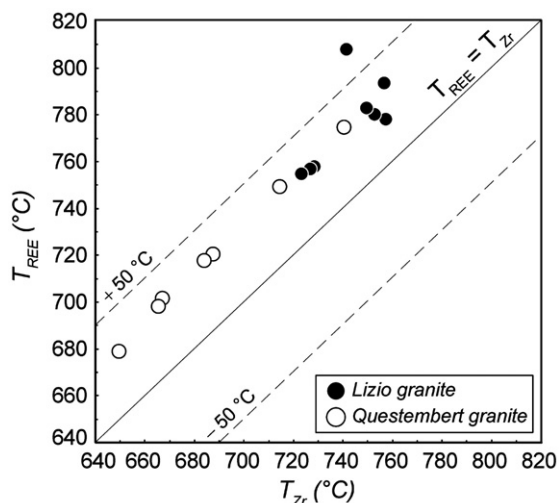


Fig. 10. T_{REE} (Montel, 1993) vs. T_{Zr} (Watson and Harrison, 1983) plot for the Lizio and Questembert granites. Errors (dashed lines) are estimated at $\pm 50^\circ\text{C}$.

samples. Sample QRT01 with very high Sr and Ba contents (Fig. 5), is an exception and is not considered further in petrogenetic modelling. In Fig. 12, we compare the Sr and Ba contents for the Lizio and the Questembert granites with the theoretical evolution of Ba and Sr contents of liquids from which a 0.51 Kfs + 0.27 Pl + 0.22 Bt assemblage has been segregated. We have used two sets of partition coefficients. The first is given in Hanson (1978). The second set is from Icenhower and London (1996) for alkali feldspar, Ren et al. (2003) for plagioclase and Icenhower and London (1995) for biotite. The Rayleigh distillation law has been used as a formal equivalent of melt-solid

Table 4
Modelling of fractional crystallization between the less evolved Lizio sample GRT17 and the most evolved Questembert sample QRT02.

	Less differentiated GRT17 sample	More differentiated QRT02 sample			Segregate composition
		Observed	Computed	Difference	
SiO ₂ (wt.%)	72.6	75.6	75.48	0.12	57.8
TiO ₂	0.2	0.1	0.10	0.00	0.7
Al ₂ O ₃	15.5	14.9	14.58	0.32	20.2
FeO	1.3	0.7	0.54	0.16	5.2
MgO	0.5	0.2	0.30	-0.10	1.5
CaO	0.9	0.4	0.86	-0.46	1.1
Na ₂ O	3.5	3.7	3.62	0.08	2.9
K ₂ O	5.4	4.4	4.41	-0.01	10.5
Segregating minerals, wt.%	Alkali feldspar		51.0		
	Plagioclase An ₂₀		26.6		
	Biotite		22.4		
Amount of solid segregate removed, wt.%			16.2		
Sum residuals squared $\sum R^2$				0.37	

progressive segregation. The initial Ba and Sr content corresponds to the average of the two low-SiO₂ samples from Lizio, GRT17 and LRT13. Both calculations match well the actual Sr vs. Ba evolution recorded by our samples (Fig. 12), with amounts of fractionate obtained with the two sets of K_d (ca. 30 wt.% and ca. 10 wt.%, respectively) encompassing the major element based calculation of 16.2 wt.%.

6.1.4.3. Trace elements constitutive of accessory minerals. Saturation of the liquid in Zr and Th + LREE triggers the crystallization of zircon and monazite, respectively (Watson and Harrison, 1983; Montel, 1993). From the less differentiated Lizio granite samples to the more evolved Questembert ones, there is a strong decrease in Zr (Fig. 5) and Th + LREE (Figs. 5 and 6) contents with increasing SiO₂, likely reflecting the fractionation of zircon and monazite from the melt (e.g. Wark and Miller, 1993). Zr and REE are mostly found in these accessory minerals and consequently, their partitioning between melt and mineral phases does not follow the classical Henry's law for trace elements (e.g. Brown and Pressley, 1999). Simple mass balance calculation shows that only 0.000154 wt.% of monazite (with a monazite LREE

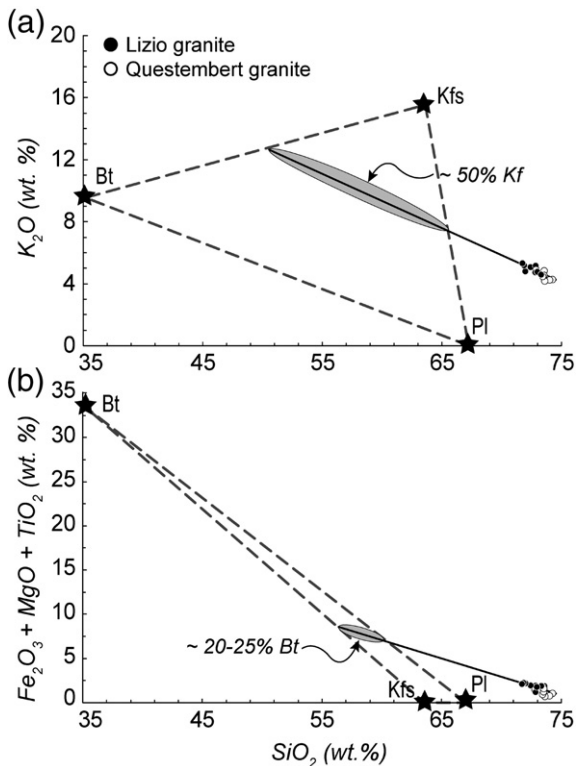


Fig. 11. (a) and (b): Harker plots for whole rocks from Lizio and Questembert. Black stars are average compositions of analyzed biotite, alkali feldspar and plagioclase from Lizio (see Supplementary Tables 1 and 2). The thick line is the trend defined by whole rocks from the Lizio and Questembert granites. See text for explanation. The grey field formed by the intersection of the "whole rock trend" and the assemblage Kfs + Pl + Bt encompasses the chemical composition of the segregate.

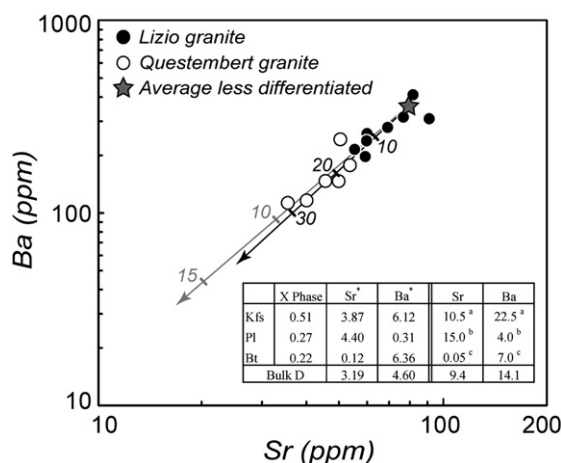


Fig. 12. Sr vs. Ba variation diagram for Lizio and Questembert whole rocks. The grey star represents the average of Ba and Sr contents of the two least evolved samples GRT17 and LRT13 from Lizio. The black and grey arrows display the theoretical evolutions of Ba and Sr contents in liquids evolving by increasing fractionation of biotite, alkali feldspar and plagioclase, with numbers indicating the amount of the assemblage fractionated from the melt. K_d used and presented in the table in the graphic are from (*) Hanson (1978), (b) Icenhower and London (1996), (c) Ren et al. (2003) and (c) Icenhower and London (1995). Note that QRT01 has been excluded from the modelling (see text for details).

content of 52 wt.%; data from Förster et al. (1999) from the Bergen two micas granite, sample BRG1) and 0.000156 wt.% of zircon (with a zircon Zr content of 48 wt.%; data from Förster et al. (1999) from the Bergen two micas granite, sample BRG1) are necessary to match the observed decreases in Figs. 5 and 6. This estimate highlights the fact that only a small amount of zircon and monazite in the segregate can readily account for the observed variations in Zr, Th, and LREE between low-SiO₂ Bt-bearing samples from Lizio and high-SiO₂ Bt-free samples from Questembert.

6.1.4.4. Stable isotopes. Whole rock $\delta^{18}\text{O}$ values of Lizio and low-SiO₂ samples from Questembert are well correlated with SiO₂ (Fig. 9). Mineral separates other than feldspar also show increasing values and we ascribe the inflection of feldspar and whole rock trends to sub-solidus interaction with fluids. The increase of the whole rock $\delta^{18}\text{O}$ with SiO₂ could be potentially related to a modal effect, reflecting the increasing proportion of high- $\delta^{18}\text{O}$ quartz. However, this is not the case because in the Lizio and Questembert samples, quartz and muscovite $\delta^{18}\text{O}$ values are also correlated with SiO₂ (Fig. 9), which implies that the granitic magma itself was progressively enriched in ^{18}O . The process of mineral-melt segregation we proposed above likely explains this evolution because segregation of low- $\delta^{18}\text{O}$ biotite and feldspars from a granitic magma results in an increase of the $\delta^{18}\text{O}$ of residual melts. If an initial magma (SiO₂ = 70 wt.%) had a $\delta^{18}\text{O}$ value of 11‰ (this value is derived from the correlation observed in Fig. 9), the assemblage 0.51 Kfs + 0.27 Pl [An₂₀] + 0.22 Bt would have had a $\delta^{18}\text{O}$ value of 10.2‰, considering a feldspar value of 10.7‰ (0.3‰ lower than the whole rock), isotopic equilibrium between biotite and feldspar at 700 °C, and using the fractionation factors of Zheng (1993). To increase the $\delta^{18}\text{O}$ value of an evolved liquid by 0.5‰, it is sufficient to remove ca. 20 wt.% of this assemblage from the low-SiO₂ samples from Lizio ($\delta^{18}\text{O}$ = 12‰), an amount that is close to the estimates based on major and trace element modelling.

6.2. Fluid–rock interaction

The Lizio and Questembert granites show evidence of interaction with fluids, corresponding to two distinct stages during the cooling of intrusions.

6.2.1. High-*T* hydrothermal alteration

Both the Lizio and the Questembert massifs have recorded localized hydrothermal activity through numerous pegmatite bodies and quartz veins located at their edges. In addition, most samples from the Questembert massif show evidence of pervasive interaction with magmatic fluids:

- (1) Crystallization of tourmaline, a volatile-rich mineral, is only observed in the matrix of sample QRT02, the SiO₂ richest rock.
- (2) The discrimination between primary and secondary muscovite grains in the Lizio samples (Lizio I and II) relies on textural observations, and is consistent with distinct chemical compositions (Fig. 3c). Muscovite grains from Questembert display more chemical heterogeneities (Fig. 3c), with samples QRT01, QRT08, some of QRT06 and grain cores from sample QRT07 plotting in the primary field, whereas grain rims from sample QRT07, muscovite developed in shear bands in sample QRT06 and grains from QRT02 plot in the secondary muscovite field. The fact that this secondary muscovite does not show any sign of disequilibrium in its $\delta^{18}\text{O}$ signature (Fig. 9) indicates that the chemical alteration probably occurred during interaction with fluids in isotopic equilibrium with magmas, as is the case for exsolved granitic fluids.
- (3) The Rb increase with SiO₂ is scattered (Fig. 5) but as shown in Fig. 13, the high-Rb Questembert samples are also enriched in Sn, W and Be, elements that concentrate in late stage aqueous

fluids derived from evolved magmas (e.g. Förster et al., 1999). Also the decrease of the K/Rb ratio to less than 150 (Table 1) is also characteristic of the pegmatite–hydrothermal evolution of Shaw (1968), and thus fingerprints the involvement of a fluid phase during the late-magmatic evolution.

- (4) Some ratios of twin elements like Nb/Ta and Zr/Hf are considered to display identical geochemical behaviour because they share a common ionic radius and charge, but can be perturbed by hydrothermal interactions. The Nb/Ta ratio decreases from 7 in low-SiO₂ samples from Lizio to 3 in high-SiO₂ samples from Questembert (Fig. 7). The Zr/Hf ratio also shows a decrease between the Lizio and Questembert samples, down to values lying outside the CHARAC range (Fig. 7), toward low values characteristics of highly evolved pegmatites (e.g. Zhu et al., 2006). Samples with such low Zr/Hf ratios also exhibit an initiation of intra-REE fractionation (Fig. 6), the so-called tetrad effect, characteristic of highly evolved magmatic rocks which have undergone fractional crystallization and significant hydrothermal interaction with released magmatic fluids (Bau, 1996; Irber, 1999; Jahn et al., 2001).

All the evidence of alteration may be related to a high temperature deuteric alteration, which implies a magmatic fluid evolved from rising and crystallizing granitic magma initially containing about 5–6 wt.% H₂O.

6.2.2. Low-*T* hydrothermal alteration

In some Questembert samples, while quartz and muscovite retain their primary magmatic signatures, the decrease of feldspar $\delta^{18}\text{O}$ values (Fig. 9) resulted from the involvement of low- $\delta^{18}\text{O}$ fluids during sub-solidus evolution. This is a classical example of an open system alteration (Gregory and Criss, 1986). This alteration might have occurred around 400 °C, below the closing temperatures of oxygen in both quartz and muscovite systems.

The most likely source for an input of low- $\delta^{18}\text{O}$ fluid in the system is oxidising meteoric waters. Indeed, their presence has already been identified along the SASZ (Boulvais et al., 2009). Interestingly, the two types of alteration, deuteric and sub-solidus, are recorded by the same samples, the most evolved rocks from the Questembert massif. This is actually not surprising because this massif was emplaced at a shallow depth, where downward fluid circulation in fractures can be rather efficient.

6.3. Role of deformation

At the scale of the outcrop, it has been recognized that intense deformation such as mylonitization within a shear zone localizes fluid flow (e.g. Dipple and Ferry, 1992), that can alter the magmatic geochemical signal. LRT14 sample from Lizio was collected in an intensively deformed area (Fig. 1b), and displays a mylonitic texture (Fig. 2e and f). Even if it shares some geochemical and isotopic characteristics with other Lizio samples, this sample is depleted in Na₂O and in Fe₂O₃ + MgO + TiO₂ (Fig. 5). This is likely to be the effect of mylonitization and associated fluid flow.

At the scale of the pluton, recent papers have emphasized the role of deformation in extracting liquids from their partially molten sources (e.g. Bons et al., 2004). Some authors have also proposed that deformation could promote differentiation of liquid via a filter-press-like mechanism that helps to segregate residual liquids from early formed crystals in magmatic mushes (Moyen et al., 2003; Bea et al., 2005). The greater amount of deformation on the southern branch of the SASZ along which the Questembert granite was emplaced might have had three consequences: (i) it could have facilitated the migration through the crust of the Questembert magma as indicated by the high level of emplacement of this granite; (ii) it could have helped crystal-liquid segregation via filter-pressing; and (iii) it could

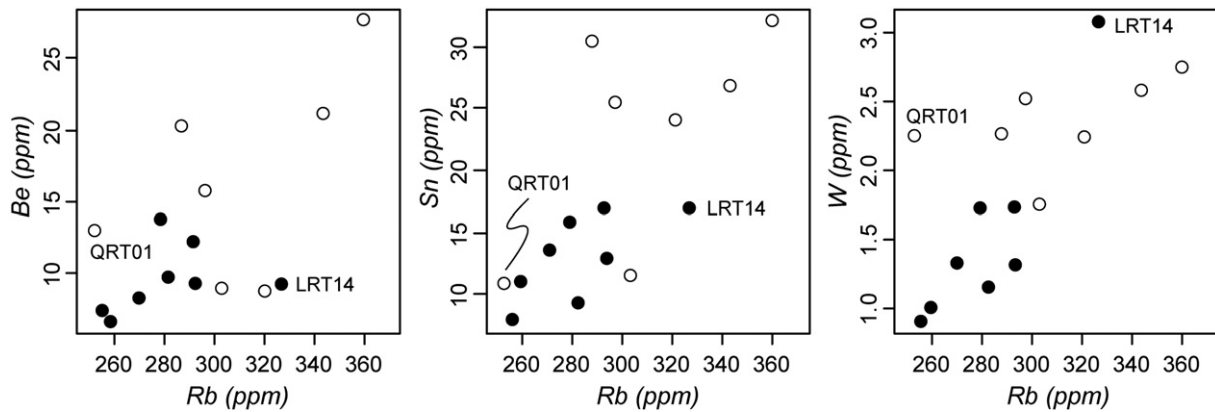


Fig. 13. Plots of Be, Sn and W vs. Rb content in the Lizio and Questembert samples.

explain its shallower emplacement depth because of the heat released during shearing. Indeed, shear heating could have raised the brittle-ductile transition zone, where magmas are likely to be emplaced, as argued by Leloup et al. (1999) using numerical modelling.

6.4. Model of evolution

The Lizio and Questembert granites can be considered as twin granites. Some samples collected within the Questembert massif (QRT01 and QRT08) geochemically overlap with those from the Lizio granite (e.g. LRT11). On the other hand, the Questembert granite is more evolved than the Lizio granite. Here, we argue that this difference is primarily caused by the distance of vertical migration in the continental crust that they covered.

The partial melting zone from which the granites escaped may well be the equivalent of the migmatitic unit exposed in the southern part of the area (Marchildon and Brown, 2003), in which maximum P–T conditions reached 7–9 kbar and 800–850 °C (Jones and Brown, 1990). During Carboniferous times, the age of magmatism, the Variscan orogen was likely mature and a state of post-orogenic thermal relaxation was probably achieved. Considering an elevated gradient of ~40 °C/km, partial melting may have occurred at a depth of ~20 km, which is consistent with previous estimates made by Strong and Hanmer (1981). Coalescence of melts triggered vertical migration through the crust probably by dyking (e.g. Scaillet et al., 1996; Clemens, 2003) until their final emplacement by lateral expansion (Román-Berdiel et al., 1997). Continuous deformation along the SASZ might have helped magma ascent by creating zones alternatively in dilatation and in compression in the anastomosing shear zone system,

thus expelling the magma to upper crustal levels (e.g. Hutton, 1988; D'Lemos et al., 1992).

Migmatites exposed in the South of the region are crosscut by numerous granitic vertical dykes (Marchildon and Brown, 2003) that could represent equivalents of the dykes which transferred the Lizio and Questembert melts from the partial melting zone. In the field, the bottom contact of the Lizio and Questembert granites is not visible, precluding direct observation of feeder dykes. In the High Himalaya, thanks to exceptional outcropping conditions, beautiful examples of such dykes feeding the High Himalayan Leucogranites have been reported (e.g. Scaillet et al., 1995; Visonà and Lombardo, 2002).

In Lizio and Questembert samples, the near minimum melt compositions (Fig. 4), the low iron and magnesium content (Fig. 5) and the continuous increase of $\delta^{18}\text{O}$ values in whole rocks, and in quartz and muscovite separates (Fig. 9) are in good agreement with the statement of Patiño Douce (1999) that peraluminous leucogranites represent almost pure anatectic melts. These melts, which ultimately formed the Questembert massif, travelled vertically for about 5–10 km more than the melts that formed the Lizio pluton. The slight differences in T_{Zr} and T_{REE} between the Lizio granite and the Questembert granite (Fig. 10) suggest that the Questembert-type melts experienced more crystallization during their ascent than those from Lizio. Consequently, Questembert-type melts probably left more solids behind in narrow dykes during their ascent than Lizio ones, by a mechanism somewhat similar to flow differentiation (e.g. Petford, 2003). This is tentatively schematised by the tail of white crystals left behind the intrusions in Fig. 14. As deduced from Fig. 11 and summarised in Table 4, the solid segregate, syenitic in nature, is made up of feldspars (alkali feldspar and plagioclase) and biotite; the

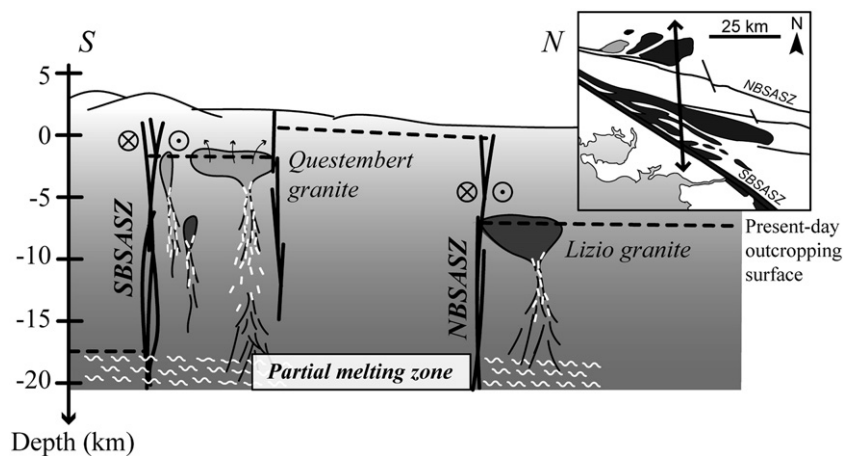


Fig. 14. Schematic cross-section of the studied area showing the evolution of the Questembert and Lizio magmas “en route” to the surface. The white tail represents crystals left behind by magmas during their ascent.

lower abundance of biotite in Questembert is thus the consequence of biotite fractionation during magma ascent. This fractionation is responsible for the Fe, Ti and Mg variations (Fig. 5) and the decrease in trace elements concentrated in the minerals hosted in biotite (Zr and LREE in zircon and monazite, respectively; Figs. 5 and 6). According to our estimates, 15–20% of solids were left behind by the Questembert-type magmas in the 5–10 km that separate the Lizio and Questembert emplacement depths in the crust.

A question that remains is whether the process described above is a general one or not. At this stage, there is no reason to think it is not. Specific examples should be targeted where several synchronous granite bodies, deriving from similar sources, would have been emplaced at distinct depths. An important assumption which has also to be made is that studied granites have to derive from partial melting area located nearly at the same depth. A focus study on feeder dykes, when present, might confirm the concept of differentiation “en route” to the surface. For example, in the Everest–Makalu area, Himalaya, the Rongbuk dyke contains up to 7% modal biotite and darker decimetric Bt–Pl rich layers (Visonà and Lombardo, 2002), which possibly represent solids segregated during magma ascent. Moreover, in Harker diagrams proposed by these authors, the chemical composition of this dyke ($\text{SiO}_2 = 68 \text{ wt.}\%$) extends the trends defined by leucogranites (71–75 wt.% SiO_2), and can thus be regarded as a possible segregate in the differentiation of the leucogranites suite. Emplacement of leucogranites in the shallow crust in relation with lithospheric scale shear zones (Figs. 1 and 14) demonstrates the potential role of deformation on magmatic evolution. Mineral segregation in magmas “en route” to the surface is likely enhanced by regional deformation, especially in the case of highly silicic mushes, more easily affected by stress, so that liquids may be expelled from the rigid framework once the Rigid Percolation Threshold (RPT; Vigneresse et al., 1996) has been reached. As soon as 20–30% of the minerals have crystallized, stress starts to facilitate the discontinuous squeezing of residual liquids toward the surface. Consequently, Lizio and Questembert granite may have crystallized from almost pure liquids that have experienced contrasting crystal–liquid segregation.

7. Conclusion

The Lizio and Questembert peraluminous granites share a common geological history. Both massifs were emplaced during the Hercynian orogen, along vertical strike-slip shear zones, the so-called South Armorican Shear Zone, and formed by partial melting of similar metasedimentary sources ($\varepsilon_{\text{Nd}(T)}$ between -3.3 and -5.8). However, they display distinct petrological, mineralogical and geochemical signatures. Most of these differences can be attributed to processes associated with the different distance covered by the Questembert and the Lizio magmas during their ascent to the surface. Questembert-type magmas are more evolved than those from Lizio, as demonstrated by their higher SiO_2 contents. Segregation of 15 to 20 wt.% of the mineralogical assemblage Kfs + Bt + Pl (+ Ap + Zrn + Mnz) can explain the geochemical variation observed between the low- SiO_2 Lizio samples and the high- SiO_2 Questembert ones.

Exsolution of magmatic fluids in the Questembert massif is attested to by the appearance of tourmaline, the muscovite chemistry, the concomitant Rb–Sn–W–Be increase in whole rocks, the fractionation of some elemental ratios (K/Rb, Zr/Hf and Nb/Ta) outside the CHARAC range and the fractionation of REE patterns. These hydrothermal overprints developed in rocks with high SiO_2 (74 wt.% in this study), highlighting once more that caution is necessary when using geochemical characteristics of peraluminous granites for a petrogenetic purpose. A second stage of post-solidus alteration by low- $\delta^{18}\text{O}$ fluids significantly shifted the $\delta^{18}\text{O}$ values of feldspar, while quartz and muscovite remained unaffected. Shallow emplacement of this granite is consistent with the involvement of an oxidising fluid derived from the surface.

Questembert magmas rose to a shallower level in the crust. During vertical motion, granitic melts underwent slight cooling, which triggered crystallization. We propose that Questembert melts have left behind more crystals than Lizio melts simply because they covered a longer distance “en route” to the surface.

Of course, this cannot be generalized to all magmatic suites as magmas do not display constant physical characteristics like density and viscosity, which control, on a first order, their ascent. Nevertheless, for granitic magmas generated in the deep crust through dehydration-melting, the distance covered by magmas may be a key factor controlling their chemical and mineralogical evolution.

Acknowledgments

We thank M. Bohn (IFREMER Brest), K. Suchorski (Rennes) and D. Vilbert (Rennes) for their help in electron microprobe, mass spectrometer analyses and radiogenic isotopes analyses, respectively. J. F. Moyen is thanked for fruitful electronic discussions and for comments on an earlier version of this manuscript. This paper benefited from discussions with J. J. Peucat, J. P. Brun and J. Van den Driessche. M. Poujol and K. Gallagher greatly improved the English. Comments were made by P. Barbey, A.E. Patiño Douce, and D. Kontak on a former version of the manuscript and by J.D. Clemens and I. Neill on the present version. This work was supported by the Centre National de la Recherche Scientifique – Institut National des Sciences de l'Univers [Failles, Fluides, Flux project to PB].

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data associated with this article can be found, in the online version, at doi:10.1016/j.lithos.2009.09.011.

References

- Antunes, I.M.H.R., Neiva, A.M.R., Silva, M.M.V.G., Corfu, F., 2008. Geochemistry of S-type granitic rocks from the reversely zoned Castelo Branco pluton (central Portugal). *Lithos* 103, 445–465.
- Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., Pitra, P., 2009. Palaeozoic history of the Armorican Massif: models for the tectonic evolution of the suture zones. *Comptes Rendus Geoscience* 341, 174–201.
- Barbey, P., 2009. Layering and schlieren in granitoids: a record of interactions between magma emplacement, crystallization and deformation in growing plutons. *Geologica Belgica* 12, 109–133.
- Bau, M., 1996. Controls of the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf and lanthanide tetrad effect. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123, 323–333.
- Bea, F., Fershtater, G.B., Montero, P., Smirnov, V.N., Molina, J.F., 2005. Deformation-driven differentiation of granitic magma: the Stepninsk pluton of the Uralides, Russia. *Lithos* 81, 209–233.
- Bernard-Griffiths, J., Peucat, J.J., Sheppard, S., Vidal, P., 1985. 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 Science Letters* 74, 235–250.
- Berthé, D., 1980. Le Cisaillement Sud Armoricaïn dans la région de St. Jean Brevelay (Morbihan) – Analyse de la déformation cisaillante. PhD Thesis, 142 p (in French).
- Berthé, D., Choukroune, P., Jégouzo, P., 1979. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites – example of the South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology* 1, 31–42.
- Bons, P.D., Arnold, J., Elburg, M.A., Kalda, J., Soesoo, A., van Millingen, B.P., 2004. Melt extraction and accumulation from partially molten rocks. *Lithos* 78, 25–42.
- Boulvais, P., Lemarchand, J., Gaboriau, M., Tartèse, R., Boiron, M.C., Bonnet, S., Jégouzo, P., 2009. Fluid infiltration along the South Armorican shear zone. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73, A146.
- Bowen, N.L., 1928. *The Evolution of the Igneous Rocks*. Dover Publications, New York. 332 pp.
- Brown, M., Pressley, R.A., 1999. Crustal melting in nature: prosecuting source processes. *Physics and Chemistry of the Earth* 24, 305–313.
- Chantraine, J., Autran, A., Cavelier, C., Alabouvette, B., Barféty, J.C., Cecca, F., Clozier, L., Debrand-Passard, S., Dubreuilh, J., Feybesse, J.L., Guennoc, P., Ledru, P., Rossi, P., Ternet, Y., 1996. Carte géologique de la France à 1/1 000 000, 6^{ème} édition. BRGM, Orléans, France.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., Wyborn, D., 1987. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *Journal of Petrology* 28, 1111–1138.
- Charoy, B., 1971. Différenciations pétrographiques et géochimiques dans les granites à deux micas du massif de Questembert (Morbihan). *Sciences de la Terre* XVI, 5–44 (in French).

- Charoy, B., 1986. The genesis of the Cornubian batholith (South-West England): the example of the Carnmenellis pluton. *Journal of Petrology* 27, 571–604.
- Chauris, L., 1986. Granites précurseurs et granites spécialisés en étain-tungstène dans le batholite Hercynien Locronan-La Villevard en Bretagne méridionale. 111^e Congrès National des Sociétés Savantes, Poitiers, 21–32 (in French).
- Clemens, J.D., 2003. S-type granitic magmas – petrogenetic issues, models and evidence. *Earth-Science Reviews* 61, 1–18.
- Clemens, J.D., Petford, N., 1999. Granitic melt viscosity and silicic magma dynamics in contrasting tectonic settings. *Journal of the Geological Society* 156, 1057–1060.
- Dabard, M.P., 1997. Les formations à cherts carbonés phanites de la chaîne Cadomienne: genèse et signification géodynamique. PhD Thesis, 248 p (in French).
- Dabard, M.P., Loi, A., Peucat, J.J., 1996. Zircon typology combined with Sm–Nd whole-rock isotope analysis to study Brioverian sediments from the Armorican Massif. *Sedimentary Geology* 101, 243–260.
- Darbyshire, D.P.F., Shepherd, T.J., 1994. Nd and Sr isotope constraints on the origin of the Cornubian batholith, SW England. *Journal of the Geological Society* 151, 795–802.
- Dipple, G.M., Ferry, J.M., 1992. Metasomatism and fluid flow in ductile fault zones. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 112, 149–164.
- D'Lemos, R.S., Brown, M., Strachan, R.A., 1992. Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. *Journal of the Geological Society of London* 149, 487–490.
- Downes, H., Shaw, A., Williamson, B.J., Thirlwall, M.F., 1997. Sr, Nd and Pb isotopic evidence of the lower continental crustal origin of Hercynian granodiorites and monzogranites, Massif Central, France. *Chemical Geology* 136, 99–122.
- Evensen, N.M., Hamilton, P.J., Onions, R.K., 1978. Rare-Earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42, 1199–1212.
- Förster, H.J., Tischendorf, G., Trumbull, R.B., Gottesmann, B., 1999. Late-collisional granites in the Variscan Erzgebirge, Germany. *Journal of Petrology* 40, 1613–1645.
- Gapais, D., 1989. Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indicators. *Geology* 17, 1144–1147.
- Green, N.L., 1994. Mechanism for middle to upper crustal contamination; evidence from continental-margin magmas. *Geology* 22, 231–234.
- Gregory, R.T., Criss, R.E., 1986. Isotopic exchange in open and closed systems. In: Valley, J.W., Taylor, H.P., O'Neill, J.R. (Eds.), *Stable isotopes in high temperature geological processes: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 16, pp. 91–127.
- Hanson, G.N., 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth and Planetary Science Letters* 38, 26–43.
- Hoskin, P.W.O., Kinny, P.D., Wyborn, D., Chappell, B.W., 2000. Identifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magmas: an integrated approach. *Journal of Petrology* 41, 1365–1396.
- Hutton, D.W.H., 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 79, 245–255.
- Icenhower, J., London, D., 1995. An experimental study of element partitioning among biotite, muscovite, and coexisting peraluminous silicic melt at 200 MPa H₂O. *American Mineralogist* 80, 1229–1251.
- Icenhower, J., London, D., 1996. Experimental partitioning of Rb, Cs, Sr, and Ba between alkali feldspar and peraluminous melt. *American Mineralogist* 81, 719–734.
- Irber, W., 1999. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 489–508.
- Jahn, B.M., Wu, F., Capdevila, R., Martineau, F., Zhao, Z., Wang, Y., 2001. Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: the Woduhe and Baerzhe granites from the Great Xing'an Mountains in NE China. *Lithos* 59, 171–198.
- Janousek, V., Rogers, G., Bowes, D.R., Vaňková, V., 1997. Cryptic trace-element variation as an indicator of reverse zoning in a granitic pluton: the Řičany granite, Czech Republic. *Journal of the Geological Society* 154, 807–815.
- Janousek, V., Farrow, C.M., Erban, V., 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit GCDKit. *Journal of Petrology* 47, 1255–1259.
- Jégouzo, P., 1980. The South Armorican shear zone. *Journal of Structural Geology* 2, 39–47.
- Johannes, W., Holtz, F., 1996. *Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks*. Springer, Berlin, 335 pp.
- Jones, K.A., Brown, M., 1990. High-temperature “clockwise” P–T paths and melting in the development of regional migmatites: an example from southern Brittany, France. *Journal of Metamorphic Geology* 8, 551–578.
- Kontak, D.J., Martin, R.F., 1997. Alkali feldspar in the peraluminous South Mountain Batholith, Nova Scotia; trace-element data. *The Canadian Mineralogist* 35, 959–977.
- Kontak, D.J., Martin, R.F., Richard, L., 1996. Patterns of phosphorus enrichment in alkali feldspar, South Mountain Batholith, Nova Scotia, Canada. *European Journal of Mineralogy* 8, 805–824.
- Le Corre, C., Auvray, B., Ballèvre, M., Robardet, M., 1991. Le Massif Armoricaïn. *Sciences Géologiques* 44, 31–103 (in French).
- 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.
- 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. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98, 129–138.
- Marchildon, N., Brown, M., 2003. Spatial distribution of melt-bearing structures in anatectic rocks from Southern Brittany, France: implications for melt transfer at grain-to orogen-scale. *Tectonophysics* 364, 215–235.
- McDonough, W.F., 1990. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 101, 1–18.
- Michael, P.J., 1984. Chemical differentiation of the Cordillera Paine granite southern Chile by in situ fractional crystallization. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 87, 179–195.
- Michard, A., Gurriet, P., Soudant, M., Albarède, F., 1985. Nd isotopes in French Phanerozoic shales – external vs. internal aspects of crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49, 601–610.
- Miller, C.F., Stoddard, E.F., Bradfish, L.J., Dollase, W.A., 1981. Composition of plutonic muscovite; genetic implications. *Canadian Mineralogist* 19, 25–34.
- Miller, C.F., Mittlefehldt, D.W., 1984. Extreme fractionation in felsic magma chambers: a product of liquid-state diffusion or fractional crystallization? *Earth and Planetary Science Letters* 68, 151–158.
- Miller, C.F., Meschter McDowell, S., Mapes, R.W., 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology* 31, 529–532.
- Montel, J.M., 1993. A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas. *Chemical Geology* 110, 127–146.
- Moyen, J.F., Nédélec, A., Martin, H., Jayananda, M., 2003. Syntectonic granite emplacement at different structural levels: the Closepet granite, South India. *Journal of Structural Geology* 25, 611–631.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M., Carron, J.P., 1985. Biotite chemical compositions and magmatic typology of the granitoids. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 301, 813–818.
- Patiño Douce, A.E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A., Fernandez, C., Vigneresse, J.L. (Eds.), *Understanding granites. Integrating New and Classical Techniques: Geological Society of London, Special Publication*, 158, pp. 55–75.
- Patiño Douce, A.E., Johnston, A.D., 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107, 202–218.
- Pattison, D.R.M., Tracy, R.J., 1991. Phase equilibria and thermobarometry of metapelites. In: Kerrich, D.M. (Ed.), *Contact Metamorphism: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 26, pp. 105–206.
- Pattison, D.R.M., Spear, F.S., Cheney, J.T., 1999. Polymetamorphic origin of muscovite + cordierite + staurolite + biotite assemblages: implications for the metapelitic petrogenetic grid and for P–T paths. *Journal of Metamorphic Geology* 17, 685–703.
- Petford, N., 2003. Rheology of granitic magmas during ascent and emplacement. *Annual Review of Earth and Planetary Science* 31, 399–427.
- Peucat, J.J., Jégouzo, P., Vidal, P., Bernard-Griffiths, J., 1988. Continental–crust formation seen through the Sr and Nd isotope systematics of S-type granites in the Hercynian belt of western France. *Earth and Planetary Science Letters* 88, 60–68.
- Pitra, P., Boulvais, P., Antonoff, V., Diot, H., 2008. Wagnerite in a cordierite-gedrite gneiss: witness of long-term fluid–rock interaction in the continental crust (Ile d'Yeu, Armorican Massif, France). *The American Mineralogist* 93, 315–326.
- Philpotts, A.R., Shi, J., Brustman, C., 1998. Role of plagioclase crystal chains in the differentiation of partly crystallized basaltic magma. *Nature* 395, 343–346.
- Plaine, J., Hallégouët, B., Quété, Y., 1984. Notice explicative de la feuille Questembert à 1/50 000. BRGM, Orléans, France (in French).
- Propach, G., 1976. Models of filter differentiation. *Lithos* 9, 203–209.
- Pupier, E., Barbey, P., Toplis, M.J., Bussy, F., 2008. Igneous layering, fractional crystallization and growth of granitic plutons: the Dolbel batholith in SW Niger. *Journal of Petrology* 49, 1043–1068.
- Puziewicz, J., Johannes, W., 1988. Phase equilibria and compositions of Fe–Mg–Al minerals and melts in water-saturated peraluminous granitic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 100, 156–168.
- Ren, M., Parker, D.F., White, J.C., 2003. Partitioning of Sr, Ba, Rb, Y, and LREE between plagioclase and peraluminous silicic magma. *American Mineralogist* 88, 1091–1103.
- Román-Berdiel, T., Gapais, D., Brun, J.P., 1997. Granite intrusion along strike-slip zones in experiment and nature. *American Journal of Science* 297, 651–678.
- Scaillet, B., Pêcher, A., Rochette, P., Champenois, M., 1995. The Gangotri granite Garhwal Himalaya: laccolithic emplacement in an extending collisional belt. *Journal of Geophysical Research* 100, 585–607.
- Scaillet, B., Holtz, F., Pichavant, M., Schmidt, M., 1996. Viscosity of Himalayan leucogranites: implications for mechanisms of granitic magma ascent. *Journal of Geophysical Research* 101, 27691–27699.
- Scaillet, B., Holtz, F., Pichavant, M., 1998. Phase equilibrium constraints on the viscosity of silicic magmas. 1. Volcanic–plutonic comparison. *Journal of Geophysical Research* 103, 27257–27266.
- Shaw, D.M., 1968. A review of K–Rb fractionation trends by covariance analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 32, 573–601.
- Siebel, W., Breiter, K., Wendt, I., Höndorf, A., Henjes-Kunst, F., René, M., 1999. Petrogenesis of contrasting granitoid plutons in western Bohemia Czech Republic. *Mineralogy and Petrology* 65, 207–235.
- Sisson, T.W., Bacon, C.R., 1999. Gas-driven filter pressing in magmas. *Geology* 27, 613–616.
- Slaby, E., Martin, H., 2008. Mafic and felsic magma interaction in granites: the Hercynian Karkonosze pluton Sudetes, Bohemian Massif. *Journal of Petrology* 49, 353–391.
- Solgadi, F., Moyen, J.F., Vanderhaeghe, O., Sawyer, E.W., Reisberg, L., 2007. The role of crustal anatexis and mantle-derived magmas in the genesis of synorogenic Hercynian granites of the Livradois area, French Massif Central. *The Canadian Mineralogist* 45, 581–606.
- Stevens, G., Villaros, A., Moyen, J.F., 2007. Selective peritectic garnet entrainment as the origin of geochemical diversity in S-type granites. *Geology* 35, 9–12.
- Strong, D.F., Hanmer, S.K., 1981. The leucogranites of Southern Brittany; origin by faulting, frictional heating, fluid flux and fractional melting. *Canadian Mineralogist* 19, 163–176.
- Taylor, H.P., 1978. Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 38, 177–210.

- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics* 33, 241–265.
- Vielzeuf, D., Holloway, J.R., 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98, 257–276.
- Vigneresse, J.L., Barbey, P., Cuney, M., 1996. Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. *Journal of Petrology* 37, 1579–1600.
- Villaras, A., Stevens, G., Moyen, J.F., Buick, I.S., 2009. The trace element compositions of S-type granites: evidence for disequilibrium melting and accessory phase entrainment in the source. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 158, 543–561.
- Visonà, D., Lombardo, B., 2002. Two-mica and tourmaline leucogranites from the Everest-Makalu region (Nepal-Tibet). Himalayan leucogranite genesis by isobaric heating? *Lithos* 62, 125–150.
- Wark, D.A., Miller, C.F., 1993. Accessory mineral behaviour during differentiation of a granite suite: monazite, xenotime and zircon in the Sweetwater Wash pluton, southeastern California, U.S.A. *Chemical Geology* 110, 49–67.
- 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 Letters* 64, 295–304.
- Zheng, Y.F., 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57, 1079–1091.
- Zhu, Y.F., Zeng, Y., Gu, L., 2006. Geochemistry of the rare metal-bearing pegmatite No. 3 vein and related granites in the Keketuohai region, Altay Mountains, northwest China. *Journal of Asian Earth Sciences* 27, 61–77.

Appendix: Supplementary data**Supplementary Table 2.1: Average chemical compositions of feldspar.**

	K-FELDSPAR					PLAGIOCLASE					
	LIZIO (n=6)	sd	QRT01 (n=1)	QRT08 - 06 & 02 (n=8)	sd	LIZIO (n=15)	sd	QRT01 (n=4)	sd	QRT08 - 06 - 07 & 02 (n=25)	sd
SiO ₂	64.10	0.28	64.48	63.91	0.81	66.19	1.15	67.78	0.78	68.25	0.65
Al ₂ O ₃	18.82	0.13	19.17	18.42	0.28	21.45	0.52	20.85	0.29	20.23	0.40
CaO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	1.80	0.76	0.94	0.41	0.49	0.29
Na ₂ O	0.91	0.30	1.10	0.32	0.04	10.65	0.36	11.31	0.25	11.49	0.19
K ₂ O	16.00	0.40	15.98	17.00	0.17	0.16	0.06	0.07	0.04	0.11	0.04
P ₂ O ₅	0.22	0.02	0.16	0.01	0.03	0.17	0.25	0.02	0.02	0.04	0.09
SUM	100.06		100.89	99.66		100.42		100.97		100.62	
Structural formula based on 8 oxygen atoms											
Si	2.96	0.00	2.96	2.98	0.01	2.89	0.04	2.89	0.03	2.97	0.02
Al	1.03	0.00	1.04	1.01	0.01	1.11	0.03	1.11	0.03	1.04	0.02
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.04	0.08	0.04	0.02	0.01
Na	0.08	0.03	0.10	0.03	0.00	0.90	0.03	0.90	0.03	0.97	0.02
K	0.94	0.02	0.94	1.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
P	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
SUM	5.02		5.03	5.03		5.00		5.00		5.00	
End-member feldspar, mole %											
Ab	8.0	2.6	9.5	2.8	0.3	90.7	3.6	95.2	2.0	97.1	1.4
Or	92.0	2.6	90.6	97.2	0.3	0.9	0.3	0.4	0.2	0.6	0.2
An	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	8.4	3.5	4.4	1.9	2.3	1.3

Oxide contents in wt.% and cationic contents in atoms per formula unit (apfu)

sd = Standard deviation (1σ)

Supplementary Table 2.2: Average chemical compositions of biotite.

BIOTITE						
	LIZIO (n=27) ^ε		QRT08 & 01 (n=9)		QRT07 & 06 (n=9)	
	sd		sd		sd	
SiO ₂	35.40	0.64	35.35	0.62	36.27	0.71
TiO ₂	2.78	0.32	2.68	0.24	1.67	0.16
Al ₂ O ₃	18.94	0.61	19.02	0.50	21.93	1.18
FeO	21.97	0.63	23.54	0.51	21.32	0.79
MnO	0.34	0.08	0.43	0.12	0.93	0.17
MgO	6.23	0.42	5.34	0.33	2.87	0.53
Na ₂ O	0.09	0.06	0.10	0.06	0.07	0.03
K ₂ O	9.62	0.20	9.88	0.16	8.90	0.47
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.04
SUM	95.39		96.32		93.96	
Structural formula based on 22 oxygen atoms						
Si	5.46	0.07	5.45	0.09	5.60	0.03
Ti	0.32	0.04	0.31	0.03	0.19	0.02
Al	3.44	0.10	3.46	0.08	3.99	0.16
Fe	2.83	0.10	3.03	0.07	2.75	0.13
Mn	0.04	0.01	0.06	0.02	0.12	0.02
Mg	1.43	0.10	1.23	0.07	0.66	0.13
Na	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01
K	1.89	0.04	1.94	0.03	1.75	0.11
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
SUM	15.46		15.50		15.10	

Oxide contents in wt.% and cationic contents in apfu. sd = Standard deviation (1σ)

^ε Analysis from samples LRT10, LRT11, LRT12 and LRT15 are grouped in this column.

Supplementary Table 2.3: Average chemical compositions of muscovite.

MUSCOVITE																
	LIZIO I (n=74)		LIZIO II (n=10)		QRT01 & 08 (n=26)		QRT07 Core (n=15)		QRT07 Rim (n=13)		QRT06 Pheno (n=11)		QRT06 Shear band (n=11)		QRT02 (n=15)	
	sd		sd		sd		sd		sd		sd		sd		sd	
SiO ₂	46.03	0.49	46.85	0.38	46.12	0.52	46.46	0.42	46.19	0.21	44.78	0.31	45.07	0.30	46.17	0.62
TiO ₂	0.91	0.25	0.57	0.28	0.80	0.25	0.65	0.32	0.35	0.14	0.46	0.20	0.25	0.13	0.26	0.13
Al ₂ O ₃	35.00	0.60	33.67	1.03	35.23	0.55	34.48	0.49	34.19	0.67	34.46	0.39	33.93	0.75	34.17	1.03
FeO	1.30	0.16	1.87	0.59	1.47	0.29	2.23	0.58	2.49	0.56	1.87	0.18	2.33	0.36	2.84	1.24
MnO	0.00	0.03	0.04	0.02	0.00	0.05	0.10	0.04	0.12	0.05	0.01	0.04	0.05	0.06	0.13	0.06
MgO	0.82	0.09	1.18	0.30	0.79	0.12	0.78	0.11	0.82	0.13	0.79	0.07	0.88	0.13	0.82	0.11
Na ₂ O	0.58	0.14	0.31	0.08	0.64	0.15	0.46	0.13	0.38	0.13	0.42	0.05	0.32	0.07	0.35	0.06
K ₂ O	10.96	0.31	10.96	0.57	11.02	0.26	11.04	0.29	11.24	0.21	11.23	0.11	11.29	0.15	11.15	0.35
SUM	95.61		95.45		96.07		96.20		95.78		94.01		94.11		95.89	
Structural formula based on 22 oxygen atoms																
Si	6.13	0.05	6.25	0.06	6.12	0.04	6.18	0.03	6.19	0.03	6.10	0.03	6.15	0.03	6.18	0.04
Ti	0.09	0.03	0.06	0.03	0.08	0.03	0.06	0.03	0.04	0.01	0.05	0.02	0.03	0.01	0.03	0.01
Al	5.49	0.08	5.30	0.14	5.51	0.06	5.40	0.07	5.40	0.08	5.53	0.05	5.45	0.08	5.39	0.11
Fe	0.14	0.02	0.21	0.07	0.16	0.03	0.25	0.07	0.28	0.06	0.21	0.02	0.27	0.04	0.32	0.15
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.16	0.02	0.24	0.06	0.16	0.03	0.15	0.02	0.16	0.03	0.16	0.01	0.18	0.03	0.16	0.02
Na	0.15	0.04	0.08	0.02	0.17	0.04	0.12	0.03	0.10	0.03	0.11	0.01	0.08	0.02	0.09	0.02
K	1.86	0.05	1.87	0.09	1.87	0.05	1.87	0.06	1.92	0.04	1.95	0.02	1.96	0.03	1.90	0.05
SUM	14.03		14.01		14.06		14.05		14.09		14.12		14.13		14.09	

Oxide contents in wt.% and cationic contents in apfu
sd = Standard deviation (1σ)

Version française abrégée

Les granites présentent des hétérogénéités pétrologiques et géochimiques qui sont soit héritées de processus primaires comme la fusion partielle, soit acquises durant des processus secondaires comme la cristallisation fractionnée. Nous avons étudié les granites peralumineux de Lizio et Questembert, mis en place le long du Cisaillement Sud Armoricaïn, dans le Massif Armoricaïn.

Ces deux granites ont des valeurs d' $\epsilon_{Nd(T)}$ semblables, entre -4 et -6, impliquant une source similaire. Ils diffèrent cependant par leur profondeur de mise en place, le granite de Questembert s'étant mis en place plusieurs kilomètres plus haut dans la croûte que le granite de Lizio, comme le suggère les minéraux développés durant le métamorphisme de contact et le niveau de mise en place de ces deux granites dans la pile sédimentaire.

Le granite de Questembert est globalement plus différencié que le granite de Lizio, comme l'indique sa teneur en SiO_2 plus élevée (72.8-74.2 pds.% vs. 71.7-73.3 pds.%) et une diminution de la quantité de biotite. La modélisation géochimique montre que les magmas à l'origine de la cristallisation du granite de Questembert peuvent dériver de magmas géochimiquement semblables à ceux à l'origine du granite de Lizio si 15-20 pds.% d'un assemblage feldspath alcalin + plagioclase + biotite est fractionné du magma. Le fractionnement des minéraux accessoires comme le zircon et la monazite, généralement contenus dans la biotite, est également indiqué par la diminution des teneurs en Zr et en Th + LREE (terres rares légères), respectivement. La composition isotopique de l'oxygène des roches et des minéraux est contrôlée par cette évolution magmatique, le $\delta^{18}O$ du quartz et de la muscovite augmentant régulièrement avec la teneur en SiO_2 .

Le granite de Questembert présente des évidences de deux stades d'interactions fluide-roche. Un stade de haute température, correspondant à l'exsolution des eaux magmatiques, est enregistré dans les échantillons les plus différenciés par la cristallisation de tourmaline, l'altération de la chimie des muscovites, l'augmentation des teneurs en éléments très incompatibles comme Be, Sn, Rb et W, le fractionnement des rapports d'éléments « jumeaux » K/Rb, Zr/Hf et Nb/Ta et des spectres de terres rares. Un deuxième stade d'altération post-solidus est démontré par le déséquilibre isotopique entre le quartz et le feldspath, qui requiert l'infiltration de fluides à bas $\delta^{18}O$, probablement depuis la surface.

Nous proposons un modèle pétrogénétique, expliquant les évolutions pétrologiques, minéralogiques et géochimiques distinctes des granites de Lizio et Questembert, lié à un fractionnement minéralogique durant l'ascension des magmas dans la croûte. Le granite de

Questembert est plus différencié que le granite de Lizio car le magma duquel il résulte a migré sur une plus grande distance entre la source et le niveau auquel il s'est mis en place, permettant un plus grand fractionnement de cristaux du liquide granitique.

Chapitre 3

L'infiltration d'eau météorique dans le Cisaillement Sud
Armoricaïn

Giant quartz vein formation and high-elevation meteoric fluid infiltration into the South Armorican Shear Zone: geological, fluid inclusion and stable isotope evidence

Jérémy Lemarchand¹, Philippe Boulvais¹, Martin Gaboriau¹, Marie-Christine Boiron², Romain Tartèse¹, Morgane Cokkinos¹, Stéphane Bonnet¹, Pierre Jégouzo¹

¹Géosciences, UMR 6118, CNRS - University of Rennes 1, Campus de Beaulieu, 35042
Rennes Cedex, France

²G2R, University of Lorraine, CNRS, Boulevard des Aiguillettes, BP 70236, 54506
Vandoeuvre-lès-Nancy, France.

Sous presse au Journal of the Geological Society, London
doi : 10.1144/0016-76492010-186

Giant quartz vein formation and high-elevation meteoric fluid infiltration into the South Armorican Shear Zone: geological, fluid inclusion and stable isotope evidence

JÉRÉMIE LEMARCHAND¹, PHILIPPE BOULVAIS^{1*}, MARTIN GABORIAU¹, MARIE-CHRISTINE BOIRON², ROMAIN TARTÈSE¹, MORGANE COKKINOS¹, STÉPHANE BONNET¹ & PIERRE JÉGOUZO¹

¹*Géosciences, UMR 6118, CNRS—University of Rennes 1, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cedex, France*

²*G2R, University of Lorraine, CNRS, Boulevard des Aiguillettes, BP 70236, 54506 Vandoeuvre-lès-Nancy, France*

**Corresponding author (e-mail: philippe.boulvais@univ-rennes1.fr)*

Abstract: Giant quartz veins associated with the South Armorican Shear Zone record important fluid circulation during the Hercynian period. Regional-scale mapping of veins allows two groups of veins to be identified, on the basis of their geometric relationship with the South Armorican Shear Zone. Veins in the first group are parallel to the shear zone, whereas those in the second group developed in a direction oblique to it. The former probably record infiltration of fluids along permeable pathways in highly deformed zones; the latter may represent crustal-scale tension gashes in the regional context. Most quartz veins have $\delta^{18}\text{O}$ values between 10 and 16‰ indicating a mid-crustal origin for the fluids. Microthermometry on fluid inclusions from euhedral quartz indicates that late fluids were mostly aqueous with very low salinity (0–1.7 wt% eq.) and with homogenization temperatures ranging between 150 and 270 °C. Together with very low $\delta^{18}\text{O}$ values of some euhedral quartz, down to –2‰, these features argue for a surface origin. Corresponding $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ values estimated near –11‰ are probably related to the high palaeo-elevation of meteoric precipitation. Scarce, but significant, H_2O – CO_2 fluid inclusions in euhedral quartz indicate a metamorphic contribution. These were probably sourced from the exhumed metamorphic basement in the southern part of the region.

Quartz veins are ubiquitous in metamorphic terranes and result from the upward movement of fluids liberated through dehydration reactions. The decrease of silica solubility that triggers quartz precipitation is related to this fluid upward movement. In some cases, creation of empty space in the local stress field induces migration of fluids toward this transient low-pressure zone, which triggers quartz precipitation. Within this environment, between the influx of external fluids and the local migration of porosity fluids, giant (kilometre-sized) quartz veins represent an end-member. They imply extremely large quantities of fluids, record crustal-scale fluid circulation and generally occur in brittle–ductile structures of regional extent (Kerrick & Feng 1992; Bons 2001). However, few studies have focused on these geological features (Hippertt & Massucato 1998; Jia & Kerrich 2000; Pati *et al.* 2007). Thus, knowledge concerning formation mechanisms and their relationship with deformation and fluid sources has still to be improved.

Fluids circulate in zones of intense deformation. These are faults in the upper, brittle, crust and shear zones in the lower, ductile, crust. Direct investigation of active fault systems is limited to exposed levels whereas deep levels are investigated by indirect geophysical means. To study mid- to lower crustal levels, it is necessary to look at ancient fault zones (San Andreas Fault, Schulz & Evans 1998) or old, inactive, shear zones. Among these, the fluid regime in the South Armorican Shear Zone, in the Hercynian belt of Western Europe, represents a key example. The structural characteristics of this lithospheric-scale shear zone have already been described (Gapais & Le Corre 1980; Jégouzo 1980), including the definition of S/C structures in syntectonic granites (Berthé *et al.* 1979), regional deformation restoration

(Gumiaux *et al.* 2004) and mylonite characterization (Tartèse *et al.* 2011). Furthermore, the petrological evolution of syntectonic granites is now well established (Tartèse & Boulvais 2010).

In this paper, we first present geometric characteristics of giant quartz veins developed close to the South Armorican Shear Zone. Then the origin of fluids is discussed using fluid inclusions and oxygen isotopic systematics. Through this we document the influx of surface-derived fluids with a minor contribution of metamorphic fluids in the southern part of the region.

Geological context

During the Hercynian orogeny, the Armorican Massif underwent deformation related to the major continental collision between Gondwana and Laurussia (Ballèvre *et al.* 2009). This resulted in the development of two large dextral shear zones: the North Armorican Shear Zone and the South Armorican Shear Zone. Synkinematic emplacement of granites within the shear zones is attested by the elongated and sigmoid shape of the plutons (Fig. 1), strain gradients at the pluton scale and the development of S/C structures during cooling of the intrusive rocks (Berthé *et al.* 1979; Gapais 1989). Within the Armorican Massif, the South Armorican Shear Zone separates two domains with contrasting metamorphic and structural histories. To the north, the Central Armorican domain is made up of the late Proterozoic (Brioverian) sedimentary succession and its Palaeozoic cover, intruded by Hercynian granites (Carron *et al.* 1994; Tartèse & Boulvais 2010). Strain intensity and metamorphic recrystallization increase southward in the central domain, reaching a maximum at the South Armorican Shear Zone. To the south lies the South

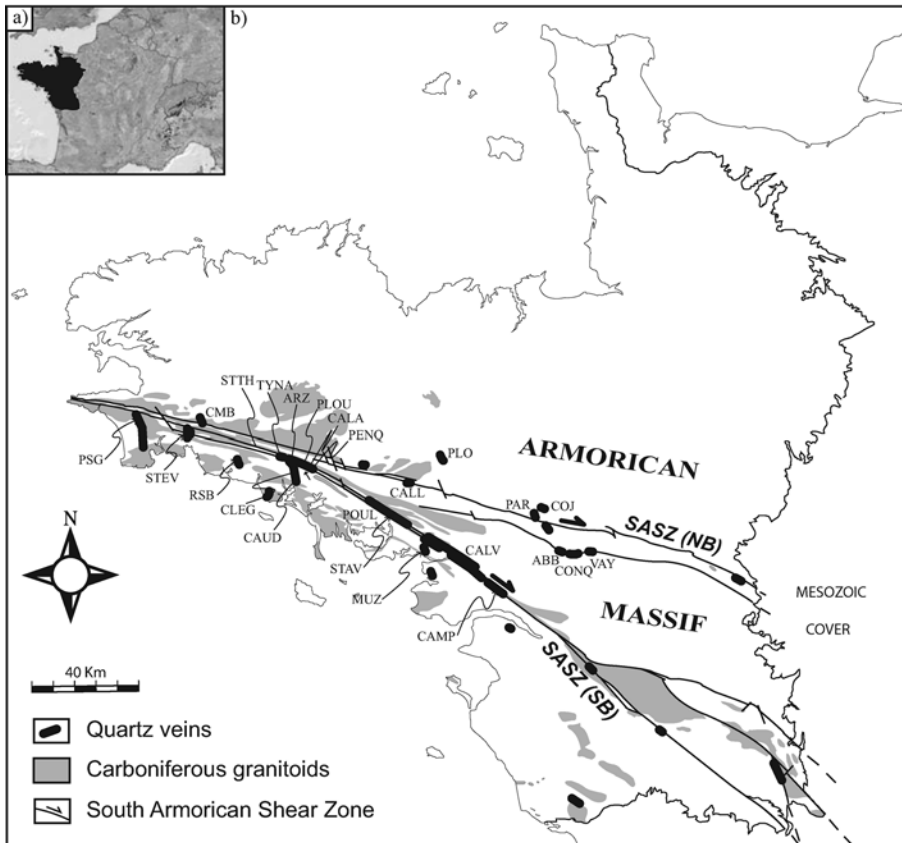


Fig. 1. (a) Map of Western Europe showing the location of the study area. (b) Simplified geological map of Armorican Massif, western France. The northern and southern branches of the South Armoricain Shear Zone (SASZ) are represented (NB and SB), together with Carboniferous granites and quartz veins. The studied quartz veins are labelled (PSG, Plogastel-Saint Germain; STEV, Saint Evarzec; CMB, Coroaz Menez Briz; RSB, Riec-sur-Belon; STTH, St-Thurien; TYNA, Pont-Ty-Nadan; ARZ, Arzano; PLOU, Plouay; CALA, Calan; PENQ, Penquesten; CAUD, Caudan; CLEG, Cléguérec; POUL, Poulmarc'h; CALL, Callac; PLO, Ploërmel; STAV, Saint Avé; MUZ, Muzillac; CALV, Le Calvaire; CAMP, Campbon; PAR, Parsac; COJ, Cojou; ABB, Abbaretz; CONQ, Conquereuil; VAY, Vay).

Brittany metamorphic complex, mainly composed of granites and medium- to high-grade micaschists and migmatitic gneisses (Brown & Dallmeyer 1996). These rocks were exhumed during extension associated with chain collapse (Gapais *et al.* 1993).

The South Armoricain Shear Zone has two branches (Fig. 1). The northern branch is sublinear and extends for about 300 km. It displays a subvertical mylonitic foliation bearing a stretching lineation that dips at *c.* 10° eastward. In its eastern part, a zone of faulted and unconformable contacts can be observed in the Palaeozoic succession. A 40 km minimal dextral offset along this branch has been proposed (Jégouzo & Rossello 1988). In the southern branch network, a northward-dipping zone corresponding to an early shearing component occurs locally. It is enclosed between vertical shear zones. Cataclasis overprints the mylonitic foliation and is itself overprinted by deformation that produced brecciated rocks. A 150–200 km lateral displacement has been proposed for this branch (Jégouzo & Rossello 1988).

The whole set of structures is affected by late, regionally distributed, N150° vertical faults with dextral component. The faults developed rather late during the Hercynian orogeny (Choukroune *et al.* 1983; Gumiaux *et al.* 2004) and the westernmost ones have been reactivated and intruded by dolerite during the early stages of the opening of the Atlantic Ocean (close to 200 Ma). In the east of the South Armoricain Shear Zone northern branch, hydrothermal circulation in these faults led to base metal mineralization (Gloaguen *et al.* 2007). Chlorite and arsenopyrite thermometry indicates a mineralization temperature near 350 °C (Gloaguen *et al.* 2007), which is somewhat higher than the 250–300 °C estimates for the regional metamorphic conditions in the area (Le Corre 1975: illite crystallinity; Donnot *et al.* 1973: vitrinite reflectance). Toward the west, higher

thermal conditions were attained, as recorded by staurolite-bearing rocks typical of amphibolite facies (*c.* 550 °C; see also Hanmer *et al.* 1982). Thus, from east to west, there is an increase in metamorphic conditions along the South Armoricain Shear Zone northern branch coupled with an increase of outcropping granites (Fig. 1), which demonstrates that the current surface exposes different depths of the continental mid-crust.

Quartz veins

About 300 quartz veins have been identified using both the geological maps of the French Geological Survey (BRGM) and our own fieldwork. The most representative veins are shown in Figures 1 and 2. From the BRGM maps, it is estimated that the veins have a surface outcrop area of about 16.9 km² (Fig. 3). About 95% of veins have an exposure surface of less than 0.2 km² and the three largest ones account for about 25% of the total. The largest one (Plogastel-St-Germain) is 15 km long and located at the western end of the region (PSG, Fig. 1), and has an outcrop area of about 2.8 km².

Two groups of veins can be identified on the basis of their geometrical relationship with the South Armoricain Shear Zone: veins parallel and veins oblique to the shear zone. On geological maps, the former are located within and parallel to mylonitic bands, which mark the maximum of strain intensity and define the South Armoricain Shear Zone; the latter are oblique to these bands.

Veins parallel to the South Armoricain Shear Zone are vertical, follow the foliation and define a N110–130° direction (Fig. 3). In terms of their size, they have lengths between 100 m and 20 km (mean = 1350 m) and, as measured from the BRGM maps, have

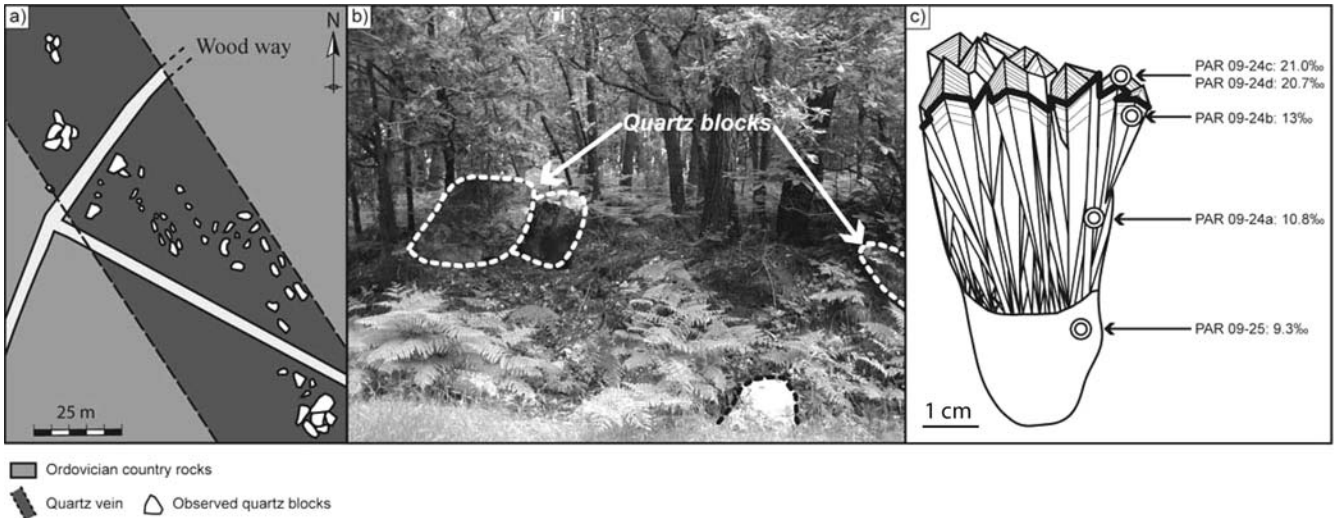


Fig. 2. Parsac site. (a) Schematic geological map showing the general direction of the quartz vein. (b) Outcrop photograph with large erratic blocks. (c) Drawing of euhedral quartz crystals that grew on a massive quartz vein. $\delta^{18}\text{O}$ values are given for subsamples.

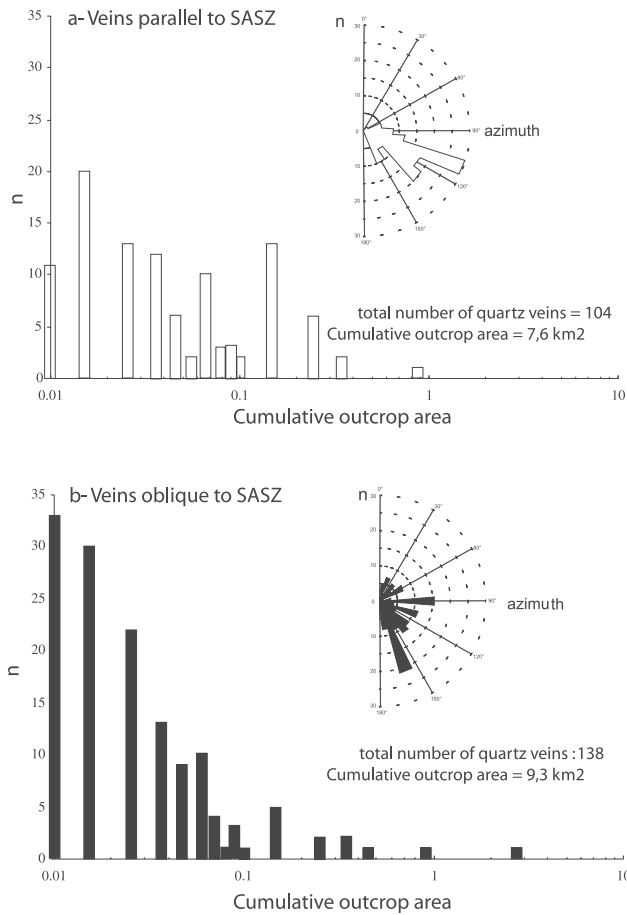


Fig. 3. Histogram displaying the geometrical characteristics of quartz veins parallel (a) and oblique (b) to the South Armorican Shear Zone. (Note the logarithmic scale for the x-axis.)

a mean width of 52 m. However, field observations suggest that the widths reported on maps are overestimated by at least a factor of two. In the Poulmarc'h site (POUL, Fig. 1), a strain gradient can be identified over a distance of about 60 m from a

nearly undeformed peraluminous granite to a zone of intense mylonitization. A quartz vein about 20 m wide is localized in the mylonitic zone, showing that fluids have been focused on this highly permeable level.

Veins commonly show evidence of deformation with fracturing (near the edges), shearing with sometimes indications of dextral kinematics, microfracturing of quartz crystals and quartz recrystallization. From these observations, we infer that fluid circulation occurred at a time where ductile shearing was still active and at least part of the fluid flow was above 300 °C, the limit between brittle and ductile deformation. Some veins show late-stage fracturing possibly associated with post-Hercynian deformation. Here, millimetre-scale quartz crystals grew on fracture planes.

The dominant direction of veins oblique to the South Armorican Shear Zone is *c.* N160 (Figs 1–3). Most of these veins are located south of the South Armorican Shear Zone southern branch and crosscut HT metamorphic rocks (Fig. 1). The veins have lengths between 100 m and 15 km (mean = 820 m) and have a mean width of 52 m. They have a surface outcrop of 9.3 km² (Fig. 3b). The veins cut the regional foliation and do not show evidence of internal deformation.

Studied materials and techniques

Sampling of quartz veins was performed on a regional scale (Fig. 1) and was carried out mostly on cliff faces in quarries. The Sn-mineralized veins associated with syntectonic peraluminous leucogranites were not sampled and are not considered in this study. Quartz samples were carefully selected to be representative of the main vein body, avoiding deformed or recrystallized parts. At the Parsac locality (PAR; Figs 1 and 2), the outcrop conditions allow the global orientation of the vein to be determined through detailed mapping (Fig. 2a). Here, in quartz blocks large euhedral crystals were sampled together with the massive vein on which they grew (Fig. 2c). Interestingly, the latest stage of crystal growth is separated from the central part of euhedral quartz by a thin layer enriched in iron oxyhydroxides (dark band in Fig. 2c). Among the samples selected for fluid inclusion (FI) characterization (Table 1 and Fig. 4), two samples come from the veins parallel to the South Armorican Shear Zone and the other five from the veins oblique to the South Armorican

Table 1. Fluid inclusion characteristics of quartz from the South Armorican Shear Zone

Aqueous inclusions				Aqueous-carbonic inclusions			
Parallel to South Armorican Shear Zone		Oblique to South Armorican Shear Zone		Parallel to South Armorican Shear Zone		Oblique to South Armorican Shear Zone	
Sample	T_{mice}	T_h	Sample	T_{mice}	T_h	Sample	T_{mice}
CAMP 06-11	0	208/230	RSB 06-80b	0/-0.6	186/231	MUZ 06-108	-56.6/-58.2
Range	0	220	Range	-0.3	210	Range	8.1/10.2
Mode	7	6	Mode	15	8	Mode	8.5
n			n			n	11
STAV 06-49b	0/-0.2	217/235	PSG 06-87b	0/-0.2	178/192	MUZ 06-102	7.9/9.2
Range	0	225	Range	0	185	Range	9
Mode	6	5	Mode	7	6	Mode	3
n			n			n	4
			MUZ 06-24	0/-1.6	150/>320		
			Range	-0.3	180/275		
			Mode	39	37		
			n				
			MUZ 06-102	0/-1.8	150/>320		
			Range	-0.2	210/255		
			Mode	35	31		
			n				
			MUZ 06-103	0/-3.1	160/260		
			Range	-0.4	210/270		
			Mode	36	36		
			n				
			MUZ 06-108	0/-3.6	150/250		
			Range	-0.4	180/235		
			Mode	38	36		
			n				

Raman spectroscopy, bulk composition and corresponding microthermometric data of aqueous carbonic inclusions										
Fluid inclusion number	Microthermometry					Bulk composition (mol%)				
	T_{mCO_2}	T_{mel}	$T_{hCO_2(L)}$	T_h	$T_{hCO_2(L)}$	CO ₂	CH ₄	N ₂	H ₂ O	NaCl
MUZ 06-108A	-57.7	8.5	24.9	201.6	94.5	18.4	0.2	0.2	78.6	2.4
MUZ 06-108B	-57.6	8.7	25.7	234.9	98	67.7	1.1	0.4	25.3	5.5
MUZ 06-108D	-57	8.8	25.5	248	96	53.4	1	1	43.5	1
MUZ 06-108F	-57.8	8.6	24.5	299.1	90	31.4	0.8	0.8	61.3	5.7

Microthermometric data are given for aqueous fluid inclusions and aqueous-carbonic fluid inclusions, and chemical composition of aqueous fluid inclusions with corresponding microthermometric data and composition of the volatile phase measured by Raman spectroscopy. T_{mice} , melting temperature of ice; T_h , homogenization temperature; T_{mCO_2} , melting temperature of clathrate; T_{mCO_2} , homogenization temperature of CO₂; L, liquid; n , number of measurements. Temperatures are given in °C.

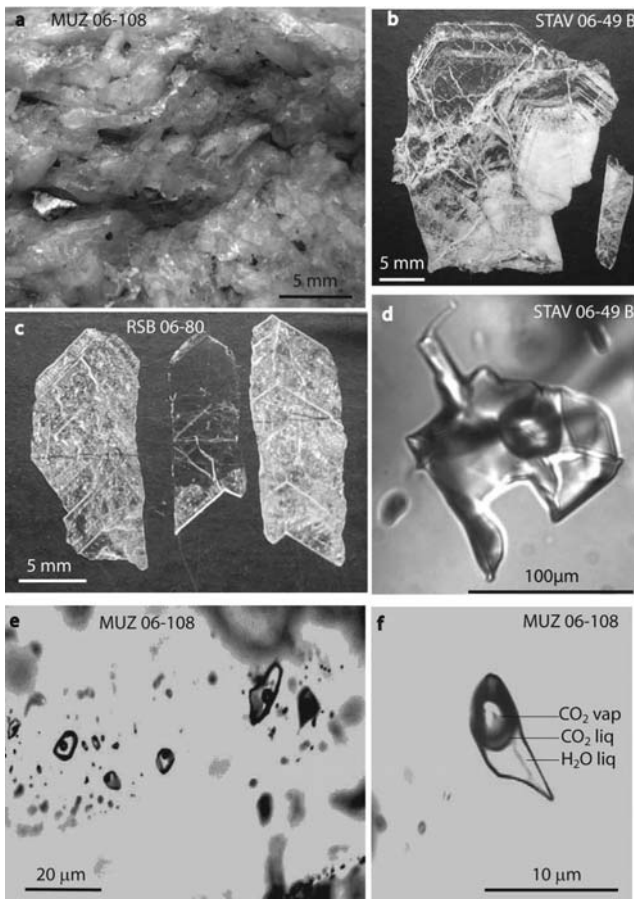


Fig. 4. (a) Macroscopic aspect of sample MUZ 06-108. Examples of quartz wafers (b, c) used for fluid inclusion characterization. Growth planes marked by fluid inclusion trails are visible. Examples of two-phase aqueous primary fluid inclusions (d, e) and three-phase aqueous-carbonic fluid inclusion (f).

Shear Zone. They are mostly euhedral quartz, which crystallized late in the hydrothermal history. Large primary FIs (Fig. 4b and c) mark the growth bands. Microthermometric measurements were performed on wafers using a Chaixmecha heating-freezing stage (Poty *et al.* 1976). The stage was calibrated with melting-point solid standards at $T > 25$ °C and with natural and synthetic inclusions at $T < 0$ °C. The rate of heating was monitored to obtain an accuracy of ± 0.2 °C during freezing and ± 1 °C when heating over the 25–400 °C range. Salinity estimates for dilute aqueous inclusions were derived from final ice melting temperatures based on the system NaCl–H₂O (Bodnar 1993). The presence of volatile components in the FIs was investigated using a Dilor-Labram RAMAN spectrometer at the UMR G2R–CNRS–CREGU laboratory (Nancy).

For the oxygen isotope analyses, where possible, the euhedral quartz from geodes was sawn into two parts, which correspond to the main crystal body and the crystal termination (respectively noted A and B in Table 2). To provide information on the main vein, material on which euhedral quartz is rooted was also sampled (noted S in Table 2). Quartz purity was checked under a binocular microscope before the samples were finely crushed with a boron carbide mortar. O₂ was liberated from quartz by reaction with BrF₅ in nickel tubes at 670 °C for 12 h and converted into CO₂ by reaction with hot graphite (Clayton &

Mayeda 1963). Isotopic measurements were performed on a VG SIRA 10 triple collector instrument at the stable isotope laboratory of the University of Rennes 1. During the course of analyses, measurements of quartz standard NBS 28 gave a mean value of $\delta^{18}\text{O} = 9.34 \pm 0.09\text{‰}$ (1σ , $n = 18$). Results have been adjusted to NBS 28 reference value (9.58‰). The analytical uncertainty is estimated about $\pm 0.2\text{‰}$.

Results

Fluid inclusions

In euhedral quartz from all localities, aqueous fluid inclusions are numerous (Fig. 4d and e) and are sometimes large (>200 μm , Fig. 4d). In samples from locality MUZ, aqueous-carbonic inclusions were also observed and constitute a second type of inclusions (Fig. 4f). Petrographically, these aqueous-carbonic inclusions predate the aqueous ones.

Aqueous inclusions display a last ice melting temperature (T_{mice}) ranging from 0.0 and -3.6 °C (Fig. 5). However, most of the data are in the range 0 to -1 °C (0–1.7 wt% eq. NaCl; Table 1). Homogenization temperatures (T_{h}) range from 150 to 320 °C. However, the whole dataset displays T_{h} between 150 and 270 °C (Table 1, Fig. 5). Aqueous fluids from euhedral quartz grains from veins parallel to the South Armorican Shear Zone plot in a narrow range of $T_{\text{mice}}-T_{\text{h}}$; for example, T_{mice} 0 to -0.2 °C and T_{h} 208–235 °C. Raman spectroscopy indicates scarce traces of CO₂, CH₄ and N₂ in the aqueous fluids. However, these are not high enough to noticeably affect T_{mice} .

Aqueous-carbonic inclusions (Fig. 4f) consist of three phases at room temperature and comprise liquid CO₂, vapour CO₂ and liquid H₂O with a variable volumetric fraction of the carbonic phase (fc). CO₂ melting temperatures were recorded in the range -56.6 to -58.2 °C and homogenization of CO₂ occurs to the liquid phase between 21.8 to 25.8 °C, indicating CO₂ densities between 0.55 and 0.60 g cm⁻³. Clathrate melting temperatures occurred between 7.9 and 10.2 °C. Total homogenization was recorded from 198 °C and to 320 °C.

Raman spectroscopy shows that CO₂ is the dominant species in the vapour phase and ranges from 90 to 98 mol%, with small amounts of CH₄ (1.5–4 mol%) and N₂ (1–6 mol%). Bulk composition data for these aqueous-carbonic inclusions are given in Table 1 and were calculated from microthermometric data and aqueous-carbonic phase ratios using the computer code of Bakker (1997). Owing to the variable fc, bulk composition of the fluid inclusions is dominated by either H₂O or by CO₂ (Table 1). This could be explained by water loss after trapping for some inclusions. Total CH₄ and N₂ contents are less than 1 mol% and salinity (calculated from clathrate melting temperatures) ranges from 1 to 2.4 mol%, which is higher than in aqueous fluid inclusions (Fig. 5).

Stable isotopes

The $\delta^{18}\text{O}$ values of quartz veins (Table 2, Fig. 6) are extremely variable and range between negative values ($\delta^{18}\text{O} = -2.0\text{‰}$, sample MUZ 06-102/S) and positive high values (+18.0‰, sample CALV 06-29). Most $\delta^{18}\text{O}$ data are grouped in the range 10–16‰ and are independent of vein type. The lowest values are encountered in samples from veins oblique to the South Armorican Shear Zone. The highest value, in sample ARZ 06-57b ($\delta^{18}\text{O} = +19.2\text{‰}$), was from small quartz crystals on a late fracture plane. The high isotopic fractionation between quartz and water at low temperatures (e.g. at 75 °C $\Delta^{18}\text{O}_{\text{quartz-water}}$ is

Table 2. Oxygen isotope compositions of quartz veins from the South Armorican Shear Zone (δ notation in ‰ relative to SMOW)

Sample	Locality	Type	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Qtz}}$ (‰)
Northern branch			
<i>Parallel to South Armorican Shear Zone</i>			
COJ 06-19	Landes de Cojoux	1 m wide chlorite-bearing Qtz vein	17.4
CALL 06-52	Callac	White massive Qtz (centre of 5 m wide vein)	16.2
CALL 06-54	Callac	Massive Qtz	16.2
ABB 06-31	Abbaretz	Massive Qtz	14.9
CONQ 06-38	Conquereuil	Massive Qtz	13.5
CONQ 06-40	Conquereuil	Massive Qtz	14.9
VAY 06-36	Vay	Massive Qtz	15.9
<i>Oblique to South Armorican Shear Zone</i>			
PLO 06-92	Ploermel	Massive Qtz	13.5
CMB 06-78	Croaz Menez Briz	Massive Qtz	15.3
COJ 06-20 A	Landes de Cojoux	Geodic 5 cm long fibrous Qtz (crystal central part)	9.0
COJ 06-21 B	Landes de Cojoux	Geodic 1 cm long Qtz (crystal termination)	9.7
PAR 09-25	Parsac	Massive Qtz	9.3
PAR 09-24a A	Parsac	5 cm long euhedral Qtz (crystal central part)	10.8
PAR 09-24b A	Parsac	5 cm long euhedral Qtz (crystal end part)	13.0
PAR 09-24c B	Parsac	Geodic Qtz termination	21.0
PAR 09-24d B	Parsac	Geodic Qtz termination	20.7
Southern branch			
<i>Parallel to South Armorican Shear Zone</i>			
CAMP 06-09	Campbon	Massive Qtz (main part of 20 m wide vein)	15.7
CAMP 06-11*	Campbon	2 cm wide veinlet with geodic Qtz terminations	14.1
CAMP 06-17	Campbon	Massive Qtz (main part of 20 m wide vein)	14.5
CAMP 06-18	Campbon	Massive Qtz (main part of 20 m wide vein)	13.9
CALV 06-29	Le Calvaire	Massive Qtz	18.0
CALV 06-30	Le Calvaire	Massive Qtz	15.2
STAV 06-49 S	St Avé	Massive Qtz (root of euhedral geodic Qtz)	11.2
STAV 06-49 A	St Avé	Geodic 3 cm long Qtz (crystal central part)	11.0
STAV 06-49 B*	St Avé	Geodic 3 cm long Qtz (crystal termination)	13.8
POUL 06-44 S	Poulmarc'h	Massive Qtz (root of euhedral geodic Qtz)	10.5
POUL 06-44 A	Poulmarc'h	Geodic 1 cm long Qtz (crystal central part)	11.0
POUL 06-44 B	Poulmarc'h	Geodic 1 cm long Qtz (crystal termination)	10.2
POUL 06-42	Poulmarc'h	Massive Qtz (main part of 15 m wide vein)	10.0
PLOU 06-60	Plouay	Massive Qtz	12.7
TYNA 06-64	Pont-Ty-Nadan	Massive Qtz (main part of 20 m wide vein)	12.8
CALA 06-69	Calan	Massive Qtz	14.6
PENQ 06-71	Penquesten	Massive Qtz	10.0
PENQ 06-72	Penquesten	Massive Qtz	12.5
ARZ 06-58	Arzano	Massive Qtz	10.7
ARZ 06-57 A	Arzano	Millimetric euhedral Qtz along a fracture (crystal central part)	14.0
ARZ 06-57 B	Arzano	Millimetric euhedral Qtz along a fracture (crystal termination)	19.2
<i>Oblique to South Armorican Shear Zone</i>			
MUZ 06-24*	Muzillac	Massive Qtz (external part of 3 m wide vein)	-0.7
MUZ 06-25	Muzillac	Massive Qtz (central part of 3 m wide vein)	-1.3
MUZ 06-102 S*	Muzillac	Tangled euhedral Qtz texture (in 20 m wide vein)	-2.0
MUZ 06-102 A	Muzillac	Geodic 3 cm long Qtz (crystal central part)	-0.7
MUZ 06-103	Muzillac	Tangled euhedral Qtz texture (in 20 m wide vein)	-2.0
MUZ 06-108 S*	Muzillac	Massive Qtz (root of euhedral geodic Qtz in 20 m wide vein)	2.2
MUZ 06-108 B	Muzillac	Geodic 3 cm long Qtz (crystal termination)	2.9
CAUD 06-75	Caudan	Massive Qtz	13.9
STTH 06-76	St-Thurien	Massive Qtz	10.8
CLEG 06-77	Cléguérec	Massive Qtz	13.5
RSB 06-80 S	Riec-sur-Belon	Massive Qtz (root of euhedral geodic Qtz within 3 m wide vein)	11.6
RSB 06-80 A	Riec-sur-Belon	Geodic 5 cm long Qtz (crystal central part)	10.4
RSB 06-80 B*	Riec-sur-Belon	Geodic 5 cm long Qtz (crystal termination)	10.4
RSB 06-82	Riec-sur-Belon	Massive Qtz	9.3
STEV 06-84	St Evarzec	Massive Qtz	8.3
PSG 06-85	Plogastel St Germain	Massive Qtz	8.4
PSG 06-87 A	Plogastel St Germain	Geodic 3 cm long Qtz (crystal central part)	8.0
PSG 06-87 B*	Plogastel St Germain	Geodic 3 cm long Qtz (crystal termination)	8.5

* Samples analysed for fluid inclusions.

25‰; Zheng 1993) probably explains the high $\delta^{18}\text{O}$ value associated with this much later and low-temperature feature and this is not considered further.

Large variations are encountered for neighbouring samples.

For example, samples from the South Armorican Shear Zone oblique vein at Muzillac have $\delta^{18}\text{O}$ values lower than samples from the South Armorican Shear Zone parallel veins at Campbon, some 20 km away, by about 15‰, which must be related to

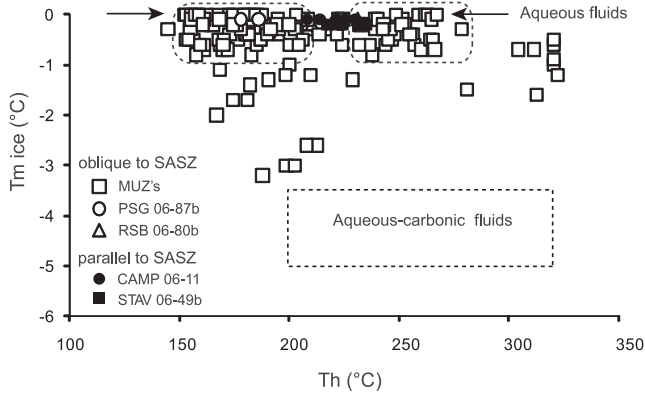


Fig. 5. Melting temperature of ice ($T_{m,ice}$) v. homogenization temperature (T_h) diagram applied to fluid inclusions studied in the various localities. The three outlined fields indicate the probable domain for aqueous-carbonic inclusions and highlight the two groups of aqueous fluid inclusions from MUZ site.

vein formation and are logically expected to have formed from a lower temperature fluid. This would correspond to an increase in $\delta^{18}O$ between the main vein and euhedral quartz. This is what is observed in sample ARZ 06-57 and to a lesser extent in sample STAV 06-49. Also, at the Parsac locality, detailed subsampling of large quartz crystals (PAR; Fig. 2c and Table 2) highlights the phenomenon, as the later parts of the crystal have the highest $\delta^{18}O$ value. Taking the $\delta^{18}O$ value of the massive part on which euhedral quartz is rooted, and using the quartz-water fractionation factor of Zheng (1993), we can calculate that a water from which the basal part crystallized at 250–300 °C had a $\delta^{18}O$ of 0.3–2.3‰. To progressively pass to higher $\delta^{18}O$ values at constant water isotopic composition, the temperature has to decrease to 220–260 °C for PAR 09-24a then to 185–215 °C for PAR 09-24b. Finally, the late stage of crystal growth would have occurred at 100–120 °C (PAR 09-24c and d). In the other samples, there is no significant evolution of the $\delta^{18}O$ values between roots and heads of quartz crystals. This shows that the conditions of quartz precipitation did not evolve much with time. In some instances (POUL 06-44, RSB 06-80), there is even a slight decrease in the $\delta^{18}O_{Qtz}$ value, which is related to a decrease of $\delta^{18}O_{fluid}$ with time.

Discussion

Fluid sources

Fluid inclusion data and the isotopic characteristics of vein quartz are important parameters in constraining fluid sources. Most of the presented quartz oxygen isotope data are in the range 10–16‰, which are typical values for quartz in equilibrium with the mid-crustal metamorphic fluids. The measured homogenization temperatures range between 208 and 235 °C and are mainly from euhedral quartz crystals, which formed late in the hydrothermal history of the veins. Thus, these temperatures provide only a minimum trapping temperature of the fluid and probably significantly underestimate main vein formation temperatures for the South Armorican Shear Zone parallel veins. In the nearby French Massif Central, Boiron *et al.* (2003) described large massive quartz veins isotopically similar to the ones sampled in the Armorican Massif and estimated quartz precipitation from metamorphic fluids at about 450 °C. Here, by comparison, using temperatures in the range 400–500 °C and the fractionation factor of Zheng (1993), estimated $\delta^{18}O_{fluid}$ varies between 5.5 and 15.0‰, consistent with the metamorphic signature of fluids. In the two geodic quartz samples (samples CAMP 06-11 and STAV 06-49b) from South Armorican Shear Zone parallel veins with fluid inclusion data, the low salinity (0–0.5 wt% eq. NaCl, Table 1) indicates an important meteoric component to the fluid responsible for vein formation and is, thus, symptomatic of late meteoric influx in the hydrothermal history of the South Armorican Shear Zone.

Some oblique veins have low $\delta^{18}O$ values (8 to –2‰, Fig. 6), a signature typical of quartz crystallized from meteoric waters. Homogenization temperatures were somewhat variable for these samples, with a T_h range between 150 and 270 °C and a T_h bimodal distribution (the two modes being near 180–210 and 235–270 °C; Table 1). Taking into account a pressure correction factor and the fact that, within the crust, meteoric fluids cannot be heated above 350 °C, we used a temperature range of 250–350 °C to estimate $\delta^{18}O_{fluid}$ and obtained values between –7.6 and –11‰ (in equilibrium with –2‰ quartz and using Zheng 1993). This result, coupled with the low-salinity fluid inclusion data, strongly points to a meteoric component to the fluid

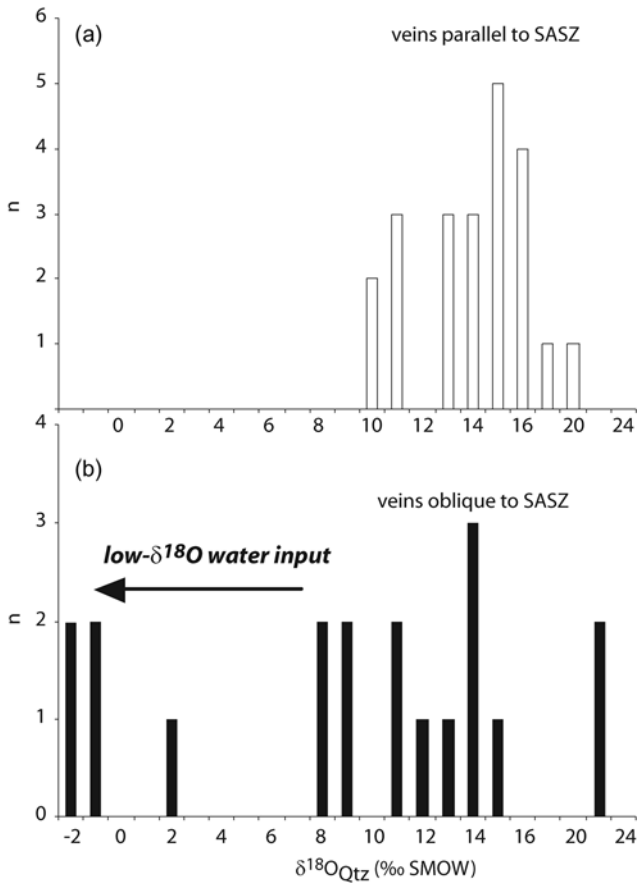


Fig. 6. Histograms showing the oxygen isotope composition of quartz veins parallel (a) and oblique (b) to the South Armorican Shear Zone.

a lower $\delta^{18}O$ value of the hydrothermal fluid. Also, in the western part of the area, the oblique veins CMB 06-78 and STEV 06-84 are only 10 km apart (Fig. 1) and display significantly different $\delta^{18}O$ values (15.3‰ and 8.3‰, respectively).

At a given locality, euhedral quartz crystals post-date main

responsible for precipitating the South Armorican Shear Zone veins.

Aqueous–carbonic inclusions in samples MUZ 102 and 108 also allow the influx of metamorphic fluids to be identified. Furthermore, the metamorphic input is recorded in very low $\delta^{18}\text{O}$ samples. Although petrographic observations show that aqueous–carbonic (metamorphic) fluid inclusions predate the aqueous (meteoric) ones, as both types are encountered in a single crystal, we may infer that both fluid types belong to a continuous fluid event involved in quartz vein formation. As a synthesis, Figure 7 presents a pressure–temperature reconstruction corresponding to both aqueous and aqueous–carbonic fluids. For the aqueous fluids, a typical fluid inclusion with salinity 1 wt% eq. NaCl and T_h 155–220 °C was used as input for the isochore calculations, which utilized the Zhang & Frantz (1987) equation of state. For the aqueous–carbonic inclusions the information presented in Table 1 formed the input parameters and the Bakker (1999) modification of Bowers & Helgeson (1983) was used as the equation of state for the calculations.

Minimal trapping temperature and pressure for aqueous–carbonic fluids are 200–320 °C and 60–170 MPa (Fig. 7). Considering a lithostatic regime for the early fluid, depths are at least 6 km. Circulation of meteoric fluid occurred somewhat later in a hydrostatic regime in a pressure range of 40–60 MPa, showing that aqueous fluids could penetrate to similar depths.

Mechanisms of giant vein formation

The highly deformed and mylonitic rocks that define the South Armorican Shear Zone include numerous quartz veins, as deformation enhances permeability along a direction parallel to foliation and deformed rocks represent a favourable channel for circulation. In addition, from the geological map and the cartographic shape of granites (Fig. 1), it is clear that the South Armorican Shear Zone played a significant role in magma emplacement. Furthermore, these peraluminous granites generally contain about 6–8 wt% H_2O , which is liberated during both upward movement (first boiling) and crystallization near the site of emplacement (second boiling). Such magmatic fluids were very probably focused along the two branches of the South Armorican Shear Zone and participated in the growth of giant

quartz veins. To test this, we can use the well-mapped veins and synkinematic granite outcrops (Fig. 1) and examine whether fluid quantities necessary to precipitate the quartz veins can be derived wholly from the granites or if a complementary source must be invoked. The synkinematic granites have an outcrop area of 5325 km². Taking a crustal thickness of 1 km, we obtain a volume of 5325 km³ and a mass of 1.41×10^{16} kg, considering a granite density of 2.65. This estimate for the granite mass and volume compares well with the result of Vigneresse (1999), who used gravity data inversion on a global Hercynian scale. If the initial magma contained 6–8 wt% of water, considering that hydrous minerals store about 1% of this water, we obtain a total mass of water of 8.46×10^{14} to 1.13×10^{15} kg. Assuming that the granitic fluids were expelled at about 600 °C and quartz veins precipitated at *c.* 400 °C, this 200 °C decrease at pressure around 200 MPa represents a quartz solubility decrease from 0.1 to 0.04 mol kg⁻¹ H_2O (Rimstidt 1979). Thus 1 kg of aqueous solution is capable of precipitating 0.06 mol of SiO_2 , or 3.6 g SiO_2 , and 8.46×10^{14} to 1.13×10^{15} kg of aqueous solution can thus precipitate 3.05×10^{12} to 4.07×10^{12} kg of quartz. The first group of quartz veins parallel to the South Armorican Shear Zone have an outcrop area of 7.6 km². Considering that the width of veins is overestimated by a factor of two in geological maps, we obtain a surface area of 3.8 km², which represents a mass of *c.* 10^{13} kg of quartz (assuming a quartz density of 2.65 and a mean depth of 1 km). This crude calculation shows that about 30–40% of the volume of veins parallel to the South Armorican Shear Zone could be derived by precipitation from magmatic waters. Thus, another source is required. The additional silica may be carried by meteoric fluids, as suggested above for the late stage of hydrothermal activity, and metamorphic fluids derived from dehydration reactions connected with regional metamorphism and contact metamorphism caused by granite emplacement. Veins parallel to the South Armorican Shear Zone were thus probably formed by the long-term upward circulation of fluids of crustal origin in deformed zones with enhanced permeability (Fig. 8). Also, as discussed below, the development of some veins was probably synchronous with the exhumation of deep crustal metamorphic rocks. In addition, as fluids are more compressible than rocks, the pore fluid pressure increased during exhumation so that, simply to maintain a

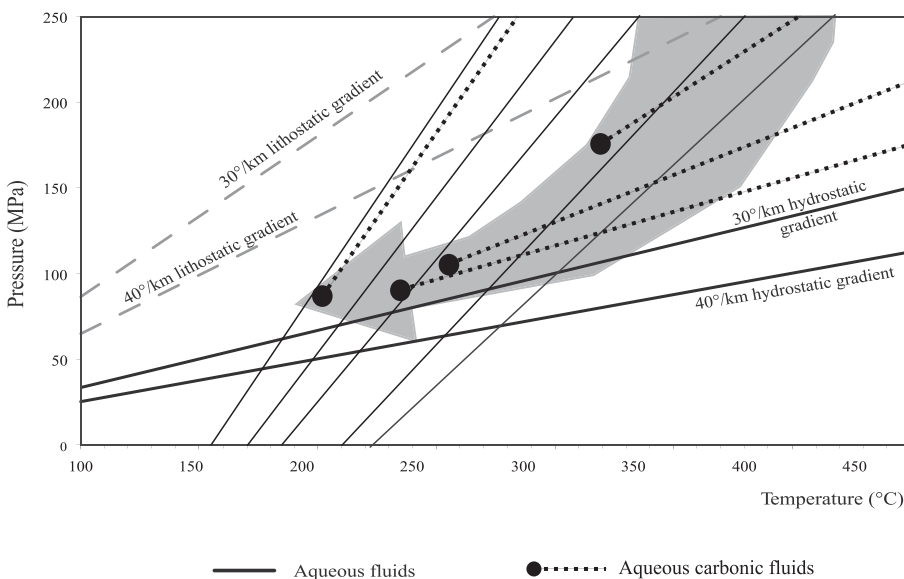


Fig. 7. *P*–*T* diagram showing the isochores of aqueous and aqueous–carbonic fluid inclusions and the hydrostatic and lithostatic gradients (at 30 and 40 °C km⁻¹). The isochores have been calculated using the computer code of Bakker (1999).

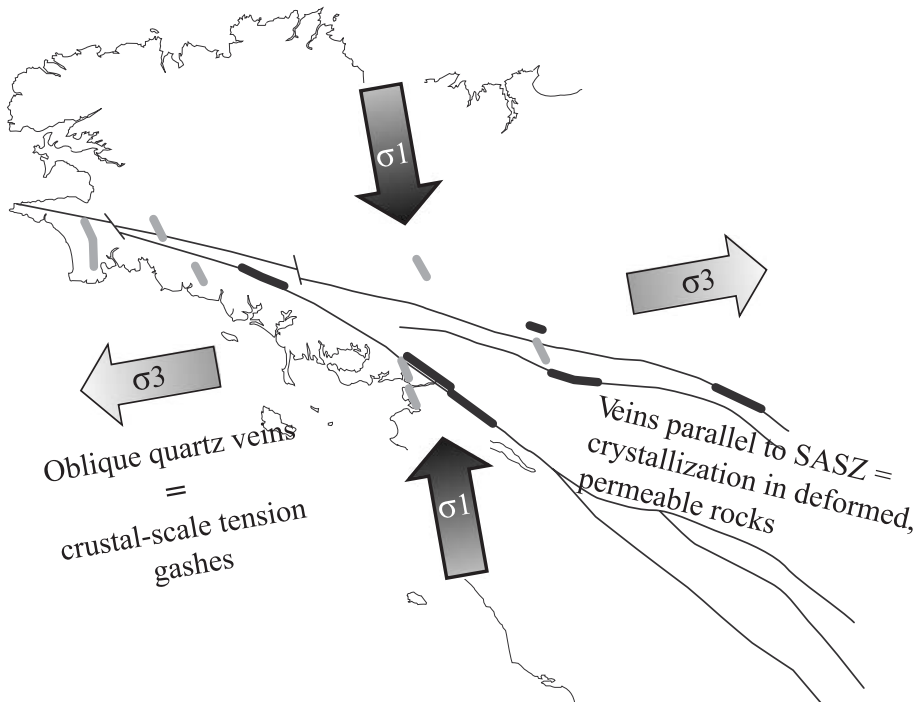


Fig. 8. Tectonic interpretation of quartz veins in the regional late Carboniferous stress field (grey, veins oblique to the South Armorican Shear Zone; black, veins parallel to the shear zone).

constant pore pressure, fluid must be released simultaneously (Staude *et al.* 2009), which provides another fluid source in our case. Finally, it should be noted that some meteoric influx is suggested by the nearly pure water composition of fluid inclusions from geodic quartz from South Armorican Shear Zone parallel veins.

Veins oblique to the South Armorican Shear Zone are more abundant in the southern than in the central domain of the Armorican Massif (Figs 1 and 8). Furthermore, the faults oriented N140–N160°, with which veins are associated, are recognized throughout the Armorican Massif with no difference of abundance between the two domains. Therefore, there must be another parameter specific to the southern area that enhanced fluid circulation. The major geological difference between the two domains is the grade of metamorphic rocks currently exposed. High-grade micaschists and migmatitic rocks are well exposed in the south (Brown & Dallmeyer 1996), whereas lower greenschist-facies rocks crop out in the north, except in the vicinity of granitic bodies, where the metamorphic grade is slightly increased (Hanmer *et al.* 1982). As a meteoric component is documented in the fluids giving rise to oblique veins, we have to think about the driving force for fluid circulation. One possibility is that heat advected towards the surface by the exhumation of metamorphic rocks provided the driving energy. Support for this hypothesis is provided by the aqueous–carbonic fluid inclusions of metamorphic origin hosted in low- $\delta^{18}\text{O}$ quartz from the Muzillac site, south of the South Armorican Shear Zone: even if these fluid inclusions predate aqueous inclusions, they occur in the same quartz crystals, and this observation argues for synchronicity between the metamorphic event (exhumation) and the meteoric infiltration.

In the South Armorican domain, metamorphic exhumation is dated near 300 Ma and was relatively rapid (Brown & Dallmeyer 1996). At that time, the dextral South Armorican Shear Zone was probably still active and its N100–N120° orientation argues for a north–south shortening direction, and consequently an

east–west extension. Some of the oblique veins with a sub-meridian orientation may, thus, correspond to highly permeable crustal-scale tension gashes, capable of focusing large quantities of fluids. In relation to the metamorphic exhumation, a relatively high geothermal gradient characterized the area and permitted the initiation of a convective hydrothermal regime. This implies that both surface and the underlying exhuming metamorphic rocks acted as fluid sources.

Regional implication

For veins oblique to the South Armorican Shear Zone, we document some extremely low $\delta^{18}\text{O}$ values (down to -11‰) for meteoric waters. This argues for a high elevation of precipitation, given the near-equatorial position of the Armorican Massif during the Carboniferous (Scotese 2002) and the fact that current equatorial meteoric waters with $\delta^{18}\text{O}$ values lower than -10‰ are encountered only in areas where altitude is above 2000 m (dataset of IAEA's Global Network of Isotopes in Precipitation; GNIP).

Many of the characteristics described above for the Armorican Massif (lithospheric-scale vertical shear zone, differential metamorphic exhumation on each side of this structure, hydrothermal activity involving meteoric waters) are well known in New Zealand, in association with the Alpine fault (Craw *et al.* 2002; Craw & Campbell 2004). In that area, significant elevation (up to 3754 m at Mount Cook) is associated with the Alpine fault. On the high-relief side of the fault, prevailing wind and precipitation are coupled to exhumation of high-grade metamorphic rocks. There, both numerical modelling and tectono-thermochronometric studies (e.g. Willet *et al.* 1999; Batt *et al.* 2000) demonstrate that climatically induced erosion played a major role in the path of denudation and the structural development of the orogeny. The similarities between the late Palaeozoic Variscan orogeny of Brittany and the present-day active Alpine chain of New Zealand suggest that a climatic effect may have controlled

the tectonic development of the Variscan orogeny in Brittany. Some additional work is therefore needed to quantify palaeo-relief estimates. Relative to this aspect, oblique veins located on each side of the South Armorican Shear Zone could represent a target of prime importance for further research.

There are some further implications for the relationships between tectonics and morphology. The oblique veins most probably formed during exhumation of metamorphic rocks at c. 300 Ma. An interesting consequence of this would be that the high relief of the Hercynian orogeny would have developed very late in the collision history, much closer to the gravitational collapse (c. 300 Ma) than to the oceanic subduction (c. 360 Ma). Again, more data on low- $\delta^{18}\text{O}$ quartz veins and more specific sampling are required to reinforce this idea.

Conclusion

The flow of fluids along the South Armorican Shear Zone, Hercynian Armorican Massif, France, is recorded by the presence of giant syntectonic quartz veins. We provide a regional-scale map showing the structurally controlled distribution of veins. Veins fall into two groups, parallel and oblique to the South Armorican Shear Zone. The first group was formed by the influx of crustal fluids within highly permeable mylonitic rocks. Fluids were derived from metamorphic dehydration in both contact and regional metamorphism contexts. Magmatic fluids were probably involved but were not recorded by our fluid inclusion dataset. Late influx of surface-derived waters with near-zero salinity is recorded by the final stages of quartz growth. Oblique veins correspond to crustal-scale tension gashes and some preserve very low $\delta^{18}\text{O}$ values of quartz, showing the implication of meteoric waters. Using the homogenization temperatures of primary fluid inclusions, $\delta^{18}\text{O}$ values are estimated in the range -7.6 to -11% . Because of the near-equatorial position of the Armorican Massif during Hercynian times, these values are probably related to the high palaeo-elevation of meteoric precipitation.

X. Le Coz (University of Rennes 1) is thanked for thick sections. This work benefited from discussions with D. Gapais. A preliminary version of this paper was reviewed by P. Bons and J. Naden. Financial support came from the '3F-Failles, Fluides, Flux' and 'Relief de la Terre' programmes, INSU-CNRS.

References

- BAKKER, R.J. 1997. Clathrates: computer programs to calculate fluid inclusions V - X properties using clathrate melting temperature. *Computers and Geosciences*, **23**, 1–18.
- BAKKER, R.J. 1999. Adaptation of the Bowers and Helgeson (1983) equation of state to the $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CH}_4-\text{N}_2-\text{NaCl}$ system. *Chemical Geology*, **154**, 225–236.
- BALLÈVRE, M., BOSSE, V., DUCASSOU, C. & PITRA, P. 2009. Palaeozoic history of the Armorican Massif: models for the tectonic evolution of the suture zones. *Comptes Rendus Géoscience*, **341**, 174–201.
- BATT, G.E., BRAUN, J., KOHN, B.P. & McDOUGALL, I. 2000. Thermochronological analysis of the dynamics of the Southern Alps, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin*, **112**, 250–266.
- BERTHÉ, D., CHOUKROUNE, P. & JÉGOUZO, P. 1979. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites—example of the South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology*, **1**, 31–42.
- BODNAR, R.J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**, 683–684.
- BOIRON, M.C., CATHELINAU, M., BANKS, D.A., FOURCADE, S. & VALLANCE, J. 2003. Mixing of metamorphic and surficial fluid during the uplift of the Hercynian upper crust: consequences for gold deposition. *Chemical Geology*, **194**, 119–141.
- BONS, P.D. 2001. The formation of large quartz vein by rapid ascent of fluids in mobile hydrofracture. *Tectonophysics*, **336**, 1–17.
- BOWERS, T.S. & HELGESON, H.C. 1983. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ on phase relations in geological systems: metamorphic equilibria at high pressures and temperatures. *American Mineralogist*, **68**, 1059–1075.
- BROWN, M. & DALLMEYER, R.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.
- CARRON, J.-P., LE GUEN DE KERNEIZON, M. & NACHIT, H. 1994. Variscan granites from Brittany. In: KEPPIE, J.D. (ed.) *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*. Springer, Berlin, 231–239.
- CHOUKROUNE, P., LOPEZ-MUNOZ, M. & OUALI, J. 1983. Cisaillement ductile sud-armoricain et déformations discontinues associées: mise en évidence de la déformation régionale non coaxiale dextre. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **296**, 657–660.
- CLAYTON, R.N. & MAYEDA, T.K. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **27**, 43–52.
- CRAW, D. & CAMPBELL, J.R. 2004. Tectonic and structural setting for active mesothermal gold vein systems, Southern Alps, New Zealand. *Journal of Structural Geology*, **26**, 995–1005.
- CRAW, D., KOONS, P.O., HORTON, T. & CHAMBERLAIN, C.P. 2002. Tectonically driven fluid flow and gold mineralization in active collisional orogenic belts: comparison between New Zealand and western Himalaya. *Tectonophysics*, **348**, 135–153.
- 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 paléozoïques de Bretagne. *Mineralium Deposita*, **8**, 7–18.
- GAPAIS, D. 1989. Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indicators. *Geology*, **17**, 1144–1147.
- GAPAIS, D. & LE CORRE, C. 1980. Is the Hercynian belt of Brittany a major shear zone? *Nature*, **288**, 574–576.
- GAPAIS, D., LAGARDE, J.L., LE CORRE, C., AUDREN, C., JÉGOUZO, P., CASAS SAINZ, A. & VAN DEN DRIESSCHE, J. 1993. La zone de cisaillement de Quiberon: témoin d'extension de la chaîne varisque en Bretagne méridionale au Carbonifère. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **316**, 1123–1129.
- GLOAGUEN, E., BRANQUET, Y., BOULVAIS, P., MOËLO, Y., CHAUVEL, J.-J., CHIAPPERO, P.-J. & MARCOUX, E. 2007. Palaeozoic oolitic ironstone of the French Armorican Massif: a chemical and structural trap for orogenic base metal-As-Sb-Au mineralisation during Hercynian strike-slip deformation. *Mineralium Deposita*, **42**, 399–422.
- GUMIAUX, C., GAPAIS, D., BRUN, J.-P., CHANTRAINE, J. & RUFFET, G. 2004. Tectonic history of the Hercynian Armorican Shear belt (Brittany, France). *Geodinamica Acta*, **17**, 289–307.
- HANMER, S.K., LE CORRE, C. & BERTHÉ, D. 1982. The role of Hercynian granites in the deformation and metamorphism of Brioverian and Palaeozoic rocks of Central Brittany. *Journal of the Geological Society, London*, **139**, 85–93.
- HIPPERT, J.F. & MASSUCATO, A.J. 1998. Phyllonitization and development of kilometer-size extension gashes in a continental-scale strike-slip shear zone, north Goiás, central Brazil. *Journal of Structural Geology*, **20**, 433–445.
- JÉGOUZO, P. 1980. The South Armorican shear zone. *Journal of Structural Geology*, **2**, 39–47.
- JÉGOUZO, P. & ROSSELLO, E.A. 1988. La Branche Nord du Cisaillement Sud-Armoricain (France): un essai d'évaluation du déplacement par l'analyse des mylonites. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **307**, 1825–1831.
- JIA, Y. & KERRICH, R. 2000. Giant quartz vein systems in accretionary orogenic belts: The evidence for a metamorphic fluid origin from $\delta^{15}\text{N}$ and $\delta^{13}\text{C}$ studies. *Earth and Planetary Science Letters*, **184**, 211–224.
- KERRICH, R. & FENG, R. 1992. Archean geodynamics and the Abitibi Pontiac collision: implications for advection of fluids at transpressive collisional boundaries and the origin of giant quartz vein systems. *Earth-Science Reviews*, **32**, 3–60.
- LE CORRE, C. 1975. Analyse comparée de la cristallinité des micas dans le Briovérien et le Paléozoïque Centre-Armoricain: zonéographie et structure d'un domaine épizonal. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **XVII**, 8.
- PATI, J.K., PATEL, S.C., ET AL. 2007. Geology and geochemistry of giant quartz veins from the Bundelkhand Craton, central India and their implications. *Journal of Earth System Science*, **116**, 497–510.
- POTY, B., KROY, J. & JACHIMOWITZ, L. 1976. Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope: l'installation de microthermométrie Chaixmeca. *Bulletin de la Société Française de Minéralogie et de Cristallographie*, **99**, 182–186.
- RIMSTDT, J.D. 1979. *The kinetics of silica-water reactions*. PhD dissertation,

- Pennsylvania State University, University Park.
- SCHULZ, S.E. & EVANS, J.P. 1998. Spatial variability in microscopic deformation and composition of the Punchbowl fault, Southern California: implications for mechanisms, fluid–rock interaction, and fault morphology. *Tectonophysics*, **295**, 223–244.
- SCOTESE, C.R. 2002. PALEOMAP Project. World Wide Web Address: <http://www.scotese.com.2002>.
- STAUDE, S., BONNS, P.D. & MARKL, G. 2009. Hydrothermal vein formation by extension-driven dewatering of the middle crust: An example from SW Germany. *Earth and Planetary Science Letters*, **286**, 387–395.
- TARTÈSE, R. & BOULVAIS, P. 2010. Differentiation of peraluminous leucogranites 'en route' to the surface. *Lithos*, **114**, 353–368.
- TARTÈSE, R., BOULVAIS, P., POUJOL, M., CHEVALIER, T., PAQUETTE, J.-L., IRELAND, T.R. & DELOULE, E. 2011. Mylonites of the South Armorican Shear Zone: A geochemical perspective. *Journal of Geodynamics* (in press).
- VIGNERESSE, J.-L. 1999. Intrusion level of granitic massifs along the Hercynian belt: balancing the eroded crust. *Tectonophysics*, **307**, 277–295.
- WILLETT, S.D. 1999. Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 28957–28981.
- ZHANG, Y.-G. & FRANTZ, J.D. 1987. Determination of the homogenization temperature and densities of supercritical fluids in the system NaCl–KCl–CaCl₂–H₂O using synthetic fluid inclusions. *Chemical Geology*, **64**, 335–350.
- ZHENG, Y.F. 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**, 1079–1091.

Received 16 December 2010; revised typescript accepted 20 June 2011.
Scientific editing by Ken McCaffrey.

Version française abrégée

Le long du Cisaillement Sud Armoricaïn, des veines de quartz géantes, syntectoniques, sont la trace d'une importante circulation de fluides. La cartographie des veines à l'échelle régionale permet d'identifier deux groupes de veines, sur la base de leur relation géométrique avec le Cisaillement Sud Armoricaïn : les veines du premier groupe lui sont parallèles tandis que celles du deuxième groupe lui sont obliques.

Les veines parallèles enregistrent la circulation de fluides dans les zones intensément déformées et perméables que constituent les mylonites. Les veines obliques sont elles interprétées comme des fentes de tension d'échelle crustale, compatibles avec les contraintes tectoniques régionales.

La plupart des veines de quartz ont des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ comprises entre 10 et 16‰, indiquant une cristallisation à partir de fluides provenant de la croûte moyenne, et ayant probablement pour origine des réactions de déshydratations métamorphiques. Des fluides magmatiques ont pu également être impliqués mais n'ont pas été reconnus dans les inclusions fluides (lesquelles ont été expertisées dans les quartz automorphes les plus tardifs). La microthermométrie réalisée sur les inclusions fluides des quartz automorphes indique que les fluides tardifs sont essentiellement aqueux avec une salinité très faible (0-1,7 pds.% eq.) et des températures d'homogénéisation comprises entre 150 et 270°C. Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ mesurées sur ces veines sont très basses, jusqu'à -2‰. Toutes ces caractéristiques suggèrent une cristallisation de ces veines à partir de fluides météoriques. Le coefficient de fractionnement Qz-H₂O (Zheng, 1993) permet d'estimer un $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$ entre -7,6 et -11‰. En considérant la position sub-équatoriale du Massif Armoricaïn au Carbonifère, de telles valeurs sont compatibles avec des précipitations météoriques à haute altitude. Dans les quartz automorphes, de rares mais significatives inclusions fluides à H₂O-CO₂ requiert une contribution de fluides métamorphiques, probablement expulsés des roches de haut grade métamorphique exhumées au Sud du Cisaillement Sud Armoricaïn.

Partie II

Déformation, magmatisme et hydrothermalisme le long du Cisaillement Sud Armoricaïn

Contraintes géochronologiques

Chapitre 4

Mise et en place et refroidissement du granite de Lizio

New U-Pb zircon and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muscovite age constraints on the emplacement of the Lizio syn-tectonic granite (Armorican Massif, France)

Nouveaux âges U-Pb sur zircon et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite de mise en place du granite syn-tectonique de Lizio (Massif Armoricain, France)

Romain Tartèse¹, Marc Poujol¹, Gilles Ruffet^{1,2}, Philippe Boulvais¹, Philippe Yamato¹, Jan Košler³

¹UMR CNRS 6118 Géosciences, Université de Rennes 1, 35042 Rennes Cedex, France

²CNRS (CNRS/INSU) UMR 6118, Géosciences Rennes, 35042 Rennes Cedex, France

³Department of Earth Science and Centre for Geobiology, University of Bergen, N-5007 Bergen, Norway

Publié aux Comptes Rendus Géoscience, vol. 343, pp. 443-443 (2011)



Contents lists available at ScienceDirect

Comptes Rendus Geoscience

www.sciencedirect.com



Petrology, geochemistry

New U-Pb zircon and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muscovite age constraints on the emplacement of the Lizio syn-tectonic granite (Armorican Massif, France)*Nouveaux âges U-Pb sur zircon et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite de mise en place du granite syn-tectonique de Lizio (Massif Armoricain, France)*Romain Tartèse^{a,*}, Marc Poujol^a, Gilles Ruffet^{a,b}, Philippe Boulvais^a,
Philippe Yamato^a, Jan Košler^c^aUMR CNRS 6118 géosciences, université de Rennes 1, 35042 Rennes cedex, France^bCNRS (CNRS/INSU), UMR 6118, géosciences Rennes, 35042 Rennes cedex, France^cDepartment of Earth Science and Centre for Geobiology, University of Bergen, 5007 Bergen, Norway

ARTICLE INFO

Article history:

Received 10 June 2011

Accepted after revision 18 July 2011

Available online 25 August 2011

Presented by Zdenek Johan

Keywords:

 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating

Armorican Massif

Lizio granite

South Armorican Shear Zone

U-Pb dating

France

Mots clés :

Datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Massif Armoricain

Granite de Lizio

Cisaillement Sud-Armoricain

Datation U-Pb

France

ABSTRACT

LA-ICP-MS U-Pb analyses performed on zircon grains from the Lizio granite yielded an emplacement age of 316 ± 6 Ma. Typical S-C structures show that the Lizio granite was emplaced contemporaneously with dextral shearing along the northern branch of the South Armorican Shear Zone and that it was therefore active at that time. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses performed on muscovite grains yielded plateau dates ranging between 311.5 and 308.2 Ma. Muscovite chemistry is typical of primary magmatic muscovite, which precludes a late fluids-induced resetting of the K-Ar isotopic system. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates thus likely correspond to the cooling ages below the argon closure temperature. Considering the uncertainties on the measured ages, we can propose that either the Lizio granite cooled down quickly in less than a million of years or that it remained in a hot environment for several millions of years after its emplacement. This latter scenario could have been sustained by shear heating during dextral shearing along the northern branch of the South Armorican Shear Zone.

© 2011 Académie des sciences. Published by Elsevier Masson SAS. All rights reserved.

R É S U M É

Les analyses U-Pb réalisées sur des zircons du granite de Lizio par LA-ICP-MS ont livré un âge de mise en place de 316 ± 6 Ma. Des structures C-S caractéristiques démontrent que le granite de Lizio s'est mis en place pendant le cisaillement dextre le long de la branche nord du Cisaillement Sud Armoricain, qui était donc toujours actif à cette époque. Les analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ réalisées sur les muscovites ont donné des âges plateaux allant de 311,5 à 308,2 Ma. La chimie des muscovites est typique de celle d'une muscovite magmatique primaire, ce qui écarte une remise à zéro tardive, induite par des fluides, du système isotopique K-Ar. Ces dates $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ correspondent donc probablement à des âges de refroidissement sous la température de fermeture de l'argon. En tenant compte des incertitudes sur les âges obtenus, cela implique, soit un refroidissement rapide du granite de Lizio en moins d'un million d'années, soit que le granite est resté dans un environnement chaud pendant plusieurs millions d'années après sa mise en place, grâce à la chaleur frictionnelle produite pendant le cisaillement dextre le long du Cisaillement Sud Armoricain.

© 2011 Académie des sciences. Publié par Elsevier Masson SAS. Tous droits réservés.

* Corresponding author.

E-mail address: romain.tartese@univ-rennes1.fr (R. Tartèse).

1. Introduction

In the continental crust, granitic plutons emplace at different stages during the evolution of an orogen. In the Armorican Variscan belt, numerous peraluminous granites were emplaced during the Carboniferous (e.g. Bernard-Griffiths et al., 1985). Most of these granites are spatially associated with the dextral lithospheric-scale South Armorican Shear Zone (SASZ). Moreover, emplacement of these granites is often coeval with shearing as indicated by the S-C structures they display (Berthé et al., 1979; Gapais, 1989). The precise dating of these synkinematic granites and of their cooling history is therefore an essential tool to place time constraints on the different tectono-thermal events that occur during the life of the Variscan orogen.

So far, available geochronological data on the emplacement of these granites are solely provided by whole rock Rb-Sr isochron ages (Bernard-Griffiths et al., 1985; Peucat et al., 1979). Along the northern branch of the SASZ, three granitic massifs are assumed to have emplaced synkinematically around $344\text{--}337 \pm 13\text{--}8$ Ma, which implies that the shear zone was active during the Lower Viséan. In order to

better constrain dextral shearing along the northern branch of the SASZ, we have performed new zircon U-Pb and muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ datings.

2. Geological framework

During Variscan times, the Armorican Massif has undergone deformation related to a major continental collision between Gondwana and Laurussia (e.g. Ballèvre et al., 2009). This episode was followed by the development of dextral shear zones that can be traced over a distance of a couple of hundred of kilometres, namely the North Armorican Shear Zone (NASZ) and the SASZ (Fig. 1a). The SASZ separates two distinct domains within the Armorican Massif that are characterized by contrasted metamorphic and structural histories. To the south, the South Armorican domain (SAD) is mainly composed of deep crustal units (medium to high-grade micaschists, migmatitic gneisses and anatectic granites) that have been exhumed during the extension associated with the chain collapse (e.g. Brown and Dallmeyer, 1996; Gapais et al., 1993; Turrillot et al., 2009). To the north, the central Armorican domain (CAD) is made of a Late Proterozoic–

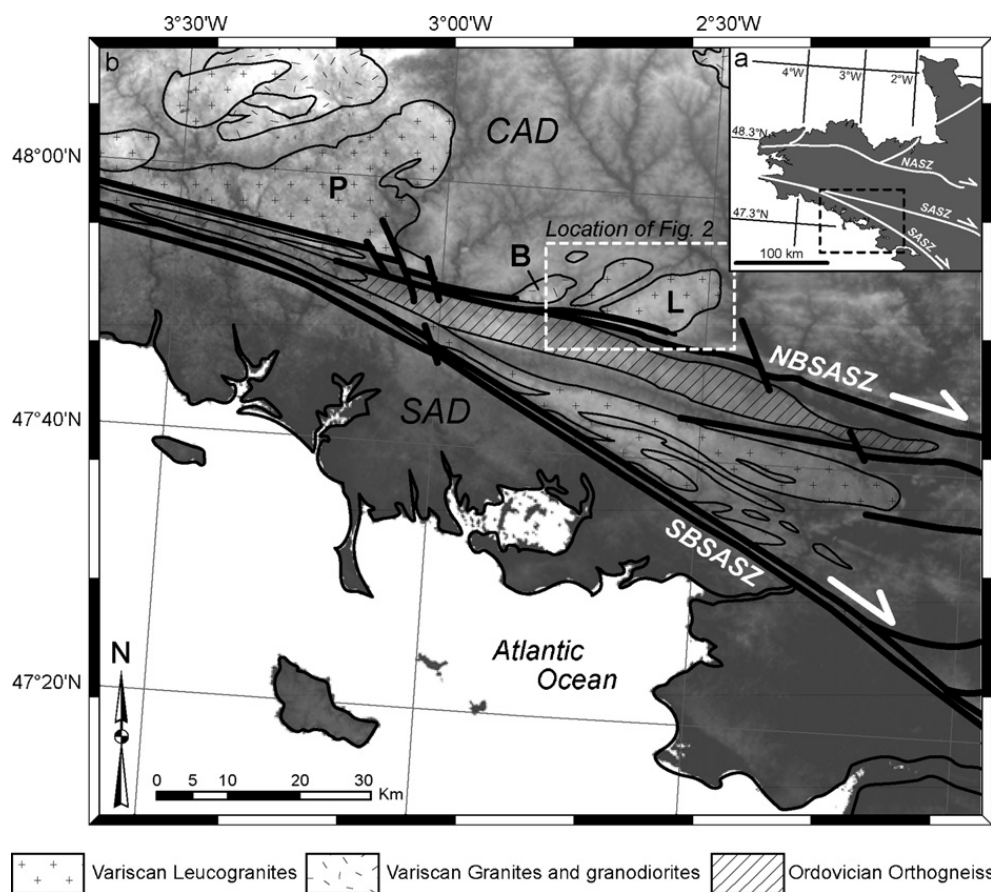


Fig. 1. (a) Location of the studied area in the Armorican Massif. NASZ: North Armorican Shear Zone; SASZ: South Armorican Shear Zone. (b) Simplified geological map of the studied area showing the plutonic intrusions. NBSASZ and SBSASZ are the northern and southern branches of the South Armorican Shear Zone, respectively. P, B and L are the Pontivy, Bignan and Lizio granites, respectively. CAD and SAD are the central and South Armorican domains, respectively.

Fig. 1. (a) Localisation de la zone d'étude dans le Massif Armoricain. NASZ: Cisaillement Nord-Armoricain; SASZ: Cisaillement Sud-Armoricain. (b) Carte géologique simplifiée de la zone d'étude représentant les intrusions plutoniques. NBSASZ et SBSASZ sont respectivement les branches nord et sud du Cisaillement Sud-Armoricain. P, B et L sont les granites de Pontivy, Bignan et Lizio, respectivement. CAD et SAD sont respectivement les domaines centre et Sud-Armoricain.

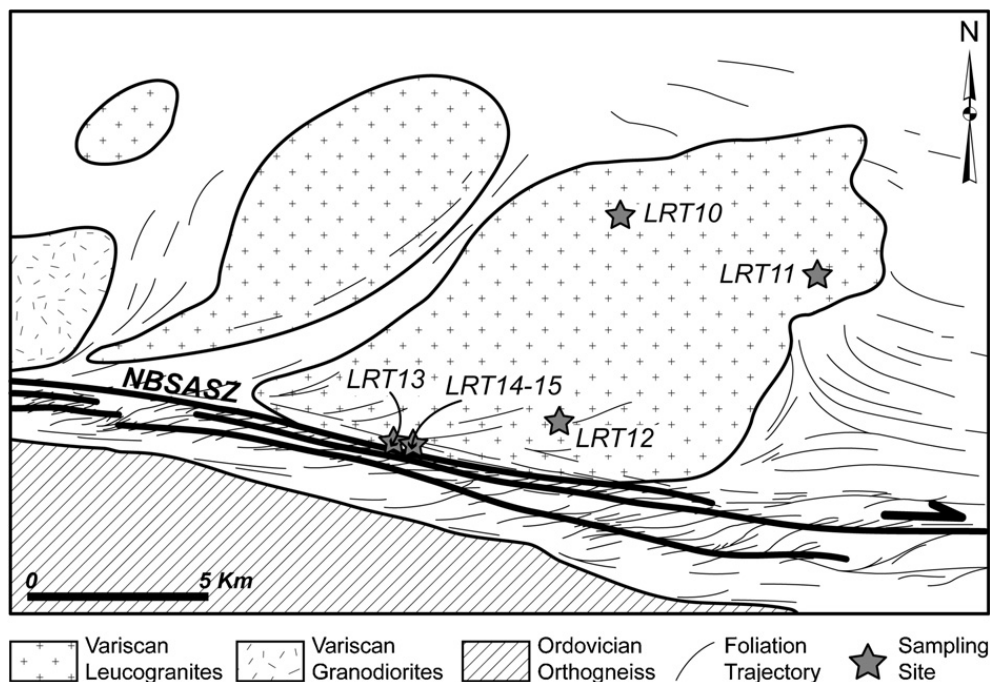


Fig. 2. Simplified geological map of the Lizio granite (after Berthé, 1980).

Fig. 2. Carte géologique simplifiée du granite de Lizio (d'après Berthé, 1980).

Early Palaeozoic sedimentary succession, which has been affected by low-grade metamorphism (e.g. Le Corre et al., 1991). In the CAD, both strain intensity (Gumiaux et al., 2004), metamorphic degree (Le Corre et al., 1991) and evidence of fluid flow (Gloaguen et al., 2007; Lemarchand et al., 2011) increase southward reaching a maximum on the SASZ itself.

The SASZ is geometrically defined by ca. 100–1000 m wide zone of highly strained mylonitic rocks (Jégouzo, 1980; Tartèse et al., 2011a). In details, the SASZ is divided into two main branches (Fig. 1a). In the southern branch network (SBSASZ), the mylonitic foliation bears a 5–10° eastward dipping stretching lineation. Along this branch, a dextral displacement of ca. 150 to 200 km has been proposed based on the width of the mylonitized rocks (Jégouzo and Rossello, 1988). The northern branch (NBSASZ) is sublinear and extends for about 300 km. It displays a subvertical mylonitic foliation also bearing a stretching lineation dipping at ca. 10° eastward. Along this branch, a 40 km minimal dextral offset has been estimated from geometrical reconstructions (Jégouzo and Rossello, 1988).

The Lizio two-mica granite was emplaced along the NBSASZ (Fig. 1b). This granitic massif is highly emblematic because it represents the *locus typicus* where S-C structures were first described as resulting from a single deformational event (Berthé et al., 1979). These structures indicate that the Lizio granite was emplaced during shearing along the NBSASZ. Indeed, “S-planes” correspond to shearing planes which localized the dextral deformation. These “S-planes” are vertical and their orientation mimics that of the NBSASZ. “C-planes” correspond to cleavage planes. These “C-planes” rotate during non-coaxial shearing. They define an angle of around 45° with “S-planes” in slightly deformed samples, angle which decreases with increasing

strain until parallelisation of “S-planes” and “C-planes” in ultramylonitized samples (Berthé et al., 1979). According to Gapais (1989), these S-C structures developed during cooling of intrusives at temperatures around 550 °C. The synkinematic characteristics of the Lizio granite emplacement are also evidenced by the triple-point defined by the foliation around the intrusion (Fig. 2). This triple-point formed by the combination of the regional stress and the stress related to the granite emplacement.

Whole rock Rb-Sr data obtained on the Lizio granite define a 338 ± 13 Ma isochron age (2σ) interpreted as the granite emplacement age (Peucat et al., 1979). This age is similar within error to the 344 ± 8 Ma and 337 ± 13 Ma ages (2σ) obtained by these authors on the Pontivy and Bignan synkinematic massifs, both located a couple of kilometres westward and also rooted into the NBSASZ (Fig. 1b). More recently, a zircon U-Pb emplacement age of $316 +5/-3$ Ma (ID-TIMS, Béchenec et al., 2001) has been obtained on the St-Thurien metagranite ca. 250 m south of the NBSASZ ($3^{\circ}40'23''W$; $47^{\circ}57'50''N$). This St-Thurien metagranite is highly sheared and displays characteristic S-C structures, with subvertical “S-planes” and “C-planes” oriented $N105-110^{\circ}$ and ca. $N080^{\circ}$, respectively (Béchenec et al., 2001). The St-Thurien metagranite is thus synkinematic with dextral shearing along the NBSASZ, which indicates that shearing continued after 330–325 Ma.

The geochemistry of the Lizio two-mica granite has been studied in details by Tartèse and Boulvais (2010). This study provided mineral and whole rock geochemical data as well as new Rb-Sr, Sm-Nd and O isotope data which are consistent with the few data published by Bernard-Griffiths et al. (1985). The Lizio granite is highly silicic, poor in ferromagnesian and was formed by partial melting of a metasedimentary source. Geochemical data show that

a subtle magmatic differentiation occurred by crystal fractionation from the melt (Tartèse and Boulvais, 2010). Finally the Lizio granite intruded Brioverian metapelites of the CAD. During its emplacement in the Brioverian metapelites, a syntectonic paragenesis of Bt + Ms + Chl + St + Grt ± And developed (Berthé, 1980; mineral abbreviations are after Whitney and Evans, 2010), corresponding to the facies 2b of Pattison and Tracy (1991) and to a pressure of around 4 kbar (Pattison et al., 1999).

3. Samples description

3.1. Petrography

A full petrographic description of the samples presented in this study, as well as mineral and whole-rock geochemical data, and oxygen isotope data are given in Tartèse and Boulvais (2010). To summarize, in the Lizio two-mica granite, quartz and feldspar (orthoclase, microcline and plagioclase) represent around 90% of the mineral assemblage (Fig. 3) while biotite and muscovite represent the remaining 10%, biotite being generally more abundant than muscovite. Accessory minerals are apatite, zircon and monazite.

In undeformed samples, quartz is large and often euhedral (Fig. 3a–b) whereas it is recrystallized in ribbons in deformed samples (Fig. 3c–d). Plagioclase is euhedral to subeuhedral and shows thin polysynthetic twinning. Alkali

feldspar is generally subeuhedral. Microcline and orthoclase generally displays well-expressed tartan and Carlsbad twinning, respectively. Pleochroic biotite forms euhedral brown-reddish flakes (Fig. 3a–b) and hosts most of the accessory minerals (Fig. 3b). Muscovite usually forms large flakes, some of them having a fish-like habit due to shearing (Fig. 3c). In deformed samples, shear bands are usually localized in small biotite and muscovite grains aggregates (Fig. 3c–d).

3.2. Mineral chemistry

Analytical procedure for electron microprobe analysis of minerals are detailed in Pitra et al. (2008) and Tartèse and Boulvais (2010). K-feldspar is close to the orthose end-member (Or = 91–92 mol.%) and plagioclase is albite on average (Ab = 91 mol.%). Biotite composition is homogeneous in the investigated samples and typical of peraluminous granites (Tartèse and Boulvais, 2010). Concerning muscovite, complementary electron microprobe data have been acquired, compared to the dataset published in Tartèse and Boulvais (2010), as muscovite is the mineral chosen for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating in this study. Only data obtained on large muscovite phenocrysts are reported in Table 1 and displayed in Fig. 4. Muscovite grains have a homogeneous chemical composition with FeO = 1.1–1.4 wt.%, MgO = 0.8–0.9 wt.% and Na₂O = 0.5–0.7 wt.% (Table 1). They also have a high TiO₂ content (0.6–

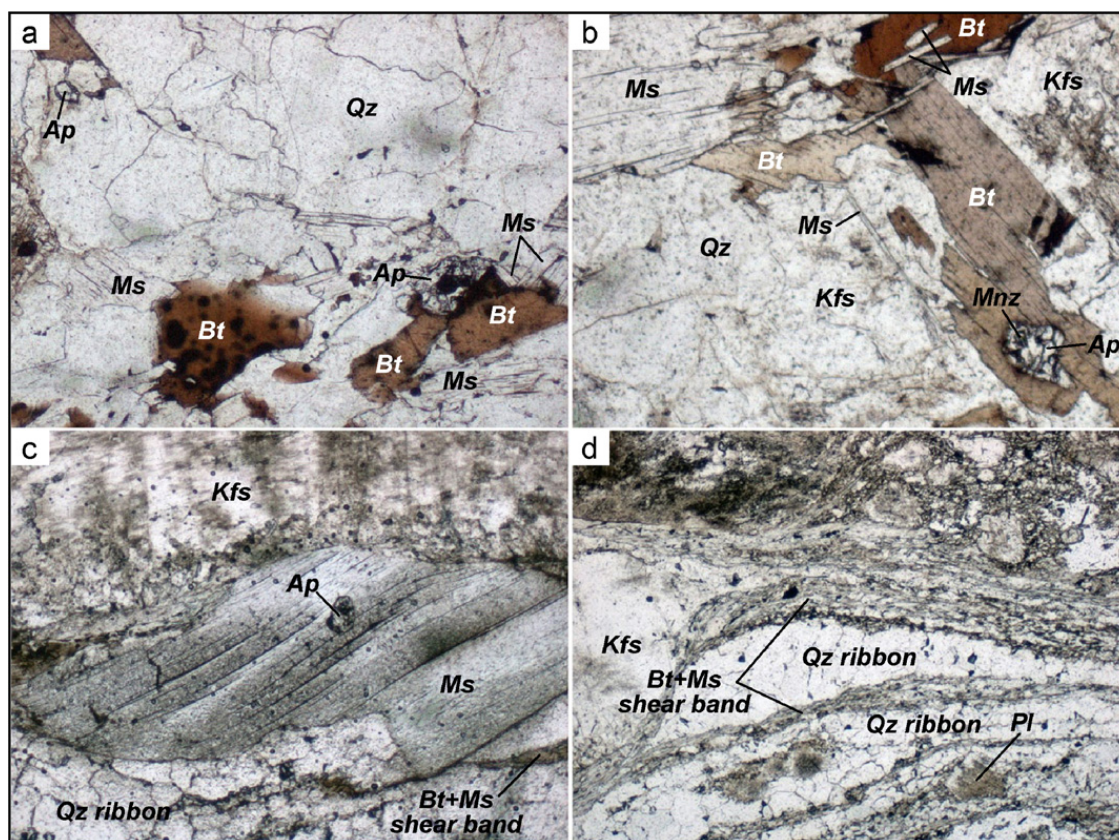


Fig. 3. Photomicrographs showing the typical structures of the Lizio granite samples, from undeformed (a and b) to mylonitized (c and d). Mineral abbreviations are after Whitney and Evans (2010).

Fig. 3. Microphotographies montrant les structures typiques des échantillons du granite de Lizio, depuis les échantillons non déformés (a et b) jusqu'aux échantillons mylonitisés (c et d). Les abréviations des minéraux sont celles de Whitney et Evans (2010).

Table 1
Average chemical compositions of muscovite.

Tableau 1
Compositions chimiques moyennes des muscovites.

MUSCOVITE											
	LRT15 (n = 16)		LRT10 (n = 19)		LRT11 (n = 10)		LRT12 (n = 14)		LRT14 (n = 15)		
		sd		sd		sd		sd		sd	
SiO ₂	46.5	0.3	45.7	0.4	46.4	0.2	45.7	0.5	46.1	0.3	
TiO ₂	1.1	0.2	0.7	0.2	0.6	0.2	1.1	0.2	1.0	0.2	
Al ₂ O ₃	34.5	0.2	35.8	0.3	35.0	0.3	34.7	0.5	34.9	0.4	
FeO	1.4	0.1	1.1	0.1	1.2	0.2	1.3	0.1	1.4	0.1	
MgO	0.9	0.1	0.8	0.1	0.8	0.1	0.8	0.1	0.8	0.1	
Na ₂ O	0.5	0.1	0.7	0.1	0.6	0.1	0.5	0.1	0.5	0.1	
K ₂ O	11.0	0.2	10.8	0.2	10.7	0.6	11.2	0.3	11.1	0.2	
SUM	95.8		95.6		95.3		95.4		95.8		
<i>Structural formula based on 22 oxygen atoms</i>											
Si	6.17	0.02	6.08	0.02	6.17	0.03	6.11	0.04	6.13	0.02	
Ti	0.11	0.02	0.07	0.02	0.06	0.02	0.11	0.02	0.10	0.02	
Al	5.40	0.03	5.61	0.03	5.49	0.03	5.48	0.06	5.47	0.05	
Fe	0.16	0.01	0.13	0.01	0.14	0.02	0.15	0.01	0.15	0.01	
Mg	0.18	0.01	0.15	0.01	0.15	0.02	0.16	0.02	0.17	0.02	
Na	0.12	0.02	0.19	0.03	0.15	0.04	0.14	0.03	0.14	0.03	
K	1.86	0.04	1.84	0.04	1.83	0.09	1.91	0.04	1.88	0.03	
SUM	14.00		14.06		13.99		14.06		14.04		

Oxide contents in wt.% and cationic contents in apfu. sd: standard deviation.

1.1 wt.% on average, Table 1) and consistently fall in the primary magmatic muscovite field in the Mg-Ti-Na ternary diagram (Miller et al., 1981; Fig. 4a). In the Mg + Fe against Si plot (Fig. 4b), muscovite analyses are clustered showing that limited phengitic substitution occurred in the studied samples.

4. Geochronological results

4.1. Zircon U-Pb dating

Zircon U-Pb data were obtained in situ by laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) performed at the Centre for Element and Isotope Analysis, University of Bergen, Norway. A classical mineral separation procedure has been followed to concentrate zircon grains suitable for U-Pb dating from samples LRT10,

LRT12 and LRT15, these three samples representing undeformed, deformed and mylonitized end-members in the rock collection. Rocks were crushed and the powder fractions with a diameter < 250 μm have been isolated. Heavy minerals were successively concentrated by Wilfley table and heavy liquids procedures. Magnetic minerals were then removed with an isodynamic Frantz separator. Zircon grains were carefully examined under a binocular microscope, selected, and embedded in epoxy mounts. Then grains were hand-grounded and polished on a lap wheel with 6 μm and 1 μm diamond suspension successively. They were imaged in transmitted and reflected light, and their internal structure has been revealed using SEM BSE imaging at the LaSalle Institute, Beauvais, France.

Before analysis, grain mounts were cleaned using a weak HNO₃ solution and rinsed several times using Millipore water and ethanol in an ultrasonic bath. They

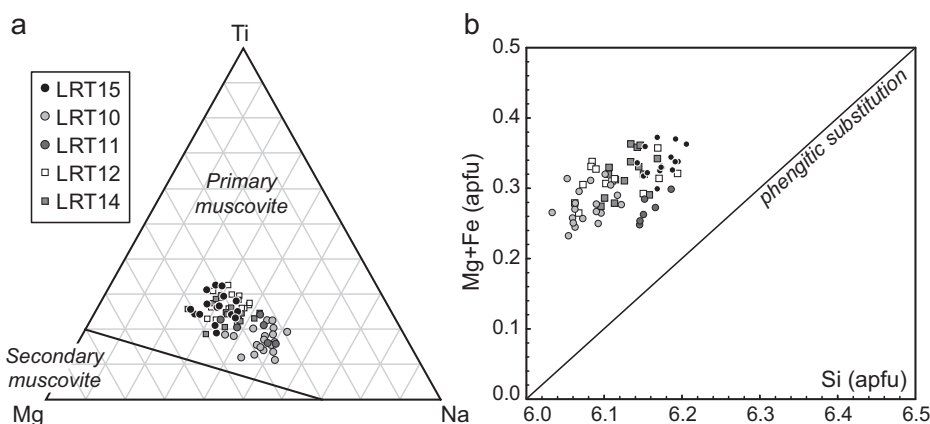


Fig. 4. (a) Muscovite chemical compositions plotted in the ternary Mg-Ti-Na diagram of Miller et al. (1981). (b) Mg + Fe (apfu) vs. Si (apfu) content of muscovite showing the extent of phengitic substitution.

Fig. 4. (a) Compositions chimiques des muscovites représentées dans le diagramme ternaire Mg-Ti-Na de Miller et al. (1981). (b) Teneurs Mg + Fe (apfu) vs. Si (apfu) des muscovites illustrant l'étendue de la substitution phengitique.

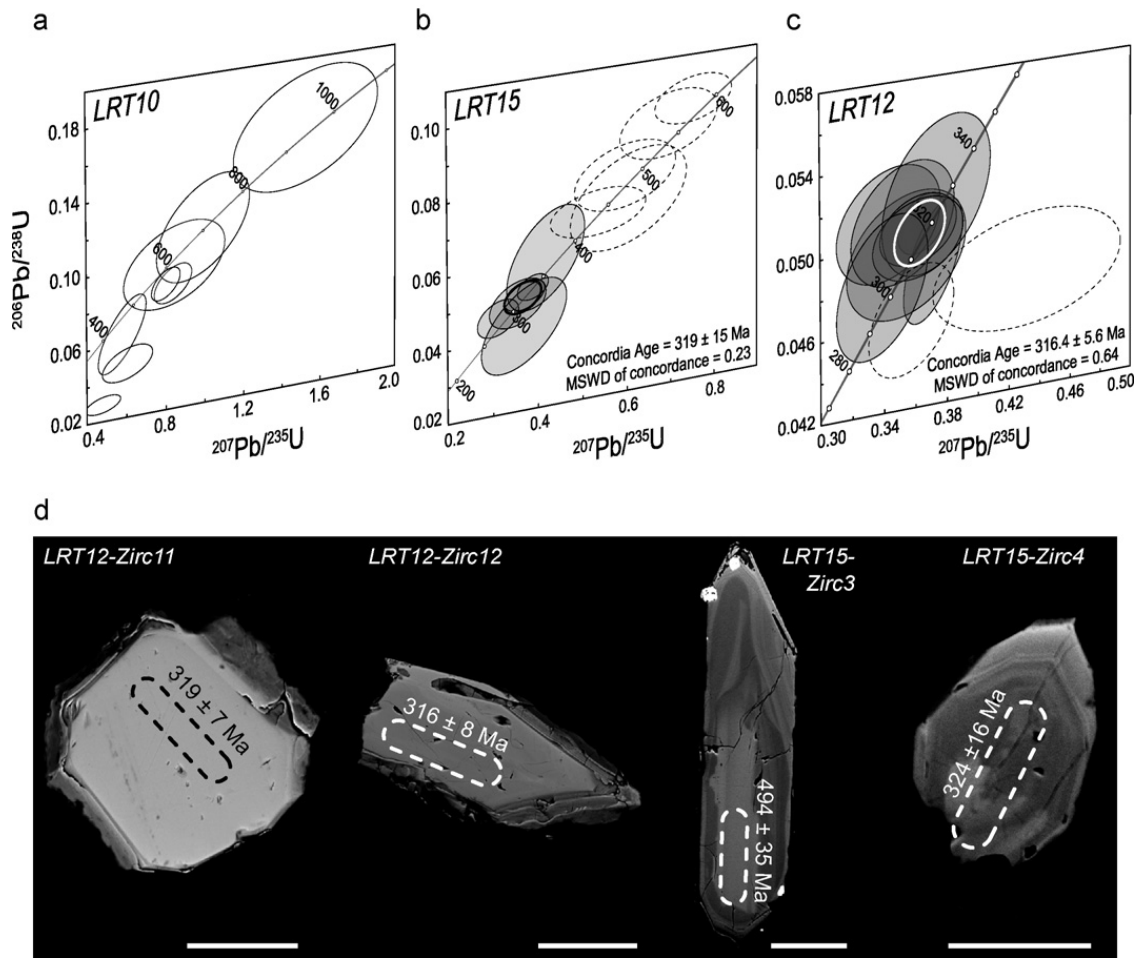


Fig. 5. (a) Wetherill concordia diagram for zircon data from the sample LRT10. (b) Wetherill concordia diagram for zircon data from the sample LRT15. (c) Wetherill concordia diagram for zircon data from the sample LRT12. In these diagrams, error ellipses are at 1σ . Concordia ages have been calculated with the ellipses in grey and include decay constants errors. (d) SEM BSE images of zircon grains from samples LRT12 and LRT15 with LA-ICP-MS analyzed rasters (dotted zones) and obtained $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dates. For all the grains, the scale bar represents $50\ \mu\text{m}$.

Fig. 5. (a) Diagramme concordia Wetherill pour les données des zircons de l'échantillon LRT10. (b) Diagramme concordia Wetherill pour les données des zircons de l'échantillon LRT15. (c) Diagramme concordia Wetherill pour les données des zircons de l'échantillon LRT12. Dans ces diagrammes, les ellipses d'incertitude sont à 1σ . Les âges concordia ont été calculés avec les ellipses en gris et incluent les incertitudes sur les constantes de désintégration. (d) Images MEB rétrodiffusées de grains de zircon des échantillons LRT12 et LRT15, avec les zones analysées (en pointillés) par LA-ICP-MS et les dates $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtenues. L'échelle représente $50\ \mu\text{m}$ pour tous les grains.

were then mounted in the laser ablation cell together with several standards for quality control. A 213 Nd-YAG laser (New Wave UP-213) was used coupled to a single-collector, double focusing magnetic sector ICP-MS system (Thermo Finnigan Element 2). Data have been plotted in Wetherill concordia diagrams using the software Isoplot/Ex (Ludwig, 2008). In Fig. 5, data are plotted with their uncertainties at 1σ . Results are reported in the Table 2 where uncertainties are listed at 1σ . When ages are calculated, all errors are reported at the 2σ confidence level.

Zircon grains were ablated using a laser beam of ca. $15\ \mu\text{m}$ in diameter that was rastered over the sample surface to create a line of ca. $50\ \mu\text{m}$ in length depending on the grain size. The laser energy was set at $5\ \text{J}\cdot\text{cm}^{-2}$ with a repetition rate of 10 Hz. Together with the sample introduction, the system allowed the simultaneous nebulization of an internal standard tracer solution following the technique described by Košler et al. (2002) and Košler

and Sylvester (2003). Zircon data were collected on unknown zircon grains and three zircon standards, 91500 (1065 Ma; Wiedenbeck et al., 1995), Plešovice (337 Ma; Sláma et al., 2008) and GJ-1 (609 Ma; Jackson et al., 2004). Typically 10–15 unknowns were collected for every 7 analyses of the standards. Analysing and treating the zircon standards as unknowns is a robust quality control procedure that allows assessment of the accuracy and precision of the technique during an analytical session. Analyses done on the Plešovice and GJ-1 zircon standards yielded concordant ages of $335 \pm 4\ \text{Ma}$ ($n = 12$; MSWD = 1.13) and $603 \pm 11\ \text{Ma}$ ($n = 9$; MSWD = 0.30). Raw data were processed offline using an Excel spreadsheet-based program (Lamdate; Košler et al., 2008).

BSE images of zircon grains from sample LRT12 revealed unzoned grey cores surrounded by thin darker rims, without evidence of inherited cores (Fig. 5d). In sample LRT15, zircon grains display a more pronounced oscillatory zoning where dark cores are surrounded by

Table 2Zircon U-Pb isotopic data. All uncertainties are at 1σ .**Tableau 2**Données isotopiques U-Pb sur zircon. Les incertitudes sont à 1σ .

Sample, grain, spot	Isotopic ratios						Rho	Calculated ages (Ma)					
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	\pm	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	\pm	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	\pm		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	\pm	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	\pm	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	\pm
<i>LRT10 - Zircon</i>													
Zirc1.2	0.8456	0.1709	0.0986	0.0150	0.0618	0.0063	0.38	606	88	622	94	667	220
Zirc2.1	1.5298	0.2502	0.1619	0.0217	0.0695	0.0065	0.41	967	120	942	100	915	192
Zirc3.1	0.8374	0.0634	0.0885	0.0067	0.0729	0.0084	0.50	547	40	618	35	1011	233
Zirc4.1	0.5790	0.0799	0.0656	0.0134	0.0634	0.0082	0.74	410	81	464	51	723	275
Zirc5.1	0.9942	0.1581	0.1165	0.0185	0.0581	0.0065	0.50	710	107	701	81	532	245
Zirc7.1	0.6049	0.0842	0.0494	0.0061	0.0891	0.0086	0.45	311	38	480	53	1406	184
Zirc7.2	0.8016	0.0485	0.0889	0.0057	0.0612	0.0031	0.53	549	33	598	27	645	107
Zirc8.1	0.4803	0.0583	0.0290	0.0031	0.1430	0.0120	0.44	184	19	398	40	2264	145
<i>LRT12 - Zircon</i>													
Zirc2.1	0.4324	0.0406	0.0478	0.0019	0.0664	0.0051	0.21	301	11	365	29	819	159
Zirc4.1	0.3640	0.0102	0.0509	0.0009	0.0507	0.0014	0.33	320	6	315	8	227	65
Zirc5.1	0.3711	0.0125	0.0490	0.0019	0.0538	0.0015	0.59	308	12	320	9	363	62
Zirc6.1	0.3542	0.0251	0.0495	0.0020	0.0528	0.0032	0.29	312	12	308	19	320	138
Zirc7.1	0.3429	0.0219	0.0511	0.0018	0.0501	0.0021	0.28	322	11	299	17	198	100
Zirc8.1	0.3519	0.0218	0.0511	0.0019	0.0503	0.0022	0.31	321	12	306	16	211	102
Zirc8.2	0.3734	0.0230	0.0522	0.0025	0.0527	0.0022	0.39	328	15	322	17	315	93
Zirc9.1	0.3571	0.0179	0.0463	0.0018	0.0562	0.0026	0.38	292	11	310	13	460	102
Zirc11.1	0.3618	0.0162	0.0507	0.0011	0.0524	0.0023	0.25	319	7	314	12	302	101
Zirc12.1	0.3616	0.0191	0.0502	0.0013	0.0540	0.0022	0.24	316	8	313	14	373	91
Zirc13.1	0.3387	0.0192	0.0481	0.0023	0.0524	0.0016	0.42	303	14	296	15	303	71
<i>LRT15 - Zircon</i>													
Zirc1.1	0.4161	0.0578	0.0607	0.0090	0.0516	0.0056	0.53	380	54	353	41	268	250
Zirc2.1	0.3675	0.0629	0.0431	0.0080	0.0608	0.0096	0.54	272	50	318	47	634	338
Zirc3.1	0.5965	0.0759	0.0796	0.0059	0.0548	0.0039	0.29	494	35	475	48	405	161
Zirc3.2	0.6041	0.0876	0.0732	0.0088	0.0598	0.0077	0.42	455	53	480	55	596	280
Zirc4.1	0.3682	0.0297	0.0515	0.0026	0.0515	0.0034	0.32	324	16	318	22	262	153
Zirc5.1	0.3531	0.0417	0.0496	0.0042	0.0524	0.0054	0.36	312	26	307	31	304	237
Zirc5.2	0.3871	0.0229	0.0533	0.0022	0.0537	0.0026	0.35	335	13	332	17	357	111
Zirc6.1	0.7527	0.0583	0.0977	0.0042	0.0589	0.0021	0.28	601	25	570	34	564	79
Zirc7.1	0.5352	0.0713	0.0707	0.0041	0.0581	0.0054	0.22	440	25	435	47	533	204
Zirc8.1	0.3093	0.0302	0.0464	0.0032	0.0502	0.0025	0.36	292	20	274	23	204	115
Zirc9.1	0.6964	0.0739	0.0918	0.0059	0.0555	0.0031	0.30	566	35	537	44	432	125

brighter rims (Fig. 5d). Some zircon grains also contain small monazite inclusions (for example in LRT15-Zirc3 in Fig. 5d). In sample LRT10, two analyses are largely discordant and yield therefore meaningless dates (Fig. 5a). From the remaining concordant analyses, one yields a date of ca. 950 Ma, and another five dates are grouped around 600–500 Ma (Fig. 5a). In sample LRT15, the complete dataset of 11 analyses plot in a concordant to subconcordant position (Fig. 5b). Among them, six define an imprecise concordia age of 319 ± 15 Ma (MSWD = 0.23). The five remaining datapoints define dates between ca. 600 and 450 Ma. Finally, in sample LRT12, eleven analyses have been performed (Table 2). When plotted in a Wetherill concordia diagram (Fig. 5c), nine datapoints define a concordia age of 316.4 ± 5.6 Ma (MSWD = 0.64), identical within error with the age recorded by sample LRT15 but more precise.

4.2. Muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating

Euhedral to subeuhedral single grains of muscovite, with variably deformed shapes, were handpicked from the 0.25–1.50 mm fraction. Irradiation was performed at the McMaster reactor (Hamilton, Canada) and lasted 43.33 hr

(total fluence of 2.6×10^{18} n.cm⁻²). It was monitored with Taylor Creek Rhyolite (TCR-2) sanidine (28.34 Ma, Renne et al., 1998). Muscovite single grains were analyzed by step-heating with a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe, following the procedure described in Ruffet et al. (1991, 1995). Blanks were performed routinely each first or third step, and subtracted from subsequent sample gas fractions. A plateau age is obtained when apparent ages of at least three consecutive steps, representing a minimum of 70% of the ^{39}Ar released, agree within 2σ error bars with the integrated age of the plateau segment. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analytical data are portrayed as age spectra in Fig. 6. All reported uncertainties both in the Fig. 6 and in the text are at the 2σ confidence level.

Single muscovite grains have been analyzed in four samples from the Lizio granite (LRT10, LRT11, LRT13 and LRT15). These samples yielded plateau dates ranging between 311.5 ± 0.4 Ma down to 308.2 ± 0.6 Ma (Fig. 6). They display slight saddle-shaped $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra that might reflect slight perturbations of the K-Ar isotopic system (e.g. Alexandrov et al., 2002; Cheilletz et al., 1999). An important point is that there is no relationship between the obtained dates and the shearing gradient observed throughout the Lizio granite.

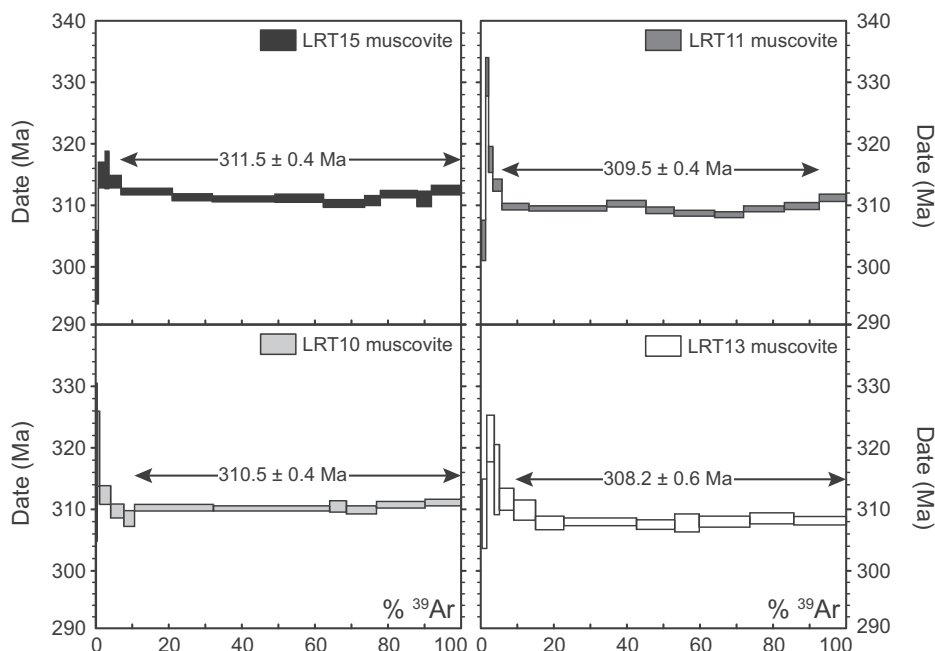


Fig. 6. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of analyzed muscovites. The age error bars for each temperature steps are at the 1σ level. The errors in the J-values are not included. Plateau ages are given with a 2σ uncertainty.

Fig. 6. Spectres d'âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des muscovites analysées. Pour chaque étape de température, les barres d'erreur sur les âges sont à 1σ . Les incertitudes sur les facteurs-J ne sont pas incluses. Les âges plateaux sont donnés avec une incertitude à 2σ .

5. Interpretation and discussion

Considering the high closure temperature for the U-Pb radiogenic system in zircon in excess of 800°C (Cherniak and Watson, 2001), we interpret the age of 316 ± 6 Ma obtained on sample LRT12 from the synkinematic Lizio granite as its emplacement age along the NBSASZ. The age of 319 ± 15 Ma obtained on sample LRT15 is imprecise but consistent with this emplacement age. Older dates obtained on zircon grains from samples LRT10 and LRT15 illustrate the classical phenomenon of inheritance which often characterizes granitic rocks (e.g. Bea et al., 2007; Harrison et al., 1987; Miller et al., 2003; Roddick and Bevier, 1995). Here, inherited dates mainly range between Neo-Proterozoic and Upper Ordovician times. Concerning the emplacement age of 316 ± 6 Ma, it is identical to the zircon U-Pb emplacement age of $316 +5/-3$ Ma of the St-Thurien metagranite found by Béchenec et al. (2001) and contemporaneous with dextral shearing along the NBSASZ. It is also identical to the U-Pb zircon emplacement age obtained recently on the southward Questembert granite by Tartèse et al. (2011b), which is contemporaneous with dextral shearing along the SBSASZ. This new U-Pb emplacement age obtained on the Lizio granite thus indicates that both branches of the SASZ were active at the same time around 315–320 Ma. However, it is younger and does not overlap with the whole rock Rb-Sr isochron age of 337 ± 13 Ma (2σ), previously considered as the emplacement age of the granite (whole rock Rb-Sr isochron, recalculated from the six data of Peucat et al., 1979 and the three data of Tartèse and Boulvais, 2010). So far, all the available geochronological data imply that the NBSASZ has been active from ca. 344 Ma (whole rock Rb-Sr isochron age of the Pontivy granite, Peucat et al., 1979) down to ca.

315 Ma. However, it would be interesting to get new zircon U-Pb data on the other granitic massifs emplaced along the NBSASZ. Indeed, the existing Rb-Sr isochron ages may be too old for these granites. Such old inherited “isochrons” have been described for example by Roddick and Compston (1977) for the crustally-derived Murrumbidgee Batholith, Australia. Moreover, whole rock-mineral isochrons on two samples from the Pontivy granite (whole rock Rb-Sr isochron age of 344 ± 8 Ma) yielded ages identical within error at 311 ± 9 and 310 ± 9 Ma respectively (Peucat et al., 1979), ages that are consistent with a Late Carboniferous emplacement for the Pontivy granite. We thus believe that the ca. 340 Ma old emplacement ages obtained through whole rock Rb-Sr dating of synkinematic granites along the NBSASZ are actually not emplacement ages of these granites but rather represent inherited “isochrons” in the sense of Roddick and Compston (1977). In that case, initiation of dextral shearing along the NBSASZ may not be as old as the ca. 340 Ma age that has been considered so far. Indeed, our data on the Lizio granite give a maximum age of 322 Ma for the activity along the NBSASZ.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates obtained on muscovite grains from four samples of the Lizio granite range between 311.5 and 308.2 Ma. The two oldest dates are identical within error with the zircon U-Pb emplacement age of 316 ± 6 Ma and involve a subinstantaneous cooling of the intrusion, and the two other dates are slightly younger, considering the uncertainties associated with both techniques. This implies that either the younger muscovite grains have been affected by fluid-induced recrystallization processes after their magmatic isotopic closure (e.g. Villa, 2010) which would have reset the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates, or that the Lizio granite remained sufficiently warm during 2–3 Ma after its emplacement, above the argon closure temperature of muscovite. The muscovite chemistry

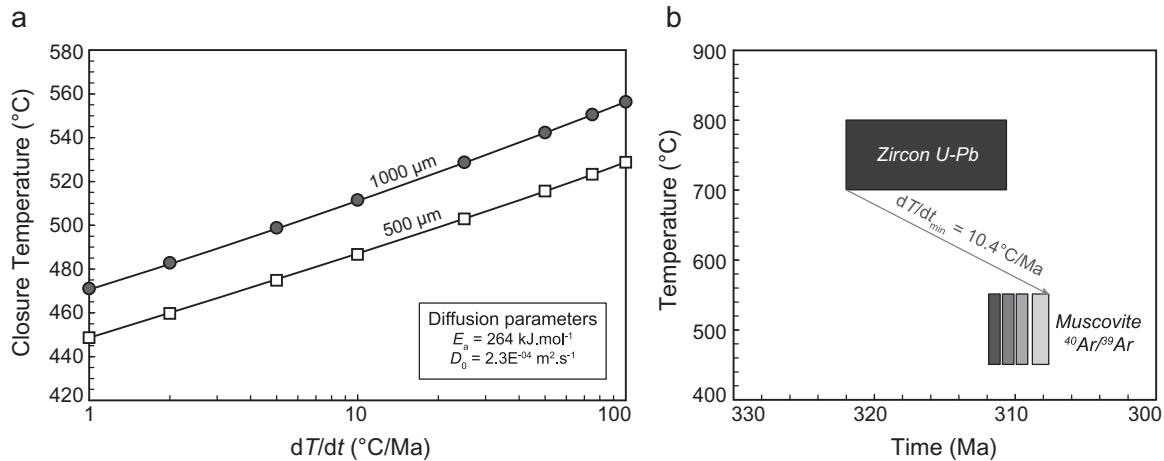


Fig. 7. (a) Computation of muscovite closure temperature (°C) for Ar diffusion against the cooling rate (°C/Ma) for diffusion radius of 0.5 and 1 mm. Parameters used are those of Harrison et al. (2009). (b) Temperature–Time plot for the Lizio granite.

Fig. 7. (a) Calcul de la température de fermeture (°C) pour la diffusion de l'Ar dans la muscovite en fonction du taux de refroidissement (°C/Ma), pour des domaines de diffusion de 0,5 et 1 mm. Les paramètres utilisés sont ceux de Harrison et al. (2009). (b) Diagramme Température–Temps pour le granite de Lizio.

shows that all the muscovite grains have a typical primary magmatic composition, which likely precludes the first hypothesis of a fluids-induced recrystallization and resetting process. The closure temperature for argon in muscovite has for a long time been considered to be around 350 °C based in part on calibration of obtained ages vs. metamorphic grade (e.g. Purdy and Jäger, 1976). However, Harrison et al. (2009) recently published the first experimental study of argon diffusion in muscovite and showed that Ar retentivity in muscovite is greater than previously assumed. Based on their diffusion parameters ($E_a = 264 \text{ kJ.mol}^{-1}$; $D_0 = 2.3 E^{-04} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$), and taking 500 and 1000 μm for the diffusion radius, we have computed the different closure temperature as a function of cooling rates (Fig. 7a): the closure temperature ranges between ca. 450 and 550 °C, for the diffusion dimensions and cooling rates investigated. In a Temperature–Time diagram (Fig. 7b), the minimum cooling rate calculated considering U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and their associated uncertainties is 10.4 °C/Ma.

Taking the minimum zircon U-Pb age and the oldest muscovite dates corresponds to a subinstantaneous cooling of the granitic body. A simple 2D thermal numerical model (details in Appendix A) shows that a Lizio-type granitic pluton emplaced at mid-crustal depths cools down in less than 1 Ma (Fig. 8), consistently with this scenario. Conversely, a slow cooling rate of ca. 10 °C/Ma would imply

that the Lizio granite remained at a temperature above ca. 480–500 °C for a long time after its emplacement. The Lizio granite was emplaced around 4 kbar, which corresponds to a depth of 15 km considering only the lithostatic pressure and a granite density of 2.7. At this depth, temperatures of around 550 °C can be reached and maintained along continental strike-slip shear zones due to heat production by shear heating (Leloup et al., 1999). The cooling below the closure temperature of ca. 500 °C for such a slow cooling rate would have occurred when heat advection due to shear heating and therefore shearing along the NBSASZ had stopped. Moreover, one cannot totally rule out the influence of some fluid-rock interactions which would have disturbed $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra without being recorded by the whole rock and muscovite chemistry. Indeed, the analyzed muscovite grains display subtle saddle-shaped $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra that may indicate fluid-induced disturbance (e.g. Alexandrov et al., 2002; Cheilletz et al., 1999). Finally, to a first order, our new data are consistent with a simple cooling of the intrusion, with possible, but limited, influence of shear heating and fluid-rock interaction. A surprising result is the absence of consistency between the muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates and the shearing gradients observed throughout the Lizio granite. This could result from the choice we made to

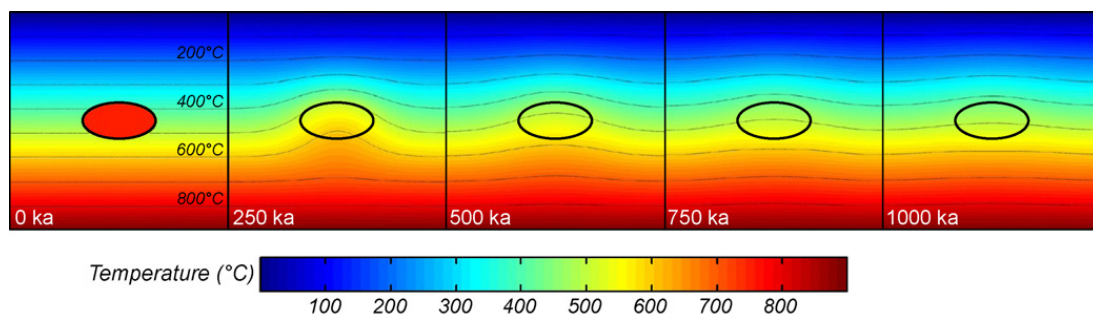


Fig. 8. 2D thermal modelling of the cooling of the Lizio granite during 1 Ma (see details in Appendix A).

Fig. 8. Modèle thermique 2D du refroidissement du granite de Lizio pendant 1 Ma (voir les détails dans l'Annexe A).

date large muscovite phenocrysts in all the samples. It would deserve further studies, notably dating increasingly deformed micas toward the NBSASZ to better evaluate if potential postemplacement events have affected the K-Ar system in micas.

6. Conclusion

Zircon U-Pb dating carried out on the Lizio granite yielded an age of 316 ± 6 Ma that is interpreted as the emplacement age of the granite, and therefore also of dextral shearing along the northern branch of the SASZ. This is significantly younger than the previous ca. 340 Ma whole rock Rb-Sr age interpreted as dating the emplacement of the Lizio granite. The significance of this older age is not yet well understood and it should therefore be treated with caution. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses performed on various muscovite grains from the Lizio granite yielded dates of 311.5–308.2 Ma. As geochemical evidence precludes late fluids-induced large perturbations of the K-Ar isotopic system in muscovite, these dates likely reflect cooling ages below the argon closure temperature. Two extreme scenarios may explain the obtained ages, either a subinstantaneous cooling of the granite, or conversely, a very slow cooling which lasted several millions of years. This last scenario requires that the Lizio granite remained in a hot environment for a long time after its emplacement. This could have been caused by shear heating due to dextral shearing along the northern branch of the SASZ.

Acknowledgments

We are grateful to J. Tudri and O. Pourret (LaSalle Insitute, Beauvais, France) for providing us access to the secondary electron microprobe and to M. Bohn (IFREMER, Brest, France) for his assistance during electron microprobe analyses. This work was funded by grants from the CNRS-INSU (“3F” and “Action incitative” programs).

Appendix A. Appendix A: 2D thermal numerical model

The 2D thermal code used in this study solves the heat diffusion equation (A.1):

$$\rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} = k \nabla^2 T + Hr \quad (\text{A.1})$$

where ρ , C_p and k are material density, specific heat capacity and thermal conductivity, respectively and Hr corresponds to the radiogenic heat production. This equation is solved numerically in the implicit formulation using the finite difference method. In this study, the heat production (Hr) is set to zero. Indeed, preliminary tests have been done with values from 1 to $5 \mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$ and the results show that results are not significantly different after 1 Myr of experiment. The initial setup is displayed in the Fig. A1. The granitic intrusion is modelled as an ellipse (5 km high and 10 km long) located at 15 km depth in a host rocks medium with a linear thermal

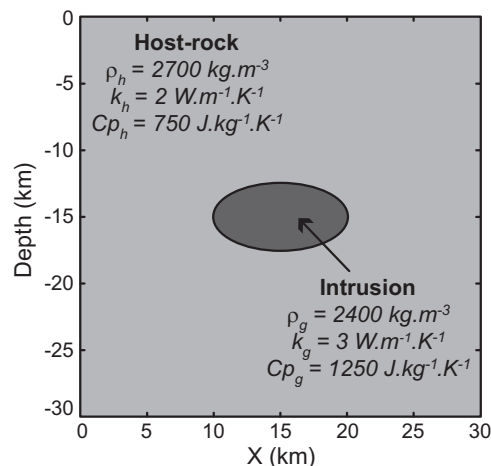


Fig. A1. Initial setup used for the 2D thermal modelling.

Fig. A1. Configuration initiale utilisée pour le modèle thermique 2D.

gradient of $30 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$. The resolution used is 151×151 nodes (i.e., 200 m).

References

- Alexandrov, P., Ruffet, G., Cheilletz, A., 2002. Muscovite recrystallization and saddle-shaped $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra: Example from the Blond granite (Massif Central, France). *Geochim. Cosmochim. Acta* 66, 1793–1807.
- Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., Pitra, P., 2009. Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones. *C. R. Geoscience* 341, 174–201.
- 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. *J. Petrol.* 48, 2327–2339.
- Béchenneq, F., Hallégouët, B., Thiéblemont, D., 2001. Rosporden 1/50000 geological map manual (347). BRGM, Orléans, France.
- Bernard-Griffiths, J., Peucat, J.J., Sheppard, S., Vidal, P., 1985. 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 Planet. Sci. Lett.* 74, 235–250.
- Berthé, D., 1980. Le Cisaillement Sud Armoricaïn dans la région de St. Jean Brévelay (Morbihan). Analyse de la déformation cisailante. Unpublished Ph.D. Thesis, University of Rennes 1, France.
- Berthé, D., Choukroune, P., Jégouzo, P., 1979. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites - Example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.* 1, 31–42.
- Brown, M., Dallmeyer, R.D., 1996. Rapid Variscan exhumation and the role of magma in core complex formation: southern Brittany metamorphic belt, France. *J. Metamorph. Geol.* 14, 361–379.
- Cheilletz, A., Ruffet, G., Marignac, C., Kolli, O., Gasquet, D., Féraud, G., Bouillin, J.P., 1999. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of shear zones in the Variscan basement of the Greater Kabylia (Algeria). Evidence of an Eo-Alpine event at 128 Ma (Hauterivian-Barremian boundary): geodynamic consequences. *Tectonophysics* 306, 97–116.
- Cherniak, D.J., Watson, E.B., 2001. Pb diffusion in zircon. *Chem. Geol.* 172, 5–24.
- Gapais, D., 1989. Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indicators. *Geology* 17, 1144–1147.
- Gapais, D., Lagarde, J.L., Le Corre, C., Audren, C., Jégouzo, P., Casas Sainz, A., Van Den Driessche, J., 1993. La zone de cisaillement de Quiberon : témoin d'extension de la chaîne varisque en Bretagne méridionale au Carbonifère. *C. R. Acad. Sci. Paris. Ser. Ila* 316, 1123–1129.
- Gloaguen, E., Branquet, Y., Boulvais, P., Moëlo, Y., Chauvel, J.J., Chiappero, P.J., Marcoux, E., 2007. Palaeozoic oolitic ironstone of the French Armorican Massif: a chemical and structural trap for orogenic base metal-As-Sb-Au mineralisation during Hercynian strike-slip deformation. *Miner. Deposita* 42, 399–422.
- Gumiaux, C., Gapais, D., Brun, J.P., Chantraine, J., Ruffet, G., 2004. Tectonic history of the Hercynian Armorican Shear belt (Brittany, France). *Geodin. Acta* 17, 289–307.

- Harrison, T.M., Aleinikoff, J.N., Compston, W., 1987. Observations and controls on the occurrence of inherited zircon in Concord-type granitoids. New Hampshire. *Geochim. Cosmochim. Acta* 51, 2549–2558.
- Harrison, T.M., Célérier, J., Aikman, A.B., Hermann, J., Heizler, M.T., 2009. Diffusion of ^{40}Ar in muscovite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 73, 1039–1051.
- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.* 211, 47–69.
- Jégouzo, P., 1980. The South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.* 2, 39–47.
- Jégouzo, P., Rossello, E.A., 1988. La Branche Nord du Cisaillement Sud-Armoricain (France) : un essai d'évaluation du déplacement par l'analyse des mylonites. *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. Ila* 307, 1825–1831.
- Košler, J., Sylvester, P.J., 2003. Present trends and the future of zircon in geochronology: laser ablation ICPMS. In: Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. (Eds.), *Zircon. Rev. Mineral. Geochem.* 53, 243–275.
- Košler, J., Fonneland, H., Sylvester, P., Tubrett, M., Pedersen, R.B., 2002. U–Pb dating of detrital zircons for sediments provenance studies—a comparison of laser ablation ICPMS and SIMS techniques. *Chem. Geol.* 182, 605–618.
- Košler, J., Forst, L., Sláma, J., 2008. Lamdate and Lamtool: spreadsheet-based data reduction for laser ablation ICP-MS. In: Sylvester, P. (Ed.), *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series*, 40. pp. 315–317.
- Le Corre, C., Auvray, B., Ballèvre, M., Robardet, M., 1991. Le Massif Armorican. *Sciences Géologiques* 44, 31–103.
- Leloup, P.H., Ricard, Y., Battaglia, J., Lacassin, R., 1999. Shear heating in continental strike-slip shear zones: model and field examples. *Geophys. J. Int.* 136, 19–40.
- Lemarchand, J., Boulvais, P., Gaboriau, M., Boiron, M.C., Tartèse, R., Cokkinos, M., Bonnet, S., Jégouzo, P., 2011. Giant quartz vein formation and high elevation meteoric fluid infiltration into the South Armorican Shear Zone: geological, fluid inclusion and stable isotope evidence. *J. Geol. Soc. London*, in press. doi:10.1144/0016-76492010-186.
- Ludwig, K.R., 2008. Isoplot/Ex version 3.70: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication 4, 73 p.
- Miller, C.F., Stoddard, E.F., Bradfish, L.J., Dollase, W.A., 1981. Composition of plutonic muscovite; genetic implications. *Can. Mineral.* 19, 25–34.
- Miller, C.F., McDowell, S.M., Mapes, R.W., 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology* 31, 529–532.
- Pattison, D.R.M., Tracy, R.J., 1991. Phase equilibria and thermobarometry of metapelites. In: Kerrich, D.M. (Ed.), *Contact Metamorphism. Rev. Mineral. Geochem.*, 26. pp. 105–206.
- Pattison, D.R.M., Spear, F.S., Cheney, J.T., 1999. Polymetamorphic origin of muscovite + cordierite + staurolite + biotite assemblages: implications for the metapelitic petrogenetic grid and for P–T paths. *J. Metamorph. Geol.* 17, 685–703.
- Peucat, J.J., Charlot, R., Mifdal, A., Chantraine, J., Autran, A., 1979. Définition géochronologique de la phase bretonne en Bretagne centrale. *Étude Rb/Sr de granites du domaine Centre-Armoricain. Bull. B. R. G. M.* 4, 349–356.
- Pitra, P., Boulvais, P., Antonoff, V., Diot, H., 2008. Wagnerite in a cordierite-gedrite gneiss: witness of long-term fluid-rock interaction in the continental crust (Ile d'Yeu, Armorican Massif, France). *Am. Mineral.* 93, 315–326.
- Purdy, J.W., Jäger, E., 1976. K–Ar ages on rock-forming minerals from the Central Alps. *Mem. Inst. Geol. Min. Univ. Padova* 30.
- Renne, P.R., Swisher, C.C., Deino, A.L., Karner, D.B., Owens, T.L., DePaolo, D.J., 1998. Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Chem. Geol.* 145, 117–152.
- Roddick, J.C., Bevier, M.L., 1995. U–Pb dating of granites with inherited zircon: Conventional and ion microprobe results from two Paleozoic plutons, Canadian Appalachians. *Chem. Geol.* 119, 307–329.
- Roddick, J.C., Compston, W., 1977. Strontium isotopic equilibration: a solution to a paradox. *Earth Planet. Sci. Lett.* 34, 238–246.
- Ruffet, G., Féraud, G., Amouric, M., 1991. Comparison of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ conventional and laser dating of biotites from the North Tregor batholiths. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 1675–1688.
- Ruffet, G., Féraud, G., Ballèvre, M., Kienast, J.R., 1995. Plateau ages and excess argon in phengites - An Ar-40-Ar-39 laser probe study of alpine micas (Sesia zone, Western Alps, northern Italy). *Chem. Geol.* 121, 327–343.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N., Whitehouse, M.J., 2008. Plešovice zircon - a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem. Geol.* 249, 1–35.
- Tartèse, R., Boulvais, P., 2010. Differentiation of peraluminous leucogranites “en route” to the surface. *Lithos* 114, 353–368.
- Tartèse, R., Boulvais, P., Poujol, M., Chevalier, T., Paquette, J.L., Ireland, T.R., Deloule, E., 2011a. Mylonites of the South Armorican Shear Zone: Insights for crustal-scale fluid flow and water–rock interaction processes. *J. Geodyn.*, in press. doi:10.1016/j.jog.2011.05.003.
- Tartèse, R., Boulvais, P., Poujol, M., Gloaguen, E., 2011b. The Late Carboniferous Variscan evolution of the Armorican Massif (France): magmatism, hydrothermalism and metallogenic consequences. *Geophys. Res. Abstr.* 13, 2422.
- Turrillot, P., Augier, R., Faure, M., 2009. The top-to-the-southeast Sarzeau shear zone and its place in the late-orogenic extensional tectonics of southern Armorica. *Bull. Soc. Geol. France* 180, 247–261.
- Villa, I.M., 2010. Disequilibrium textures versus equilibrium modelling: geochronology at the crossroads. In: Spalla, M.I., Marotta, A.M., Grosse, G. (Eds.), *Advances in Interpretation of Geological Processes: Refinement of Multi-scale Data and Integration in Numerical Modelling. Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 332. pp. 1–15.
- Wiedenbeck, M., Alle, 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 analyses. *Geostand. Newslett.* 19, 1–23.
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am. Mineral.* 95, 185–187.

Version française abrégée

Dans ce chapitre, nous présentons les résultats des datations U-Pb et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que nous avons réalisées sur le granite de Lizio. Les données U-Pb obtenues par LA-ICP-MS sur les zircons indiquent que le granite de Lizio s'est mis en place à 316 ± 6 Ma. Les structures C-S, caractéristiques d'une mise en place pendant la déformation, démontrent que le granite de Lizio s'est mis en place pendant le fonctionnement dextre de la branche nord du Cisaillement Sud Armoricaïn, laquelle est donc active à ca. 315 Ma.

Cet âge est significativement plus jeune que l'âge de ca. 340 Ma, obtenu par la méthode Rb-Sr sur roches totales (Bernard-Griffiths et al., 1985), considéré jusqu'à présent comme l'âge du granite de Lizio et donc de la déformation le long de la branche nord du Cisaillement Sud Armoricaïn. La signification de ce « vieil » âge n'est pas encore bien comprise, mais traduit probablement des perturbations du système isotopique Rb-Sr.

Les analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ réalisées sur les muscovites ont donné des âges plateaux allant de 311,5 à 308,2 Ma. La chimie des muscovites est typique de celle de muscovites magmatiques primaires, ce qui écarte une remise à zéro tardive, induite par des fluides, du système isotopique K-Ar. Ces dates $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ correspondent donc probablement à des âges de refroidissement et au passage des échantillons sous la température de fermeture de l'argon.

En tenant compte des incertitudes sur les âges obtenus, cela implique soit un refroidissement rapide du granite de Lizio en moins d'un million d'années, soit qu'il est resté dans un environnement chaud pendant plusieurs millions d'années après sa mise en place. Le maintien d'une température élevée le long du CSA jusqu'à ca. 308 Ma pourrait être lié à une production de chaleur frictionnelle du fait de la déformation le long du Cisaillement Sud Armoricaïn. Cela indiquerait alors que ce dernier a cessé de fonctionner au milieu du Moscovicien.

Chapitre 5

Mise en place et altération hydrothermale du granite de Questembert

Simultaneous resetting of the muscovite K-Ar and monazite U-Pb geochronometers: a story of fluids

Romain Tartèse^{1,2*}, Gilles Ruffet^{1,2}, Marc Poujol^{1,2}, Philippe Boulvais^{1,2} and Trevor R. Ireland³.

¹Université de Rennes 1, Géosciences Rennes, 35042 Rennes Cedex, France

²CNRS (CNRS/INSU) UMR 6118, Géosciences Rennes, 35042 Rennes Cedex, France

³Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra, ACT 0200, Australia

Publié à Terra Nova, vol. 23, pp. 390-398 (2011)

Simultaneous resetting of the muscovite K-Ar and monazite U-Pb geochronometers: a story of fluids

Romain Tartèse,^{1,2} Gilles Ruffet,^{1,2} Marc Poujol,^{1,2} Philippe Boulvais^{1,2} and Trevor R. Ireland³

¹Université de Rennes 1, Géosciences Rennes, 35042 Rennes Cedex, France; ²CNRS (CNRS/INSU) UMR6118, Géosciences Rennes, 35042 Rennes Cedex, France; ³Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra, ACT 0200, Australia

ABSTRACT

Although water is ubiquitous in the continental crust, its effect on geochronometers through mineral re-equilibration is rarely taken into account. Herein, we present ⁴⁰Ar/³⁹Ar analyses on muscovite and U-Pb isotopic data on zircon and monazite from a Variscan syn-tectonic granite from western France. Both the K-Ar in the muscovite and U-Pb in the monazite isotopic systems were hydrothermally reset, whereas the U-Pb radiogenic system in most of the zircons was unaffected and dates the granite emplacement age. Titanium

chemical maps obtained on muscovites from various dated samples display a spectacular overprinting of their magmatic zoning resulting from increasing fluid-rock interaction. These results reiterate the need to combine geochronological data with petrological, mineralogical and geochemical studies to accurately interpret ages obtained in this type of geodynamical settings.

Terra Nova, 23, 390–398, 2011

Introduction

Thermochronology is based on the Arrhenius diffusion law, where temperature is the only extrinsic parameter controlling diffusion and thereby closure of isotopic chronometers (Jäger, 1967; Dodson, 1973). However, the presence of fluids can enhance mineral re-equilibration processes (e.g. Putnis, 2009), which can disturb isotopic systems (e.g. Villa, 1998, 2010). Indeed, numerous studies have demonstrated that recrystallization and/or re-equilibration processes can induce disturbance of mica ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages in metamorphic terranes (e.g. Chopin and Maluski, 1980; Hames and Cheney, 1997; Cheilletz *et al.*, 1999; Giorgis *et al.*, 2000; Di Vincenzo *et al.*, 2001, 2004, 2006; Beltrando *et al.*, 2009; Allaz *et al.*, 2011) and also in granites (Alexandrov *et al.*, 2002).

In the continental crust, large shear zones are often associated with granitic magmatism (e.g. Weinberg *et al.*, 2004). ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of muscovites from these syn-kinematic granites represents a powerful tool to date granite cooling and therefore coeval shearing. To evaluate the potential effect of fluid-induced disturbance at sub-solidus conditions in a deforming magmatic environment, we focused on

the Questembert peraluminous leucogranite emplaced along the South Armorican Shear Zone (SASZ; Fig. 1a,b) at shallow depth (1–2 kbar; Tartèse and Boulvais, 2010), implying a rapid

cooling in this cold environment. Widespread syn-cooling S-C structures (Fig. 1c) demonstrate its syn-kinematic character (Berthé *et al.*, 1979; Gapais, 1989). This leucogranite

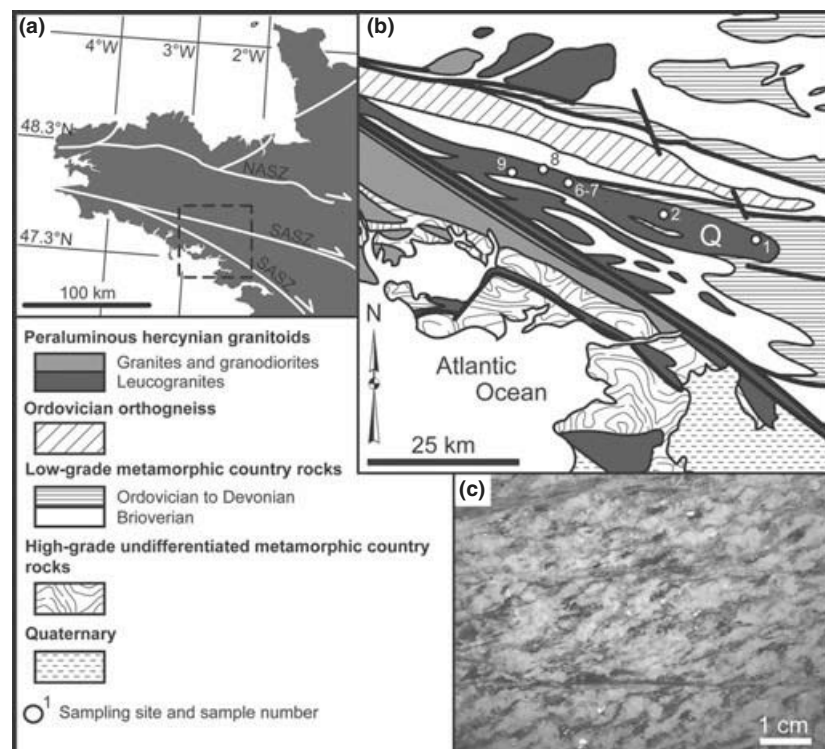


Fig. 1 (a) Localization of the studied area in the Armorican massif. NASZ, North Armorican Shear Zone; SASZ, South Armorican Shear Zone. (b) Simplified geological map of the Questembert granite (Q) region. (c) Photograph of sample QRT07 showing typical S-C structures, indicative of a syn-crystallization dextral shearing.

Correspondence: Romain Tartèse, Université de Rennes 1, Géosciences Rennes, 35042 Rennes Cedex, France. Tel.: +33 2 23 23 30 81; fax: +33 2 23 23 60 97; e-mail: romain.tartese@gmail.com

Table 1 Muscovite ^{39}Ar - ^{40}Ar analytical data.

Step	$^{40}\text{Ar}_{\text{Atm}}$ (%)	$^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (%)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Age (Ma)	1σ (Ma)
<i>QRT01 muscovite</i>						
1	39.09	0.1	0.204	23.46	228.1	42.9
2	8.50	0.3	–	31.85	303.1	18.2
3	1.40	0.1	–	35.18	332.1	29.3
4	1.65	0.9	–	34.89	329.6	6.4
5	1.46	0.5	–	34.98	330.3	12.0
6	0.92	6.0	–	33.75	319.7	1.2
7	0.54	14.6	0.005	33.67	319.0	0.8
8	0.27	16.2	0.011	33.69	319.2	0.6
9	0.67	9.9	0.025	33.68	319.1	1.1
10	0.28	17.0	0.011	33.67	319.0	0.7
11	0.40	5.8	0.008	33.68	319.1	1.4
12	0.57	3.4	–	33.66	319.0	2.2
13	0.16	9.5	0.003	33.75	319.7	0.8
14	0.06	8.9	0.003	33.80	320.2	0.9
Fusion	0.52	6.6	0.002	33.63	318.7	0.9
<i>QRT02 muscovite</i>						
1	28.84	0.6	0.050	28.05	269.4	7.2
2	3.61	2.2	0.047	32.65	309.9	2.0
3	3.63	1.2	–	32.43	308.1	3.7
4	1.29	17.1	0.020	31.87	303.2	0.5
5	0.74	2.5	0.026	31.96	303.9	2.1
6	1.19	20.5	0.017	31.84	302.9	0.5
7	0.40	14.3	0.011	31.95	303.9	0.5
8	0.51	9.2	0.016	31.87	303.2	0.9
9	0.40	9.8	0.019	31.95	303.9	0.6
10	0.19	16.6	0.022	31.92	303.6	0.7
Fusion	0.21	6.1	0.018	31.98	304.1	0.9
<i>QRT06 muscovite</i>						
1	9.53	0.0	0.000	28.49	273.2	113.8
2	14.13	0.2	–	31.95	303.7	18.9
3	4.42	0.5	–	34.06	322.1	7.9
4	1.91	0.4	–	33.99	321.4	7.7
5	3.53	1.2	–	33.20	314.6	2.2
6	4.45	0.4	0.214	31.93	303.5	14.6
7	0.55	36.4	0.011	32.42	307.9	0.5
8	0.70	2.3	0.078	32.29	306.7	2.5
9	–	4.7	–	32.70	310.3	1.0
10	0.29	11.5	0.015	32.50	308.6	0.6
11	0.10	9.9	0.020	32.57	309.1	0.7
12	0.10	10.7	0.006	32.61	309.5	0.9
13	0.05	7.3	0.024	32.78	311.0	0.9
14	0.14	7.7	0.017	32.70	310.3	0.8
Fusion	–	6.8	0.016	32.91	312.1	1.0
<i>QRT07 muscovite</i>						
1	20.41	1.1	–	32.35	307.0	4.0
2	6.48	0.8	–	33.79	319.6	6.0
3	13.06	1.0	0.030	32.73	310.4	5.2
4	1.96	28.8	0.007	32.42	307.7	0.5
5	0.42	3.0	0.005	32.28	306.5	1.4
6	0.58	7.3	0.003	32.45	308.0	0.9
7	0.31	8.0	0.003	32.38	307.3	0.7
8	0.61	18.8	0.011	32.33	306.9	0.6
9	0.35	17.8	0.010	32.37	307.3	0.6
10	0.52	6.6	0.020	32.43	307.7	1.0
Fusion	0.71	6.9	0.014	32.57	309.0	1.1
<i>QRT08 muscovite</i>						
1	64.13	0.2	0.050	8.40	226.4	15.4
2	15.86	0.7	0.050	11.46	302.3	2.5
3	10.31	0.9	–	12.06	316.8	3.5

Table 1 (Continued)

Step	$^{40}\text{Ar}_{\text{Atm}}$ (%)	$^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (%)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Age (Ma)	1σ (Ma)
4	2.70	0.8	–	12.14	318.7	2.1
5	2.38	5.4	0.003	12.05	316.5	0.6
6	0.80	8.5	0.004	12.03	316.0	0.6
7	–	3.2	0.002	12.01	315.6	1.0
8	0.52	1.0	0.009	12.05	316.6	2.4
9	1.08	8.4	0.005	11.97	314.7	0.5
10	1.76	4.3	0.003	12.00	315.4	0.8
11	0.68	19.8	0.006	11.95	314.1	0.4
12	0.31	19.5	0.005	11.99	315.1	0.4
13	0.55	5.3	0.006	11.95	314.1	0.7
Fusion	0.15	21.9	0.005	12.02	315.8	0.5
<i>QRT09 muscovite</i>						
1	59.12	0.0	0.034	7.00	190.8	68.1
2	39.01	0.1	0.063	7.59	206.1	45.6
3	20.20	0.2	0.053	11.73	309.2	17.7
4	29.06	0.1	–	9.77	261.1	50.3
5	11.37	0.6	–	11.85	312.1	3.4
6	5.16	0.7	0.002	11.93	314.0	3.3
7	2.58	0.5	–	12.00	315.6	5.5
8	2.16	0.7	–	11.98	315.2	2.7
9	4.79	1.3	0.001	12.00	315.6	1.6
10	0.41	6.2	0.004	11.88	312.6	0.8
11	1.00	3.3	0.005	11.80	310.9	1.1
12	1.03	2.7	0.010	11.84	311.8	1.1
13	0.42	7.7	0.005	11.85	312.1	0.6
14	0.14	8.7	0.004	11.84	311.8	0.5
15	0.25	12.5	0.005	11.84	311.9	0.5
16	0.05	12.0	0.006	11.84	311.7	0.5
17	0.13	20.1	0.006	11.83	311.5	0.4
18	0.23	15.3	0.007	11.84	311.8	0.6
19	0.08	4.1	0.012	11.92	313.8	0.7
Fusion	–	3.4	0.013	11.92	313.8	1.0

$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$, atmospheric ^{40}Ar ; $^{40}\text{Ar}^*$, radiogenic ^{40}Ar ; Ca, produced by Ca-neutron interferences; K, produced by K-neutron interferences; Age (Ma), the date is calculated using the decay constants recommended by Renne *et al.* (2010). The errors are at the 1σ level and include the error in the value of the J parameter (set to $\pm 0.2\%$). Correction factors for interfering isotopes produced by neutron irradiation in the McMaster reactor were $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 7.06 \times 10^{-4}$, $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 2.79 \times 10^{-4}$ and $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 2.97 \times 10^{-2}$.

allows to study the behaviour of distinct isotopic systems under a fluid controlled environment. Indeed, petrographic features, whole-rock and mineral chemistry and oxygen isotopes evidence two stages of hydrothermal alteration: a high-T stage of magmatic fluid exsolution and a low-T stage involving post-crystallization fluids partly derived from the surface (Tartèse and Boulvais, 2010). Fluid circulation throughout the granite has probably been facilitated by the pervasive and vertical S and C planes formed during its cooling (e.g. Dipple and Ferry, 1992; Streit and Cox, 1998). The present study shows that both the K-Ar in muscovite and the U-Pb in monazite radiogenic systems were hydrothermally reset. Without a proper approach, ages measured in such environment could

therefore be wrongly interpreted, which could lead to erroneous constraints regarding geodynamical reconstructions.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U-Pb geochronology

Muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating

Euhedral to subeuhedral muscovite grains, with variably deformed shapes resulting from syn-deformation crystallization, were handpicked from the 0.25–1.50 mm fractions. Mineralogical and microstructural features are given in Tartèse and Boulvais (2010). Individual grains were analysed by step-heating with an $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe, following the procedure described in Ruffet *et al.* (1991, 1995). Details on the method are given in the Supporting Information. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

analytical data are listed in Table 1, and corresponding age spectra are displayed in Fig. 2. All errors in the text are reported at 2σ . Muscovite analyses display $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau dates ranging from 319.2 ± 0.9 Ma down to 303.4 ± 0.9 Ma (Fig. 2a). Individually, each plateau date could be interpreted as an intrusion cooling age, although they conjointly demonstrate a 16 Ma age span, leading potentially to a non-negligible bias for the age of the synchronous shearing. At first glance, this time span rules out a single phase emplacement history for the intrusion.

The oldest *c.* 319 Ma date is recorded in the undeformed QRT01 sample. All the other samples are characterized by pervasive ductile structures related to shearing along the SASZ (Fig. 1c), without correla-

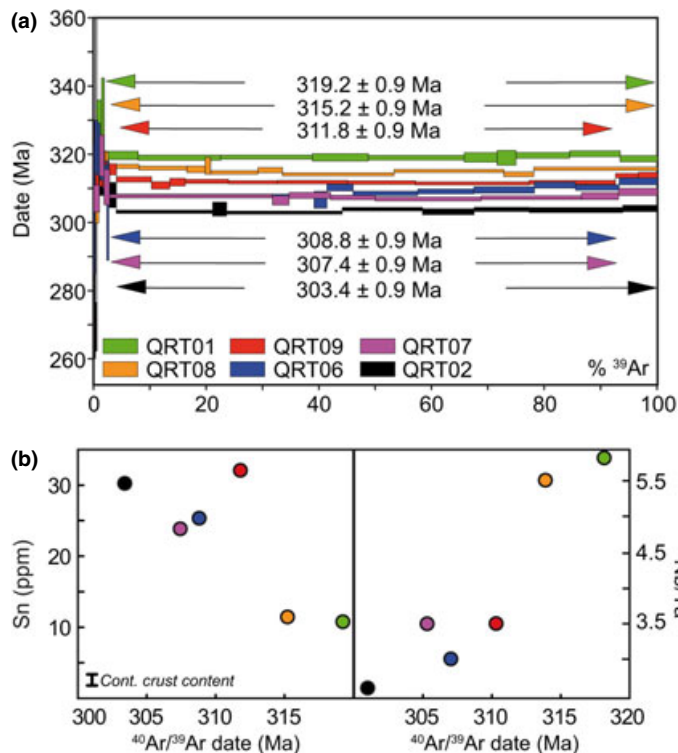


Fig. 2 (a) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of analysed muscovites. The age error bars for each temperature steps are at the 1σ level. Plateau ages are given with a 2σ uncertainty, including error on the decay constant ($\lambda_{\text{tot}} = 5.5492 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1} \pm 0.17\%$; Renne *et al.*, 2010). (b) Selected whole-rock geochemical data vs. muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates for each analysed sample.

tion between strain intensity and/or vicinity to the SASZ and the measured dates. A possible interpretation could be that the 319 Ma ‘old’ underformed sample represents a first granitic pulse prior to deformation. Multiple granitic pulses would have continued from *c.* 315 Ma down to *c.* 303 Ma, a time span during which Tartèse *et al.* (2011) proposed that the SASZ was active. Muscovite dates would thus image the cooling of successive pulses of magmas below the closure temperature of the muscovite K-Ar system. This scenario would nevertheless require an unrealistic 16 Ma long protracted magmatic activity.

Monazite and zircon U-Th-Pb dating

To get independent age constraints, U-Th-Pb analyses were performed on zircons and monazites separated from sample QRT07, using the SHRIMP II and SHRIMP-RG, respectively (Research School of Earth Sciences, ANU). Analytical procedures followed the methods described in

Williams (1998) and in Williams *et al.* (1996), respectively. Details on the method are given in the Supporting Information. Isotopic compositions and corresponding dates are given in Table 2. All errors in the text are reported at 2σ . Monazite U-Pb data yield an intercept date of 306.5 ± 3.2 Ma (Fig. 3a), the regression line being anchored to the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ value of 0.856, calculated at 307 Ma using the single stage model of Stacey and Kramers (1975) as few analyses show slight common lead contamination. Zircon U-Pb data are more scattered (Fig. 3b). Four data are largely discordant and probably show the combined effects of common lead contamination and lead-loss. Seven concordant to sub-concordant analyses cluster around 310–320 Ma and yield a consistent $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ weighted mean date of 316.1 ± 2.9 Ma. One analysis is significantly older and plots at *c.* 335 Ma.

Backscattered electron images of monazite grains display complex zoning patterns and/or dissolution

features (Fig. 4b–e) reflecting chemical disequilibrium, whereas monazite in Fig. 4a seems to be homogeneous and shows a crack filled with K-Feldspar. The SE image displayed in Fig. 4f shows a monazite grain with K-Feldspar and zircon intergrowth. CL images of most of the zircon grains display cores with a typical magmatic oscillatory zoning (Fig. 4g–i) surrounded by darker homogeneous rims (Fig. 4h,i). The zoned domains yielded sub-concordant dates around 317–318 Ma (Figs 3b and 4g,h), whereas the analysis of a dark rim is largely discordant (Figs 3b and 4h). Figure 5 shows that the most discordant data are the most contaminated by common Pb. Common lead contamination probably occurred preferentially in metamict domains or in hydrothermal rims, potentially linked to a common Pb-rich fluid input in the system (e.g. Watson *et al.*, 1997).

The first important result is that monazite and muscovite ages in sample QRT07 are consistent at *c.* 307 Ma, whereas zircon grains are older at *c.* 316 Ma. Also, zircon displays typical magmatic zoning, whereas monazite grains show patchy zoning and evidences of dissolution-recrystallization features. The grain textures and large difference between zircon and monazite U-Pb ages rule out the possibility that both date magmatic events. The second important result is that the zircon U-Pb age of 316.1 ± 2.9 Ma obtained on sample QRT07 is identical within error with the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of 319.2 ± 0.9 Ma obtained on sample QRT01.

Whole-rock and muscovite chemistry

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates have been compared with whole-rock geochemical data (from Tartèse and Boulvais, 2010). Dates show a good negative correlation with the whole-rock Sn content (Fig. 2b), an incompatible element concentrated in late magmatic fluids (Förster *et al.*, 1999). A positive correlation is also noticeable with the Nb/Ta ratio (Fig. 2b), whose fractionation from a typical crustal ratio of around 11 has been interpreted as a strong indicator of fluid-rock interaction (Dostal and Chatterjee, 2000). The most altered samples, with high Sn contents and low Nb/Ta

Table 2 SHRIMP U-Pb results for the analysed monazite and zircon grains from the sample QRT07.

Labels	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	f_{206}	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	Disc.
			(%)	(%)		(%)		(%)	Age (Ma)	(Ma)	Age (Ma)	(Ma)	Age (Ma)	(Ma)	(%)
<i>QRT07 monazites</i>															
2.1	0.0001	0.0537	1.7	0.22	0.0483	2.1	0.3575	2.7	357	6	304	6	310	8	15
3.1	0.0001	0.0529	1.9	0.20	0.0493	2.1	0.3599	2.8	325	6	310	7	312	9	4
4.1	0.0002	0.0545	2.0	0.46	0.0473	2.1	0.3551	2.9	390	8	298	6	309	9	24
4.2	0.0001	0.0539	1.9	0.16	0.0495	2.1	0.3682	2.9	368	7	312	7	318	9	15
5.1	0.0001	0.0531	1.1	0.14	0.0479	2.0	0.3512	2.3	334	4	302	6	306	7	10
6.1	0.0002	0.0548	2.0	0.40	0.0487	2.1	0.3684	3.0	404	8	307	7	318	9	24
7.1	0.0004	0.0587	0.7	0.79	0.0480	2.0	0.3881	2.1	554	4	302	6	333	7	45
8.1	0.0003	0.0575	1.1	0.64	0.0496	2.1	0.3936	2.4	511	6	312	7	337	8	39
9.1	0.0002	0.0542	2.2	0.28	0.0490	2.2	0.3659	3.1	380	9	308	7	317	10	19
10.1	0.0001	0.0548	1.9	0.19	0.0481	2.1	0.3634	2.9	403	8	303	6	315	9	25
10.2	0.0003	0.0609	2.3	0.48	0.0495	2.1	0.4154	3.1	635	14	311	7	353	11	51
11.1	0.0005	0.0535	2.2	0.92	0.0493	2.2	0.3636	3.1	350	8	310	7	315	10	12
12.1	0.0001	0.0530	1.1	0.12	0.0491	2.0	0.3589	2.3	330	4	309	6	311	7	6
16.1	0.0003	0.0541	2.1	0.60	0.0483	2.1	0.3602	3.0	375	8	304	7	312	9	19
17.1	0.0002	0.0563	2.2	0.32	0.0508	2.2	0.3947	3.1	465	10	320	7	338	10	31
<i>QRT07 zircons</i>															
1.1	0.0007	0.0610	2.0	1.35	0.0468	1.2	0.3937	2.3	640	13	295	4	337	8	54
1.2	0.0004	0.0567	1.4	0.82	0.0476	1.2	0.3721	1.8	480	7	300	4	321	6	38
2.1	0.0002	0.0543	1.2	0.32	0.0493	1.3	0.3693	1.8	383	4	311	4	319	6	19
4.1	–	0.0539	1.0	0.06	0.0506	1.3	0.3760	1.7	368	4	318	4	324	5	14
4.2	0.0002	0.0539	0.9	0.34	0.0493	1.2	0.3666	1.5	368	4	310	4	317	5	16
4.3	0.0002	0.0537	1.0	0.45	0.0506	1.2	0.3746	1.6	358	4	318	4	323	5	11
6.1	0.0003	0.0548	1.4	0.63	0.0504	1.2	0.3809	1.8	405	6	317	4	328	6	22
6.2	0.0007	0.0640	0.7	1.29	0.0485	1.2	0.4283	1.4	743	5	305	4	362	5	59
7.1	0.0016	0.0731	0.8	2.91	0.0476	1.3	0.4803	1.5	1018	8	300	4	398	6	71
9.1	–	0.0526	1.8	0.07	0.0511	1.2	0.3709	2.2	313	6	321	4	320	7	3
11.1	0.0003	0.0558	0.9	0.64	0.0504	1.2	0.3879	1.5	443	4	317	4	333	5	28
13.1	0.0001	0.0524	1.2	0.19	0.0531	1.2	0.3838	1.8	304	4	334	4	330	6	10

Zircons analyses in bold are those used in the calculation of the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ weighted mean age.

ratios, are also those yielding the youngest $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muscovite dates. Dates are thus getting younger when evidence of hydrothermal activity recorded by host rocks increases.

The chemistry of muscovite grains from the dated samples was also examined (for analytical details and chemical data, see Supporting Information). These grains have a typical magmatic shape and a size similar to the dated grains. Muscovite in the studied samples has a composition close to the stoichiometric muscovite ($\text{Si} = 3.07 \pm 0.02$ and $\text{Al} = 2.73 \pm 0.04$ apfu in average). In the Ti-Na-Mg diagram (Fig. 6a), the measured compositions encompass the field of primary (i.e. magmatic) and secondary (i.e. hydrothermal) muscovite (Miller *et al.*, 1981). In detail, muscovite from the 319 Ma QRT01 sample plots within the primary field, muscovite from the 303 Ma QRT02 sample plots within the secondary field

and muscovite from other samples ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates between 315 and 307 Ma) lies between these two end-members. When reported against the $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Ti} + \text{Na})$ molar parameter (Fig. 6b), it becomes evident that muscovites are getting younger as their chemistry tends towards the hydrothermal field.

Chemical maps of the TiO_2 content (Fig. 7) were acquired to precisely image chemical changes induced by hydrothermal activity. In QRT01, the transition between a Ti-rich core and a Ti-poor rim is very sharp and typical of magmatic growth. It cannot be interpreted as a post-crystallization solid-state diffusion, which would have induced smooth changes. From QRT08 to QRT06 and then QRT02, these Ti-zonings are less marked and associated with an absolute decrease in TiO_2 . We thus infer that all the studied grains have a magmatic origin and that most of them underwent

hydrothermal alteration and recrystallization, such that they acquired secondary hydrothermal compositions. This hydrothermal alteration led to a progressive overprinting of their magmatic zoning and induced crystallochemical transformations throughout the entire grain (Fig. 7). In these conditions, it is very unlikely that the muscovite K-Ar isotopic system remained undisturbed.

Discussion

The six samples collected in the Questembert granite display different $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau dates, in the range 319–303 Ma, all potentially meaningful when considered individually. The question that arises is therefore how such a large time span can exist within a single rapidly cooled intrusion. Several scenarios can be drawn: (1) each individual $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age corresponds to a different magmatic pulse, (2) the

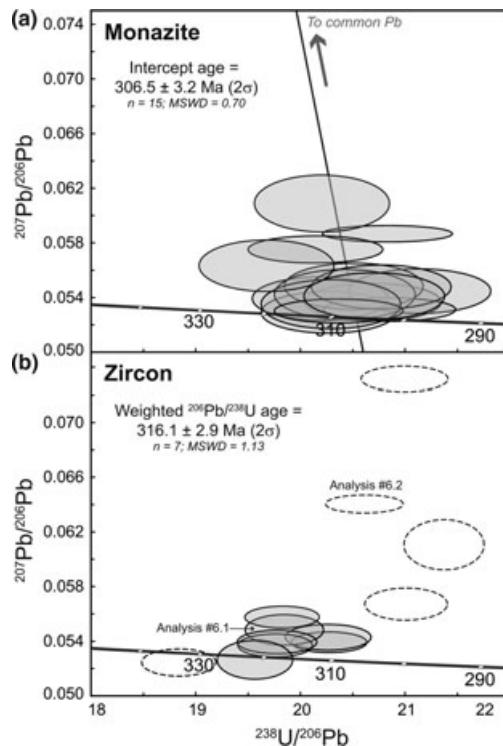


Fig. 3 (a) Tera-Wasserburg U-Pb diagram for monazite data from the sample QRT07. (b) Tera-Wasserburg U-Pb diagram for zircon data from the sample QRT07. In these two diagrams, error ellipses are at 1σ . The intercept age has been calculated for all the monazite analyses and the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ weighted mean age for the seven zircon analyses filled in grey.

intrusion was emplaced *c.* 303 Ma ago (youngest $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age) and all the older dates are meaningless, and (3) the intrusion took place *c.* 319 Ma (oldest $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age) and all the younger dates are linked to hydrothermal alteration.

Several arguments allow us to favour the third scenario. The oldest $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U-Pb dates at *c.* 319 Ma were obtained on muscovite and zircon grains that show typical magmatic textures. On the contrary, all the younger muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and monazite U-Pb dates were found on grains showing variable degrees of alteration and fluid-assisted recrystallization. This therefore rules out the first scenario of distinct magmatic pulses. In the second scenario, the older $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muscovite dates would reflect the contribution of extraneous argon (e.g. Damon *et al.*, 1967). However, as the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates regularly decrease with the increase of the hydrothermal character recorded by both the whole-rock and

the muscovite chemistry, the age span is most likely related to resetting of old ages than to excess Ar. This is consistent with the high level of emplacement of the granite along a major shear zone, i.e. in a fluid-dominated system that constitutes an infinite reservoir, where Ar can escape (e.g. Kelley, 2002). Also, the oldest muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ date of *c.* 319 Ma is within error with the zircon U-Pb date of 316.1 ± 2.9 Ma, which is unlikely fortuitous. We rather interpret the 316–319 Ma age as the emplacement age of the granite and the younger muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and monazite U-Pb dates as the results of hydrothermal sub-solidus alteration.

Two extreme hydrothermal scenarios may explain the observed data: (1) fluids flowed throughout the granite around 303 Ma and differentially re-equilibrated the various samples, depending on the fluid/rock ratio; and (2) fluids flowed more or less continuously throughout the granite and

were recorded locally at different times. Muscovite data favour the second scenario. Indeed, there is a progressive hydrothermal overprinting of the magmatic signal in muscovite grains caused by fluid-induced recrystallization. It is very unlikely that radiogenic argon, an unbounded and highly diffusive element, remained in the crystalline network of muscovite that undergoes crystallo-chemical transformations throughout the entire grain (Fig. 7). Moreover, hydrothermal scenario 1 would probably imply pronounced saddle-shaped $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra expressing mixing between a *c.* 320 Ma magmatic and a *c.* 303 Ma hydrothermal end-members (e.g. Cheilletz *et al.*, 1999), which are not observed in Fig. 2a. Here, muscovite yielded only very subtle saddle-shaped age spectra testifying for distinct protracted (*c.* 1–2 Ma) recrystallization events. Monazite U-Pb dates also favour hydrothermal scenario 2. Analyses made on grains from sample QRT07 yield a consistent age of *c.* 307 Ma, identical within error with the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ date. K-Ar in muscovite and U-Pb in monazite therefore date hydrothermal resetting of both radiogenic systems. Still, in sample QRT07, a couple of discordant zircon analyses have probably been affected by this event, but most of them have not been affected, as they preserved the granite emplacement age. Therefore, monazite has been totally reset by hydrothermal alteration, whereas zircon did not. This is in good agreement with the fact that monazite is often more sensitive to fluid-rock interactions than zircon (Ayers *et al.*, 2006; Bosse *et al.*, 2009; Poujol *et al.*, 2010). Finally, data show that a long lasting sequential and heterogeneous hydrothermal activity affected the granite after its emplacement. It may have been initiated by the release of high temperature magmatic fluids during granite solidification and continued for a long time with fluids derived from both the crust and the surface. This is in good agreement with the ‘two-stage alteration’ that affected the Questembert granite (Tartèse and Boulvais, 2010), and with the intense hydrothermal activity that affected this part of the Variscan orogeny at the end of the Carboniferous (e.g. Gloaguen *et al.*, 2007; Lemarchand *et al.*, 2011).

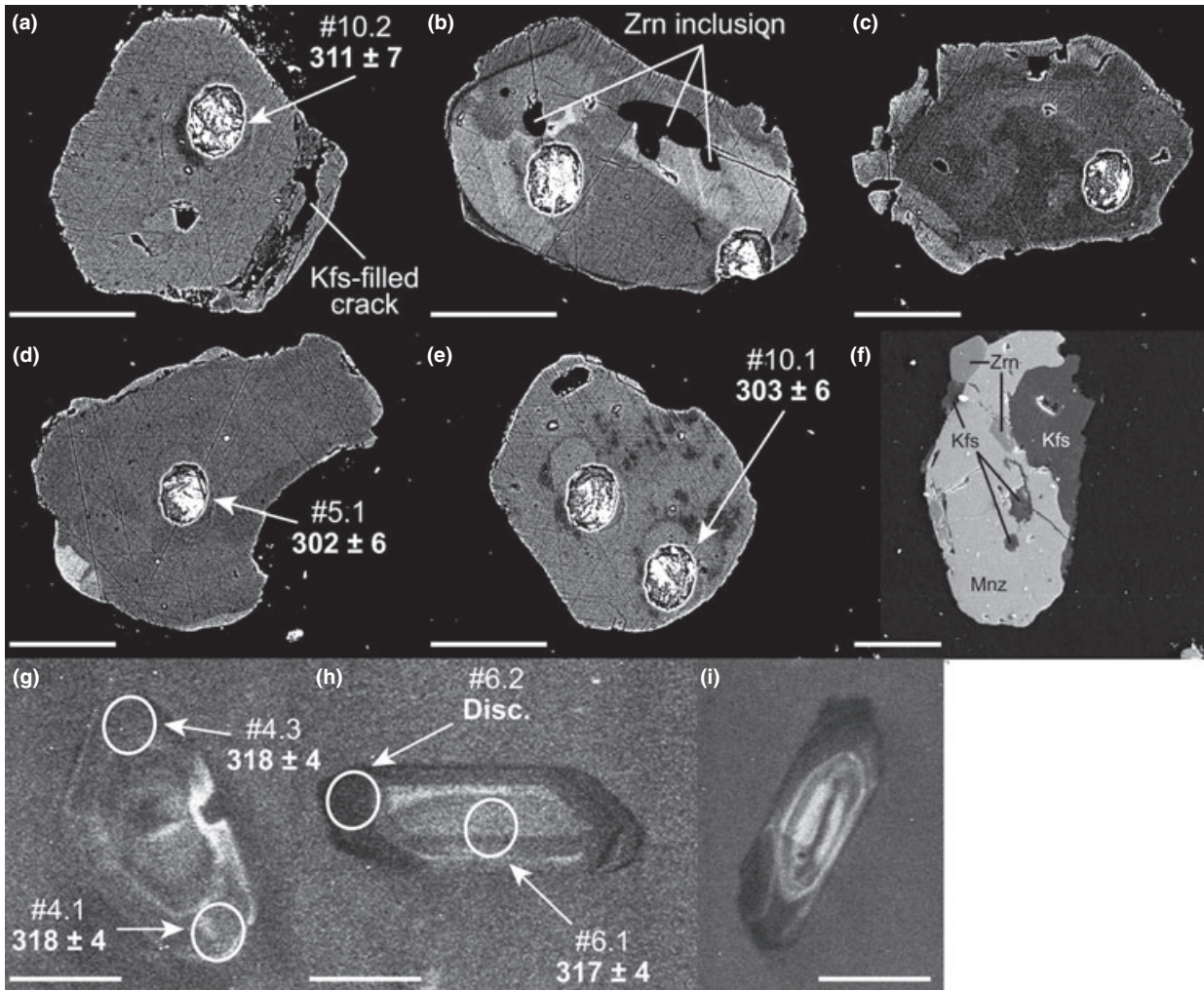


Fig. 4 Selected images of monazite and zircon grains. (a–e) Monazite grains (BSE images). Analysis numbers and corresponding $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dates are reported (1σ error). SHRIMP spots where no date is reported correspond to pits made during oxygen isotope analyses. (f) SE image showing Zrn + Kfs intergrowths on a monazite grain. (g–i) Zircon grains (CL images). Circles indicate the location of analyses. Analysis numbers and corresponding $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dates are reported (1σ error). Mineral abbreviations are after Whitney and Evans (2010). Scale bars represent 50 μm in all the pictures.

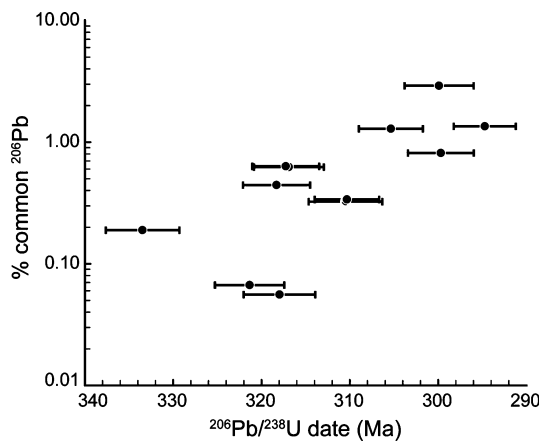


Fig. 5 Percent of common ^{206}Pb against the zircon $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ apparent dates.

Conclusion

The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muscovite dates from six samples collected in a single syn-kinematic granite provide distinct and meaningful ages, covering a time span of 16 Ma. Considering the shallow depth of intrusion of the Quetembert granite (~5 km), this time span cannot be interpreted as a slow cooling of the intrusion. Moreover, combined geochemical and complementary U-Pb isotope data demonstrate that this time span neither corresponds to a long magmatic activity nor to discrete deformation-related events. It is rather the consequence of a fluid-assisted resetting of the muscovite K-Ar and

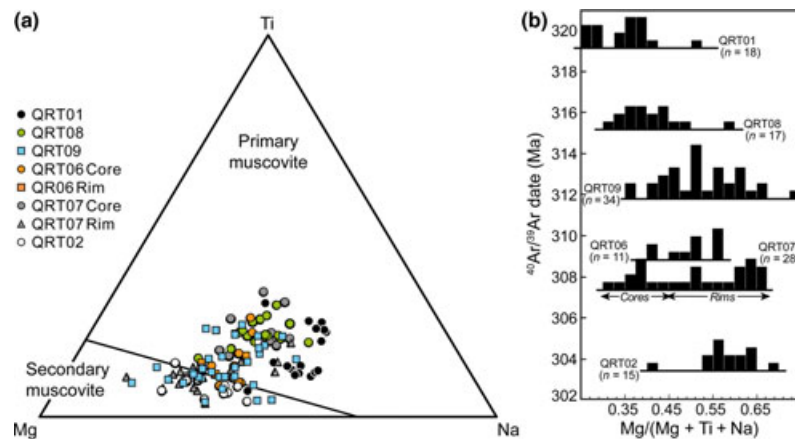


Fig. 6 (a) Muscovite chemical compositions plotted in the ternary Mg-Ti-Na diagram of Miller *et al.* (1981). (b) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates vs. $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Ti} + \text{Na})$ for each analysed muscovite grain. The $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Ti} + \text{Na})$ molar ratio illustrates the shift from primary to secondary muscovite fields in the ternary diagram.

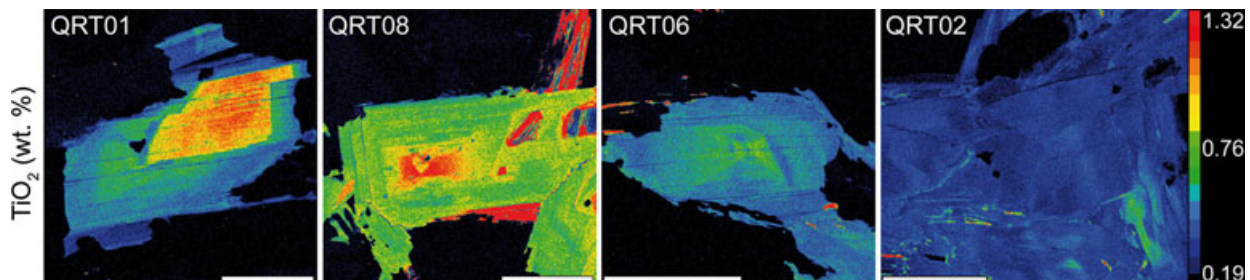


Fig. 7 Chemical maps of TiO₂ distribution in muscovite grains from four samples. All images have the same colour scale. Scale bars are 200 μm for samples QRT01 and QRT02 and 500 μm for samples QRT08 and QRT06.

monazite U-Pb chronometers. As fluids are ubiquitous in the Earth, especially in highly deformed zones, this study shows that it is highly hazardous to interpret ages without detailed geochemical and crystallo-chemical investigations of the studied rocks and minerals.

Acknowledgements

R.T. acknowledges Rennes Métropole for the travel grant he received to go to the Australian National University, Canberra. We are grateful to M. Bohn and P. Holden for their assistance in the electron microprobe and SHRIMP analyses. This work was funded by grants from the CNRS-INSU ('3F' and 'Action incitative' programs). Finally, J. Allaz, Y. Roland and G. Di Vincenzo and the associate editor I.M. Villa are sincerely thanked for their insightful comments.

References

Alexandrov, P., Ruffet, G. and Cheilletz, A., 2002. Muscovite recrystallization and

saddle-shaped $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra: example from the Blond granite (Massif Central, France). *Geochim. Cosmochim. Acta*, **66**, 1793–1807.

Allaz, J., Engi, M., Berger, A. and Villa, I.M., 2011. The effects of retrograde reactions and of diffusion on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of micas. *J. Petrol.*, **52**, 691–716.

Ayers, J.C., Loflin, M., Miller, C.F., Barton, M.D. and Coath, C.D., 2006. In situ oxygen isotope analysis of monazite as a monitor of fluid infiltration during contact metamorphism: Birch Creek Pluton aureole, White Mountains, eastern California. *Geology*, **34**, 653–656.

Beltrando, M., Lister, G.S., Forster, M., Dunlap, W.J., Fraser, G. and Hermann, J., 2009. Dating microstructures by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step-heating technique: deformation-pressure-temperature-time history of the Penninic Units of the Western Alps. *Lithos*, **113**, 801–819.

Berthé, D., Choukroune, P. and Jégouzo, P., 1979. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites – example of the South-Armorican-Shear-Zone. *J. Struct. Geol.*, **1**, 31–42.

Bosse, V., Boulvais, P., Gautier, P., Tiepolo, M., Ruffet, G., Devidal, J.-L.,

Cherneva, Z., Gerdjikov, I. and Paquette, J.-L., 2009. Fluid-induced disturbance of the monazite Th-Pb chronometer: in situ dating and element mapping in pegmatites from the Rhodope (Greece, Bulgaria). *Chem. Geol.*, **261**, 286–302.

Cheilletz, A., Ruffet, G., Marignac, C., Kolli, O., Gasquet, D., Féraud, G. and Bouillin, J.-P., 1999. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of shear zones in the Variscan basement of Greater Kabylia (Algeria). Evidence of an Eo-Alpine event at 128 Ma (Hauterivian–Barremian boundary): geodynamic consequences. *Tectonophysics*, **306**, 97–116.

Chopin, C. and Maluski, H., 1980. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of high pressure metamorphic micas from the Gran Paradiso area (Western Alps): evidence against the blocking temperature concept. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **74**, 109–122.

Damon, P.E., Laughlin, A.W. and Percious, J.K., 1967. Problem of excess argon-40 in volcanic rocks. In: *Radioactive Dating and Methods of Low-Level Counting*, pp. 463–481. International Atomic Energy Agency, Vienna.

- Di Vincenzo, G., Ghiribelli, B., Giorgetti, G. and Palmeri, R., 2001. Evidence of a close link between petrology and isotope records: constraints from SEM, EMP, TEM and in situ ^{40}Ar - ^{39}Ar laser analyses on multiple generations of white micas (Lanternman Range, Antarctica). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **192**, 389–405.
- Di Vincenzo, G., Carosi, R. and Palmeri, R., 2004. The relationship between tectono-metamorphic evolution and argon isotope records in white mica: constraints from in situ ^{40}Ar - ^{39}Ar laser analysis of the Variscan basement of Sardinia. *J. Petrol.*, **45**, 1013–1043.
- Di Vincenzo, G., Tonarini, S., Lombardo, B., Castelli, D. and Ottolini, L., 2006. Comparison of ^{40}Ar - ^{39}Ar and Rb–Sr data on phengites from the UHP Brossasco-Isasca Unit (Dora Maira Massif, Italy): implications for dating white mica. *J. Petrol.*, **47**, 1439–1465.
- Dipple, G.M. and Ferry, J.M., 1992. Metasomatism and fluid flow in ductile fault zones. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **112**, 149–164.
- Dodson, M.H., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **40**, 259–274.
- Dostal, J. and Chatterjee, A.K., 2000. Contrasting behaviour of Nb/Ta and Zr/Hf ratios in a peraluminous granitic pluton (Nova Scotia, Canada). *Chem. Geol.*, **163**, 207–218.
- Förster, H.J., Tischendorf, G., Trumbull, R.B. and Gottesmann, B., 1999. Late-collisional granites in the Variscan Erzgebirge, Germany. *J. Petrol.*, **40**, 1613–1645.
- Gapais, D., 1989. Shear structures within deformed granites – mechanical and thermal indicators. *Geology*, **17**, 1144–1147.
- Giorgis, D., Cosca, M. and Li, S., 2000. Distribution and significance of extraneous argon in UHP eclogite (Sulu terrain, China): insight from in situ ^{40}Ar - ^{39}Ar UV-laser ablation analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **181**, 605–615.
- Gloaguen, E., Branquet, Y., Boulvais, P., Moëlo, Y., Chauvel, J.-J., Chiappero, P.-J. and Marcoux, E., 2007. Palaeozoic oolitic ironstone of the French Armorican Massif: a chemical and structural trap for orogenic base metal-As-Sb-Au mineralisation during Hercynian strike-slip deformation. *Miner. Deposita*, **42**, 399–422.
- Hames, W.E. and Cheney, J.T., 1997. On the loss of ^{40}Ar from muscovite during polymetamorphism. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **61**, 3863–3872.
- Jäger, E., 1967. Die bedeutung der Biotit-Alterswerte. In: *Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen* (E. Jäger, E. Niggli and E. Wenk, eds). *Beitr. Geol. Karte Schweiz.*, **134**, 28–31.
- Kelley, S., 2002. Excess argon in K-Ar and Ar-Ar geochronology. *Chem. Geol.*, **188**, 1–22.
- Lemarchand, J., Boulvais, P., Gaboriau, M., Boiron, M.-C., Tartèse, R., Cokkinos, M., Bonnet, S. and Jégouzo, P., 2011. Giant quartz vein formation and high elevation meteoric fluid infiltration into the South Armorican Shear Zone: geological, fluid inclusion and stable isotope evidence. *J. Geol. Soc. London*; doi: 10.1144/0016-76492010-186 [Epub ahead of print].
- Miller, C.F., Stoddard, E.F., Bradfish, L.J. and Dollase, W.A., 1981. Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Can. Mineral.*, **19**, 25–34.
- Poujol, M., Boulvais, P. and Kosler, J., 2010. Regional-scale Cretaceous albitization in the Pyrenees: evidence from in situ U-Th-Pb dating of monazite, titanite and zircon. *J. Geol. Soc.*, **167**, 751–767.
- Putnis, A., 2009. Mineral replacement reactions. *Rev. Mineral. Geochem.*, **70**, 87–124.
- Renne, P.R., Mundil, R., Balco, G., Min, K. and Ludwig, K.R., 2010. Joint determination of ^{40}K decay constants and $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **74**, 5349–5367.
- Ruffet, G., Féraud, G. and Amouric, M., 1991. Comparison of ^{40}Ar - ^{39}Ar conventional and laser dating of biotites from the North Tregor batholiths. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 1675–1688.
- Ruffet, G., Féraud, G., Ballèvre, M. and Kienast, J.R., 1995. Plateau ages and excess argon in phengites – An ^{40}Ar - ^{39}Ar laser probe study of alpine micas (Sesia zone, Western Alps, northern Italy). *Chem. Geol.*, **121**, 327–343.
- Stacey, H.S. and Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a 2-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**, 207–221.
- Streit, J.E. and Cox, S.F., 1998. Fluid infiltration and volume change during mid-crustal mylonitization of Proterozoic granite, King Island, Tasmania. *J. Metamorph. Geol.*, **16**, 197–212.
- Tartèse, R. and Boulvais, P., 2010. Differentiation of peraluminous leucogranites “en route” to the surface. *Lithos*, **114**, 353–368.
- Tartèse, R., Boulvais, P., Poujol, M., Chevalier, T., Paquette, J.-L., Ireland, T.R. and Deloule, E., 2011. Mylonites of the South Armorican Shear Zone: insights for crustal-scale fluid flow and water-rock interaction processes. *J. Geodyn.*; doi: 10.1016/j.jog.2011.05.003 [Epub ahead of print].
- Villa, I.M., 1998. Isotopic closure. *Terra Nova*, **10**, 42–47.
- Villa, I.M., 2010. Disequilibrium textures versus equilibrium modelling: geochronology at the crossroads. In: *Advances in Interpretation of Geological Processes: Refinement of Multi-scale Data and Integration in Numerical Modelling* (M.I. Spalla, A.M. Marotta and G. Grosso, eds). *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **332**, 1–15.
- Watson, E.B., Cherniak, D.J., Hanchar, J.M., Harrison, T.M. and Wark, D.A., 1997. The incorporation of Pb into zircon. *Chem. Geol.*, **141**, 19–31.
- Weinberg, R.F., Sial, A. and Mariano, G., 2004. Close spatial relationship between plutons and shear zones. *Geology*, **32**, 377–380.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am. Mineral.*, **95**, 185–187.
- Williams, I.S., 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes* (M.A. McKibben, W.C. Shanks III and W.I. Ridley, eds). *Rev. Econ. Geol. Soc. Econ. Geol.*, **7**, 1–35.
- Williams, I.S., Buick, I.S. and Cartwright, I., 1996. An extended episode of early Mesoproterozoic metamorphic fluid flow in the Reynolds Range, central Australia. *J. Metamorph. Geol.*, **14**, 29–47.

Received 27 April 2011; revised version accepted 16 August 2011

Supporting Information

Additional Supporting Information may be found in the online version of this article:

File S1. Analytical Procedures.

Please note: Wiley-Blackwell are not responsible for the content or functionality of any supporting materials supplied by the authors. Any queries (other than missing material) should be directed to the corresponding author of the article).

Supporting Information for:**Simultaneous resetting of the muscovite K-Ar and monazite U-Pb
geochronometers: a story of fluids**

Romain Tartèse^{1,2*}, Gilles Ruffet^{1,2}, Marc Poujol^{1,2}, Philippe Boulvais^{1,2} and Trevor R.
Ireland³

¹*Université de Rennes 1, Géosciences Rennes, 35042 Rennes Cedex, France*

²*CNRS (CNRS/INSU) UMR 6118, Géosciences Rennes, 35042 Rennes Cedex, France*

³*Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra, ACT 0200,
Australia*

Analytical procedures**Electron microprobe analyses**

Muscovite chemistry (Supplementary Table S1) and chemical maps were acquired using a Cameca SX-100 electron microprobe at IFREMER, Plouzané, France operating in the wavelength-dispersive mode. Operating conditions were a 15 kV acceleration voltage, a beam current of 20 nA and a beam diameter of around 1 µm. Counting times were approximately 13-14 s per oxide for a standard spot analysis and it therefore took around 150 s for a complete analysis of the 11 oxides measured. For a complete description of the analytical procedure and the list of the standards used, see Pitra et al. (2008). WDS X-ray element maps have been realized in the same analytical conditions. The resolution for the different Ti maps is 1 µm/px for QRT01 and QRT02, 2 µm/px for QRT06 and 3 µm/px for QRT08 with a 100 ms dwell time per pixel.

Muscovite ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating

Euhedral to subeuhedral single grains of muscovite, with variably deformed shapes resulting from syn-deformation crystallization, were handpicked from the 0.25–1.50 mm fractions. Two irradiations were performed at the McMaster reactor (Hamilton, Canada) and were monitored with Taylor Creek Rhyolite (TCR-2) sanidine (28.34 Ma, Renne et al. 1998). The first irradiation lasted 16.66 hr (total fluence of 1×10^{18} n.cm⁻²) for samples QRT01, QRT02, QRT06 and QRT07 and the second irradiation lasted 43.33 hr (total fluence of $2.6 \times$

10^{18} n.cm⁻²) for samples QRT08 and QRT09. Muscovite single grains were analyzed by step-heating with an ⁴⁰Ar/³⁹Ar laser probe, following the procedure described in Ruffet et al. (1991; 1995). Blanks were performed routinely each first or third step, and subtracted from subsequent sample gas fractions. A plateau age is obtained when apparent ages of at least three consecutive steps, representing a minimum of 70% of the ³⁹Ar released, agree within 2σ error bars with the integrated age of the plateau segment.

Zircon and monazite U-Th-Pb dating

Zircon and monazite were separated from the sample QRT07 with conventional heavy liquid and magnetic methods. Euhedral zircons are typically 100-200 μm long with elongation ratios of 2 to 3. Monazite grains are yellow, euhedral and stubby, with some grains displaying lobate edges. Individual grains were handpicked, mounted in epoxy, hand-grounded, and polished on a lap wheel with 6 μm and 1 μm diamond suspension. Prior to analysis, all grains were photographed in transmitted and reflected light. Zircon grains were then imaged using cathodoluminescence (CL) imaging at the Electron Microscope Unit, Australian National University, Canberra, in order to reveal their internal structure. The CL investigation was performed with a HITACHI S2250-N scanning electron microscope working at 15 kV and 30 μA. Monazite grains were imaged using a JEOL JSM 6400 scanning electron microscope at the CMEBA laboratory (Rennes 1 University). Secondary electron (SE) images allow to display mineral intergrowths with monazite and back-scattered electron images reveal monazite internal structures.

Zircon and monazite were dated using the SHRIMP II and SHRIMP-RG, respectively, at the Research School of Earth Sciences (RSES, ANU). Analytical procedures for zircon dating followed the method described in Williams (1998). SHRIMP RG analyses of monazite (following the methodology of Williams et al., 1996) utilized energy filtering to remove lower-energy molecules from an isobaric interference at mass 204 (Ireland, 1995; Ireland et al., 1999). The primary oxygen ion beam excavated areas of *c.* 25-35 μm depth and *c.* 10-15 μm in diameter for zircon and monazite analyses respectively. The measured ratios were calibrated using reference zircon (TEM, 417 Ma, Black et al., 2004) and monazite (s44069, 425 Ma, Aleinikoff et al., 2006). As these two reference minerals are not homogeneous regarding U, Th and Pb, the contents have not been calculated for the studied samples. SHRIMP raw data were reduced using the Squid program of Ludwig (2001). U-Pb data uncorrected for common lead are presented in this study. Indeed, the exact quantification of

the ^{204}Pb content is difficult to achieve (average 1σ uncertainty on the $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios is 23%), especially for Phanerozoic rocks (e.g. Price et al., 2006). Age calculations were done using the Isoplot/Ex software (Ludwig, 2008) and are given with errors at the 2σ level.

Table S1: Average chemical composition of muscovite.

	QRT01 (n=15)		QRT08 (n=17)		QRT09 (n=34)		QRT06 Core (n=7)		QRT06 Rim (n=4)		QRT07 Core (n=15)		QRT07 Rim (n=13)		QRT02 (n=15)	
		sd		sd		sd		sd		sd		sd		sd		sd
SiO ₂	46.17	0.62	45.89	0.73	45.40	0.50	44.69	0.28	44.94	0.34	46.46	0.42	46.19	0.21	46.17	0.62
TiO ₂	0.26	0.13	0.77	0.27	0.46	0.21	0.50	0.24	0.39	0.11	0.65	0.32	0.35	0.14	0.26	0.13
Al ₂ O ₃	34.17	1.03	35.42	0.59	35.41	0.78	34.36	0.34	34.63	0.46	34.48	0.49	34.19	0.67	34.17	1.03
FeO	2.84	1.24	1.39	0.29	1.92	0.40	1.86	0.20	1.88	0.19	2.23	0.58	2.49	0.56	2.84	1.24
MnO	0.13	0.06	0.00	-	0.01	0.03	0.01	0.04	0.01	0.05	0.10	0.04	0.12	0.05	0.13	0.06
MgO	0.82	0.11	0.75	0.13	0.85	0.14	0.79	0.09	0.80	0.04	0.78	0.11	0.82	0.13	0.82	0.11
Na ₂ O	0.35	0.06	0.67	0.14	0.42	0.10	0.43	0.02	0.40	0.07	0.46	0.13	0.38	0.13	0.35	0.06
K ₂ O	11.15	0.35	10.92	0.30	10.94	0.21	11.21	0.09	11.26	0.16	11.04	0.29	11.24	0.21	11.15	0.35
SUM	95.89		95.82		95.41		93.84		94.31		96.20		95.78		95.89	
<i>Structural formula based on 11 oxygen atoms</i>																
Si	3.09	0.02	3.05	0.02	3.04	0.02	3.05	0.01	3.05	0.02	3.09	0.02	3.09	0.01	3.09	0.02
Ti	0.01	0.01	0.05	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
Al	2.70	0.05	2.75	0.03	2.79	0.04	2.76	0.02	2.77	0.03	2.70	0.04	2.70	0.04	2.70	0.05
Fe	0.16	0.07	0.09	0.01	0.11	0.02	0.11	0.01	0.11	0.01	0.12	0.03	0.14	0.03	0.16	0.07
Mn	0.01	-	0.00	-	0.00	-	0.00	-	0.00	-	0.01	-	0.01	-	0.01	-
Mg	0.08	0.01	0.08	0.01	0.09	0.01	0.08	0.01	0.08	-	0.08	0.01	0.08	0.01	0.08	0.01
Na	0.05	0.01	0.08	0.01	0.05	0.01	0.06	-	0.05	0.01	0.06	0.02	0.05	0.02	0.05	0.01
K	0.95	0.02	0.94	0.02	0.93	0.02	0.98	0.01	0.98	0.02	0.94	0.03	0.96	0.02	0.95	0.02
SUM	7.05		7.04		7.03		7.06		7.06		7.03		7.05		7.05	

Oxide contents in wt.% and cationic contents in apfu; sd = standard deviation (1σ).

Version française abrégée

Bien que les fluides soient ubiquistes dans la croûte continentale, leurs effets sur les chronomètres isotopiques restent mal connus. Dans ce chapitre, nous présentons les analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que nous avons réalisées sur des muscovites de six échantillons du granite de Questembert, ainsi que les données complémentaires U-Pb sur zircon et monazite acquises sur un de ces échantillons.

Les dates $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, caractérisées par des plateaux bien définis, s'étalent sur 16 Ma entre 319 et 303 Ma, chacune d'entre elles prise individuellement pouvant être interprétée comme un âge de mise en place dans la croûte supérieure. Néanmoins, la faible profondeur de mise en place du Questembert (ca. 5 km) implique un refroidissement rapide du granite, et exclut donc une longue histoire thermique.

Les données U-Pb complémentaires sur zircon et monazite, obtenues sur le même échantillon, ont donné deux dates significativement différentes de 316 ± 3 Ma et 307 ± 3 Ma, respectivement. Cela exclut l'hypothèse d'une construction polyphasée du granite de Questembert dans laquelle ces deux âges auraient dû être identiques. Nous avons interprété l'âge U-Pb sur zircon de ca. 316 Ma, comme l'âge de mise en place du granite de Questembert.

Cela implique donc une remise à zéro des systèmes U-Pb dans les monazites et K-Ar dans la plupart des muscovites, remise à zéro causée par la recristallisation des minéraux en réponse aux circulations pervasives de fluides. Les caractéristiques chimiques des roches et des muscovites, ainsi que les images MEB des monazites et les cartes de répartition du Ti dans les muscovites illustrent en effet l'influx de fluides. La recristallisation des muscovites a notamment effacé les zonations en Ti, initialement magmatiques, en réponse aux circulations de fluides.

Ces résultats soulignent donc l'importance de coupler la géochronologie avec des données pétrologiques, minéralogiques et géochimiques afin d'interpréter correctement les dates obtenues dans un tel contexte géodynamique.

Chapitre 6

Interactions fluide-roche dans les mylonites du
Cisaillement Sud Armoricaïn

Mylonites of the South Armorican Shear Zone: Insights for crustal-scale fluid flow and water-rock interaction processes

Romain Tartèse^{a,*}, Philippe Boulvais^a, Marc Poujol^a, Thomas Chevalier^a, Jean-Louis Paquette^b, Trevor R. Ireland^c, Etienne Deloule^d.

^aGéosciences Rennes, Université de Rennes 1, UMR 6118 CNRS, Observatoire des Sciences de l'Univers de Rennes, 35042 RENNES Cedex, France.

^bLaboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal, UMR 6524 CNRS, Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand, 63038 CLERMONT-FERRAND, France.

^cResearch School of Earth Sciences, Australian National University, CANBERRA, ACT 0200, Australia.

^dCNRS, CRPG, 54501 VANDOEUVRE-LES-NANCY Cedex, France.

Sous presse au Journal of Geodynamics – doi : 10.1016/j.jog.2011.05.003



Mylonites of the South Armorican Shear Zone: Insights for crustal-scale fluid flow and water–rock interaction processes

Romain Tartèse^{a,*}, Philippe Boulvais^a, Marc Poujol^a, Thomas Chevalier^a, Jean-Louis Paquette^b, Trevor R. Ireland^c, Etienne Deloule^d

^a Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, UMR 6118 CNRS, Observatoire des Sciences de l'Univers de Rennes, 35042 Rennes Cedex, France

^b Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal, UMR 6524 CNRS, Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand, 63038 Clermont-Ferrand, France

^c Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra, ACT 0200, Australia

^d CNRS, CRPG, 54501 Vandoeuvre-Les-Nancy Cedex, France

HIGHLIGHTS

► Mylonites of the South Armorican Shear Zone acted as a drain for fluid circulation. ► Fluid–rock interaction caused elementary mobility notably of ore-forming elements. ► Oxygen isotope show that meteoric water infiltrated some highly strained rocks. ► Zircon and monazite U–Pb dating constrain the whole history between 315 and 300 Ma.

ARTICLE INFO

Article history:

Received 26 January 2011

Received in revised form 29 April 2011

Accepted 24 May 2011

Available online xxx

Keywords:

Elementary mobility

Fluid circulation

Mylonites

O isotopes

South Armorican Shear Zone

U–Th–Pb dating

ABSTRACT

Mylonites display petrographical and geochemical characteristics that can be related to syn-deformation fluid circulation. The South Armorican Shear Zone, a major structural feature of the Armorican Massif (France), is outlined by the presence of mylonitic rocks cropping out mostly in open quarries. These mylonites were essentially formed at the expense of peraluminous granitic bodies. Deformation occurred from ductile conditions in the biotite stability field (>400 °C) down to lower greenschist cataclasis and brecciation, where carbonation developed. U–Pb analyses on zircon and monazite define a minimum duration of 15 Ma for the deformation and hydrothermal history, between 315 Ma and 300 Ma. Fluid circulations are well documented, by way of petrographic observation (chlorite and carbonate crystallization), mineralogical composition analysis (muscovite chemistry), erratic mobility behavior of some elements (As, Sn, U for instance), and stable isotope composition analysis of the infiltrated rocks. High temperature deformation is not accompanied by alteration of the O isotope system, which implies either low fluid/rock ratio and/or the involvement of $\delta^{18}\text{O}$ crustal fluids with a composition similar to that of the rocks. On the other hand, some low temperature mylonites show a drastic decrease in the $\delta^{18}\text{O}$ values, which has to be related to the influx of surface derived waters. The heat source necessary for this crustal scale downward infiltration of fluids followed by upward motion was likely provided by the exhumation of lower crustal units in the South Armorican domain.

© 2011 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

Information on fluid–rock interaction mechanisms during deformation provides constraints on fluid circulation systems in the middle continental crust, which may in turn shed some light on the global geodynamic evolution of orogenic belts. Crustal-scale

shear zones constitute an excellent drain for such fluid circulation because deformation processes can enhance permeability (e.g. Kerrich, 1986; McCaig et al., 1990; Oliver, 1996). As a result, fluids circulating within mid-crustal shear zones lead to rock softening via grain size reduction and dynamic recrystallization, which affects strain localization, rock rheology and the overall thermal structure of the crust (e.g. Barnes et al., 2004; Brodie and Rutter, 1987; Dipple and Ferry, 1992). Consequently, there is a strong interaction between fluid circulation and deformation, both processes enhancing each other. Metasomatism during fluid–rock interaction is also particularly important for the genesis of hydrothermal ore deposits. Indeed, when interacting with deformed rocks, fluids are able to leach out and transport elements toward so-called sinks which, in some cases, may become economically viable.

* Corresponding author. Tel.: +33 223233081; fax: +33 223236097.

E-mail addresses: romain.tartese@univ-rennes1.fr (R. Tartèse), philippe.boulvais@univ-rennes1.fr (P. Boulvais), marc.poujol@univ-rennes1.fr (M. Poujol), th.chevalier@voila.fr (T. Chevalier), J.L.paquette@opgc.univ-bpclermont.fr (J.-L. Paquette), trevor.ireland@anu.edu.au (T.R. Ireland), deloule@crpg.cnrs-nancy.fr (E. Deloule).

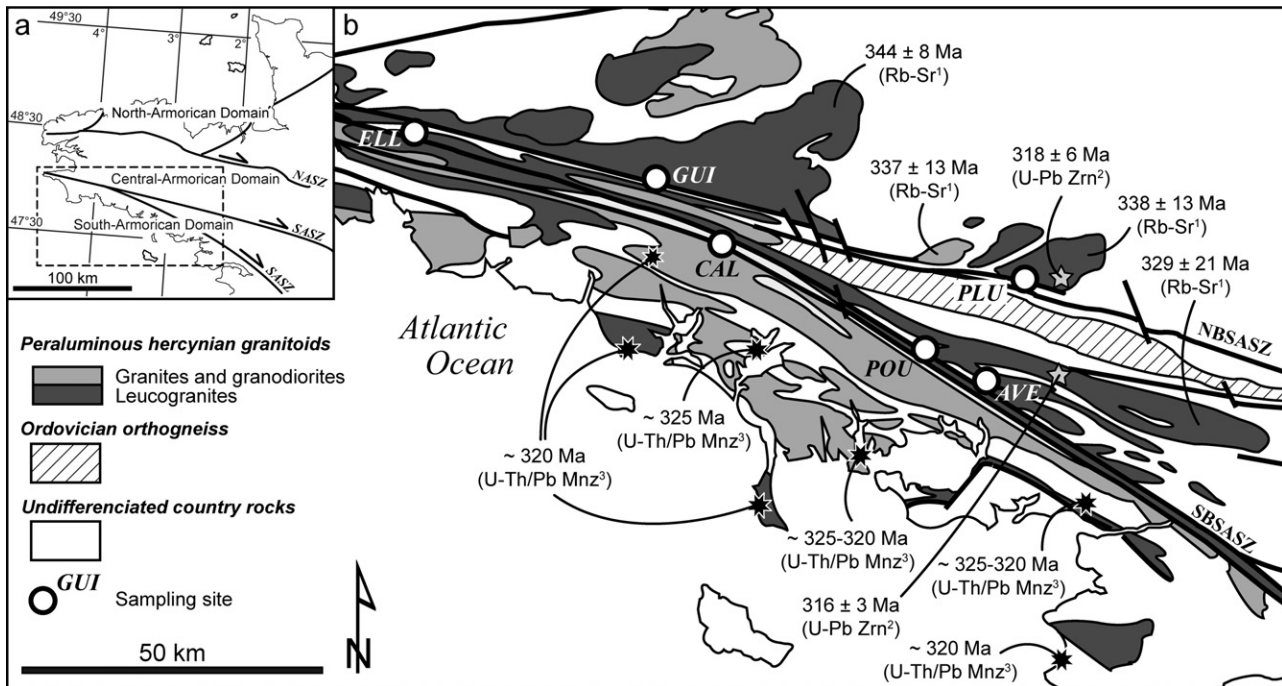


Fig. 1. (a) Location of the studied area in the Armorican Massif, western France. NASZ: North Armoricain Shear Zone, SASZ: South Armoricain Shear Zone; (b) simplified geological map of the South Armoricain system. NBSASZ and SBSASZ: northern and southern branches of the SASZ, respectively. Sampling site names, which correspond to the closest village, are as follows: ELL: Elliant, GUI: Guiligomarc'h, CAL: Calan, POU: Poulmarc'h, PLU: Plumelec, AVE: Saint-Avé. Geochronological data are ¹Whole rock Rb-Sr isochron (Bernard-Griffiths et al., 1985), ²Zircon U-Pb data (Tartèse et al., 2011) and ³Monazite U-Th/Pb data (Turrillot, 2010; Turrillot et al., 2009).

The present study is focused on the Carboniferous South Armoricain Shear Zone (SASZ; Jégouzo, 1980; Fig. 1), which is one of the major structural features observed in the Western European Variscan belt. The SASZ extends for hundreds of kilometers in the Armorican Massif (Fig. 1a) and is geometrically defined by the presence of mylonitized rocks. This region has been extensively studied and is well characterized both on a structural and a tectonic point of view (Berthé et al., 1979; Gapais and Le Corre, 1980; Gumiaux et al., 2004; Jégouzo, 1980; Jégouzo and Rossello, 1988). Conversely, very scarce geochemical and geochronological data exist and the fluid nature and regime in the SASZ have just started to be investigated (Lemarchand et al., 2011).

The aim of the present study is to provide the geochemical constraints lacking so far for the SASZ. Petrographic observations, whole rock and mineral geochemistry, stable isotope geochemistry and geochronological data of mylonitic rocks sampled in five different sites along the SASZ are presented and interpreted in order to get first order constraints (1) on the fluid regime associated with shearing, (2) on mass transfers and element mobility caused by metasomatism and (3) on the timing of the different events and the resulting geodynamical implications.

2. Geological setting

During Variscan times, the Armorican Massif has undergone deformation related to a major continental collision between Gondwana and Laurussia (e.g. Ballèvre et al., 2009), followed by the development of large dextral shear zones, namely the North Armoricain Shear Zone (NASZ) and the South Armoricain Shear Zone (SASZ) (Fig. 1a). The SASZ separates two domains within the Armorican Massif which have experienced contrasting metamorphic and structural histories. To the North, the Central Armoricain domain consists of a late Proterozoic – early Palaeozoic sedimentary succession, which has been affected by low-grade metamorphism (e.g. Le Corre et al., 1991) with temperatures estimated at around

250–300 °C (illite crystallinity method by Le Corre, 1975; vitrinite reflectance method by Donnot et al., 1973). Westward along the SASZ, higher temperatures were reached during regional metamorphism as recorded by the presence of staurolite-bearing rocks typical of the amphibolite facies (ca. 550 °C; see also Hanmer et al., 1982). From East to West, there is therefore an increase in metamorphic conditions along the northern branch of the SASZ (NBSASZ). In the Central Armoricain domain, both strain intensity and metamorphic degree increase southward reaching a maximum on the SASZ itself. To the South lies the South Armoricain domain, mainly composed of medium to high-grade micaschists, migmatitic gneisses and anatectic granites (e.g. Brown and Dallmeyer, 1996). These deep crustal units were then exhumed during the extension associated with the chain collapse (Gapais et al., 1993).

The SASZ is divided into two main branches (Fig. 1b). Within the southern branch (SBSASZ) network, a northward-dipping zone corresponding to an early shearing component occurs locally and is enclosed between vertical shear zones. The mylonitic foliation, which bears a 5–10° eastward dipping stretching lineation, is often overprinted by late cataclasis and brecciation. Along this branch, a dextral displacement of ca. 150–200 km has been proposed based on the width of the mylonitized rocks (Jégouzo and Rossello, 1988). The NBSASZ is sub-linear and extends for about 300 km. It displays a subvertical mylonitic foliation also bearing a stretching lineation dipping at ca. 10° eastward. Along this branch, a 40 km minimal dextral offset has been estimated from geometrical reconstructions (Jégouzo and Rossello, 1988).

Syn-kinematic granitic magmatism along the SASZ is attested by the elongated and sigmoidal shape of the plutons (Fig. 1b), strain gradients at the scale of the plutons and the development of S-C structures during cooling (Berthé et al., 1979; Gapais, 1989). Measuring the ages of these granites would thus help to constrain the timing and duration of shearing along the SASZ. However, geochronological data are very sparse. Bernard-Griffiths et al. (1985) published whole rock Rb-Sr isochron ages for some

Table 1

Sampling table. Within a group, samples are sorted by increasing amount of strain.

Sample	Longitude (deg° min' sec'')	Latitude (deg° min' sec'')	Type	Strain
<i>Elliant quarry</i>				
ELL08	3° 53' 37.97" W	47° 58' 32.47" N	Deformed granite	+
ELL11	3° 53' 30.37" W	47° 58' 30.67" N	Deformed granite	+
ELL09	3° 53' 33.40" W	47° 58' 32.18" N	Mylonitized granite	++
ELL10	3° 53' 39.47" W	47° 58' 31.64" N	Mylonitized granite	+++
<i>Guilligomarc'h quarry</i>				
GUI12	3° 24' 40.80" W	47° 56' 22.26" N	Deformed granite	+
GUI13	3° 24' 37.68" W	47° 56' 22.86" N	Deformed granite	+
GUI15	3° 24' 13.49" W	47° 56' 17.82" N	Ultracataclazed granite	+++
GUI14	3° 24' 26.10" W	47° 56' 18.34" N	Ultramytonitized gneiss	+++
<i>Calan quarry</i>				
CAL19	3° 16' 57.29" W	47° 51' 39.08" N	Mylonitized granite	++
CAL18	3° 17' 01.40" W	47° 51' 39.75" N	Mylonitized granite	++
CAL16	3° 16' 58.79" W	47° 51' 39.86" N	Ultramytonitized granite	+++
CAL17	3° 16' 58.06" W	47° 51' 39.68" N	Ultramytonitized granite	+++
<i>Plumelec quarry</i>				
PLU14	2° 38' 17.07" W	47° 49' 57.84" N	Mylonitized granite	++
PLU25	2° 38' 17.07" W	47° 49' 57.84" N	Ultracataclazed granite	+++
<i>Poulmarc'h quarry</i>				
POU20	2° 50' 27.44" W	47° 43' 51.81" N	Deformed granite	+
POU22	2° 50' 26.62" W	47° 43' 50.04" N	Deformed granite	+
POU21	2° 50' 27.31" W	47° 43' 51.29" N	Mylonitized granite	++
POU23	2° 50' 26.94" W	47° 43' 50.55" N	Mylonitized granite	++
POU24	2° 50' 27.13" W	47° 43' 50.97" N	Ultramytonitized granite	+++

granites emplaced along the SASZ. Along the NBSASZ, ages of the Pontivy, Bignan and Lizio massifs are 344 ± 8 Ma, 337 ± 13 Ma and 338 ± 13 Ma, respectively (Fig. 1b). Along the SBSASZ, the Questembert granite yielded an age of 329 ± 21 Ma. Because of their large uncertainties, these ages are poorly constrained and undistinguishable within error. Therefore these available data only suggest that the SASZ was active during the Early Carboniferous. Recent U–Pb analyses on zircon grains from two samples from the Lizio and Questembert granites yielded younger emplacement ages of 318 ± 6 Ma and 316 ± 3 Ma, respectively (Fig. 1b; Tartèse et al., 2011). These ages are comparable with the numerous monazite U–Th/Pb chemical ages of ca. 325–320 Ma obtained along the south Armorican domain (Fig. 1b) by Turrillot (2010) and that this author interpreted as the age of a regional partial melting event.

Finally, the whole region was affected by N150° vertical faults with a dextral component, which developed rather late during the Variscan orogeny (e.g. Gumiaux et al., 2004). To the East of the NBSASZ, fluid circulation within these sub-meridian faults led to Cu–Zn base metal and Pb mineralization (Gloaguen et al., 2007). The sub-meridian direction of these late faults is also shared by some kilometer-scale quartz veins interpreted as giant tension gashes representing an important fossil hydrothermal system (Lemarchand et al., 2011).

3. Sampling and analytical techniques

Samples have been collected in quarries located along the SASZ, in order to get first order constraints on the fluid regime at a regional scale (Fig. 1b). Sample locations and types are documented in Table 1. With the exception of the Plumelec site (PLU, Fig. 1b), currently mined quarries were favored in order to have access to fresh samples, which is of prime importance for geochemical analyses. This PLU site has been selected because of its structural importance as the S–C structures have been first described in this specific location (Berthé et al., 1979). In each site, 2–5 samples have been collected, in order to sample the different degrees of deformation (Fig. 2). Where a strain gradient was observed without evidence of overprinting by late brecciation and cataclasis, samples were collected along this deformation gradient from the less deformed protolith all the way to the most deformed samples (CAL, POU and PLU). Note that in the present study, the term mylonite is

sometimes incorrectly used as it systematically describes deformed samples independently from their amount of finite strain.

3.1. Mineral chemistry

Mineral compositions (Tables 2–5) were obtained on rock thin sections using a Cameca SX-100 electron microprobe at IFREMER, Plouzané, France. Operating conditions were 15 kV acceleration voltage and a beam current of 20 nA. Counting times were approximately 13–14 s. For a complete description of the analytical procedure and the list of the standards used, see Pitra et al. (2008).

3.2. Whole rock chemistry

Rock samples were cleaned of any weathered material. Five to seven kilograms of rocks were crushed in a steel jaw crusher. Then a fine powder of 50 g was obtained by crushing a representative fraction of the sample in an agate mortar. Powders were analyzed at the SARM laboratory (CRPG-CNRS, Nancy, France). Whole rock chemical compositions (Table 6) were obtained after LiBO₂ fusion and acid dissolution by ICP-AES for major elements and ICP-MS for trace elements. Detection limits and analytical uncertainties are given in Table 6.

3.3. Stable isotope analyses

Carbon and oxygen isotope analyses were carried out at the stable isotope laboratory of Géosciences Rennes, France, using a VG SIRA-10 triple collector mass spectrometer. Analyses were performed on powdered whole rocks and minerals. Silicate minerals were handpicked under a binocular microscope and crushed in a tungsten carbide mortar. Mineral purity was always better than 98%. The carbonate content was measured with a Hg manometer during the extraction procedure. Carbonate and silicate materials were reacted with H₃PO₄ at 90 °C during fifteen hours and with BrF₅ in Ni tubes at 670 °C overnight (following the method of Clayton and Mayeda, 1963), respectively. After silicate dissolution, liberated O₂ was then converted into CO₂ by reaction with hot graphite. Isotope compositions are quoted using the δ notation with respect to SMOW for $\delta^{18}\text{O}$ and PDB for $\delta^{13}\text{C}$. Measured carbonates $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^{13}\text{C}$ and silicates $\delta^{18}\text{O}$ values have been corrected using the limestone

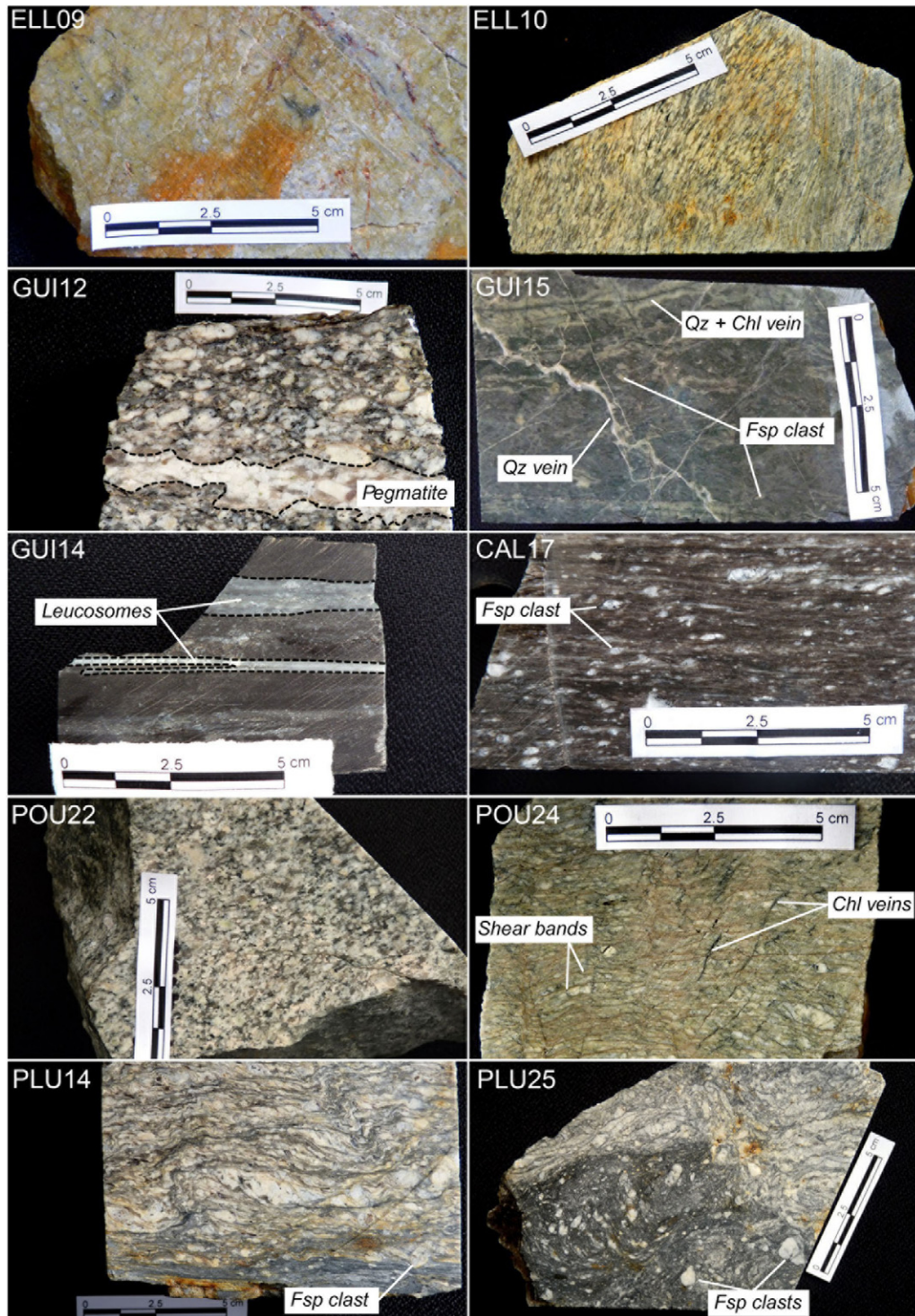


Fig. 2. Photographs of some of the representative facies constituting the studied samples.

NBS19 and quartz NBS28 standard values, respectively. Analytical precisions are estimated to be $\pm 0.1\%$ and $\pm 0.15\%$ respectively for the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in carbonates, and $\pm 0.2\%$ for the $\delta^{18}\text{O}$ in silicates. Results are presented in Table 7.

3.4. U–Pb geochronology

A classical mineral separation procedure has been followed to concentrate minerals suitable for U–Pb dating. Rocks were crushed and only the powder fraction with a diameter $< 250\ \mu\text{m}$ has been

kept. Heavy minerals were successively concentrated by Wilfley table and heavy liquids. Magnetic minerals were then removed with an isodynamic Frantz separator. Zircon grains were carefully examined under a binocular microscope, selected, and embedded in epoxy mounts. Mounts were hand-ground to expose zircon mid-sections and polished on a lap wheel with $6\ \mu\text{m}$ and $1\ \mu\text{m}$ diamond suspension successively. They were imaged in transmitted and reflected light, and their internal structure has been revealed using cathodoluminescence (CL) imaging at the Electron Microscope Unit, Australian National University, Canberra. The CL investiga-

Table 2

Average electron microprobe analyses (wt.%) and corresponding structural formulae (apfu) of feldspar.

K-Feldspar												
	ELL08 (n=8)		ELL10 (n=4)		GUI13 (n=8)		POU21 (n=1)		POU24 (n=3)			
		sd		sd		sd		sd		sd		
SiO ₂	63.99	0.30	63.19	0.43	64.46	0.59	64.05	–	63.81	–	0.38	
Al ₂ O ₃	18.84	0.23	18.58	0.20	18.61	0.37	18.49	–	18.64	–	0.12	
CaO	0.00	–	0.00	–	0.00	–	0.00	–	0.02	–	0.03	
Na ₂ O	0.56	0.10	0.63	0.37	0.30	0.28	0.18	–	0.60	–	0.54	
K ₂ O	16.65	0.17	16.59	0.52	16.70	0.33	17.17	–	16.59	–	0.67	
P ₂ O ₅	0.21	0.14	0.23	0.03	0.04	0.10	0.07	–	0.16	–	0.15	
SUM	100.24		99.23		100.10		99.96		99.82			
<i>Structural formula based on 8 oxygen atoms</i>												
Si	2.96	0.01	2.96	0.01	2.98	0.02	2.98	–	2.96	–	0.01	
Al	1.03	0.01	1.03	0.01	1.01	0.02	1.01	–	1.02	–	0.00	
Ca	0.00	–	0.00	–	0.00	–	0.00	–	0.00	–	–	
Na	0.05	0.01	0.06	0.03	0.03	0.02	0.02	–	0.05	–	0.05	
K	0.98	0.01	0.99	0.04	0.99	0.02	1.02	–	0.98	–	0.04	
P	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	–	0.00	–	0.01	–	0.01	
SUM	5.03		5.04		5.01		5.03		5.03			
<i>End-member feldspar, mole %</i>												
Or	95	1	95	3	98	3	98	–	95	–	5	
Ab	5	1	5	3	2	2	2	–	5	–	5	
An	0	–	0	–	0	–	0	–	0	–	–	
Plagioclase												
	ELL08 (n=5)		ELL10 (n=4)		GUI13 (n=4)		GUI14 (n=14)		POU21 (n=3)		POU24 (n=1)	
		sd		sd		sd		sd		sd		sd
SiO ₂	67.81	0.94	67.75	0.83	66.78	1.45	61.45	1.01	68.87	0.28	67.73	–
Al ₂ O ₃	20.30	0.37	20.45	0.45	21.08	0.87	24.56	0.64	19.91	0.23	20.32	–
CaO	0.53	0.57	0.36	0.17	1.23	0.86	5.58	0.62	0.00	–	0.51	–
Na ₂ O	11.33	0.49	11.49	0.28	10.93	0.54	8.45	0.41	11.70	0.20	11.35	–
K ₂ O	0.19	0.17	0.19	0.09	0.17	0.13	0.16	0.16	0.09	0.01	0.14	–
P ₂ O ₅	0.13	0.18	0.14	0.11	0.12	0.13	0.11	0.05	0.00	–	0.08	–
SUM	100.29		100.38		100.31		100.31		100.57		100.14	
<i>Structural formula based on 8 oxygen atoms</i>												
Si	2.96	0.03	2.95	0.02	2.92	0.05	2.72	0.03	2.99	0.01	2.96	–
Al	1.04	0.02	1.05	0.03	1.09	0.05	1.28	0.04	1.02	0.01	1.05	–
Ca	0.02	0.03	0.02	0.01	0.06	0.04	0.26	0.03	0.00	–	0.02	–
Na	0.96	0.04	0.97	0.02	0.93	0.04	0.73	0.03	0.98	0.01	0.96	–
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	–	0.01	–
P	0.00	–	0.01	0.00	0.00	–	0.00	–	0.00	–	0.00	–
SUM	5.00		5.01		5.00		5.00		5.00		5.00	
<i>End-member feldspar, mole %</i>												
Or	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	–
Ab	96	3	97	1	93	4	73	3	99	0	97	–
An	3	3	2	1	6	4	26	3	0	–	2	–

Oxide contents in wt.% and cationic contents in apfu. sd = standard deviation (1 σ).

tion was performed with a HITACHI S2250-N scanning electron microscope working at 15 kV and 30 μ A. In thin sections, zircon and monazite grains were identified using an optical microscope. Zircon grains were imaged using the CL imaging facility available at Géosciences Rennes. The CL investigations were performed with a Reliotron CL system equipped with a digital color camera. Monazite grains were imaged using a JEOL JSM 6400 scanning electron microscope at the CMEBA laboratory (Rennes 1 University).

Both in situ laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) and sensitive high resolution ion microprobe (SHRIMP) techniques were used for monazite and zircon U–Th–Pb dating. For samples ELL08, ELL09 and GUI14, zircon grains were analyzed in context directly in thin sections by in situ LA-ICP-MS at the Laboratoire Magmas et Volcans, Clermont-Ferrand. Monazite grains have been analyzed in context in thin sections in sample GUI14 by in situ LA-ICP-MS at the same laboratory. Ablation spot diameters of 26 μ m and 7 μ m with repetition rates of 3 Hz and 1 Hz were used for zircon and monazite, respectively. Full details on the instrumentation used and the method are given in Hurai et al. (2010).

Separated zircon grains from sample GUI14 were analyzed using the SHRIMP II at the Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra, in order to complete the LA-ICP-MS

dataset. The analytical procedure followed the method described in Williams (1998). The primary oxygen ion beam excavated an area of 25–35 μ m in diameter. The measured ²⁰⁶Pb/²³⁸U ratios were corrected using the reference zircon Temora 2 (417 Ma, Black et al., 2004). SHRIMP raw data were reduced using the Squid program of Ludwig (2001). Tera–Wasserburg plots (Tera and Wasserburg, 1972) of both LA-ICP-MS and SHRIMP isotopic data and age calculations were done using the software Isoplot/Ex (Ludwig, 2008); all errors are plotted at 1 σ . Results are reported in Tables 8 and 9, where uncertainties are listed at 1 σ . When ages are calculated, all errors are reported at 2 σ .

4. Results and interpretation

4.1. Petrography of the samples

4.1.1. Macroscopic description

In the Elliant sample series (ELL), the protolith is granitic in origin. Various degrees of deformation are observed, from low temperature hydraulic brecciation and cataclasis (ELL09, Fig. 2) to high temperature S–C structures formation and mylonitization (ELL10, Fig. 2). ELL samples can be sorted from the less deformed to the more deformed as follow: ELL08, ELL11, ELL09 and ELL10.

Table 3
Average electron microprobe analyses (wt.%) and corresponding structural formulae (apfu) of muscovite.

	ELL08.P (n=20)	sd	ELL08.C (n=10)	sd	ELL09.P (n=2)	sd	ELL10.P (n=20)	sd	GUI13.P (n=17)	sd
<i>Muscovite</i>										
SiO ₂	45.80	0.27	47.59	1.67	45.80	0.35	45.29	0.40	45.86	0.74
TiO ₂	0.71	0.20	0.12	0.18	0.57	0.16	0.41	0.23	0.96	0.30
Al ₂ O ₃	34.70	1.01	33.93	2.60	35.78	0.95	34.79	1.25	35.39	0.96
FeO	1.72	0.30	1.67	0.60	1.65	0.15	2.55	1.01	1.30	0.11
MnO	0.00	–	0.00	–	0.01	0.04	0.21	0.12	0.00	–
MgO	0.97	0.20	1.06	0.48	0.89	0.10	0.55	0.10	0.94	0.11
Na ₂ O	0.68	0.12	0.24	0.23	0.64	0.05	0.50	0.20	0.57	0.12
K ₂ O	10.75	0.47	10.12	1.14	10.37	0.13	10.72	0.43	10.66	0.30
SUM	95.33		94.74		95.72		95.01		95.67	
<i>Structural formula based on 11 oxygen atoms</i>										
Si	3.06	0.03	3.17	0.10	3.04	0.03	3.05	0.03	3.05	0.05
Ti	0.04	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01	0.05	0.01
Al	2.74	0.06	2.66	0.19	2.80	0.07	2.76	0.07	2.77	0.07
Fe	0.10	0.02	0.09	0.03	0.09	0.01	0.14	0.06	0.07	0.01
Mn	0.00	–	0.00	–	0.00	–	0.01	0.01	0.00	–
Mg	0.10	0.02	0.11	0.05	0.09	0.01	0.06	0.01	0.09	0.01
Na	0.09	0.02	0.03	0.03	0.08	0.01	0.06	0.03	0.07	0.02
K	0.92	0.04	0.86	0.10	0.88	0.01	0.92	0.04	0.90	0.03
SUM	7.03		6.92		7.00		7.04		7.01	
	GUI13.K (n=6)	sd	GUI14.P (n=16)	sd	POU21.P (n=6)	sd	POU24.P (n=6)	sd	POU24.K (n=3)	sd
<i>Muscovite</i>										
SiO ₂	46.20	0.52	45.75	0.44	46.63	0.98	46.77	0.38	49.53	0.23
TiO ₂	0.05	0.05	0.00	–	1.02	0.44	1.02	0.09	0.20	0.03
Al ₂ O ₃	35.21	1.41	36.56	0.67	34.28	1.15	33.74	0.53	29.16	0.50
FeO	1.50	0.36	1.18	0.77	1.76	0.53	1.77	0.07	3.29	0.58
MnO	0.00	–	0.00	–	0.00	–	0.02	0.04	0.04	0.05
MgO	1.01	0.32	1.03	0.38	0.75	0.28	1.00	0.11	2.20	0.18
Na ₂ O	0.42	0.14	0.41	0.10	0.49	0.15	0.51	0.06	0.03	0.02
K ₂ O	10.91	0.26	11.10	0.34	11.14	0.17	11.17	0.16	11.25	0.12
SUM	95.29		96.03		96.09		96.00		95.70	
<i>Structural formula based on 11 oxygen atoms</i>										
Si	3.08	0.05	3.03	0.02	3.10	0.06	3.11	0.02	3.32	0.01
Ti	0.00	–	0.00	–	0.05	0.02	0.05	0.00	0.01	0.00
Al	2.77	0.09	2.85	0.04	2.68	0.09	2.65	0.04	2.30	0.04
Fe	0.08	0.02	0.07	0.04	0.10	0.03	0.10	0.00	0.18	0.03
Mn	0.00	–	0.00	–	0.00	–	0.00	–	0.00	–
Mg	0.10	0.03	0.10	0.04	0.07	0.03	0.10	0.01	0.22	0.02
Na	0.05	0.02	0.05	0.01	0.06	0.02	0.07	0.01	0.00	–
K	0.93	0.03	0.94	0.03	0.94	0.01	0.95	0.01	0.96	0.01
SUM	7.02		7.04		7.01		7.02		7.00	

Oxide contents in wt.% and cationic contents in apfu. sd = standard deviation (1 σ). The .P is for muscovite prophyroclasts, .C for muscovite associated with carbonate patches and .K for muscovite developed by K-Feldspar alteration.

Guilligomarc'h samples (GUI) are also granitic in origin with the exception of GUI14 where, also highly mylonitized, some quartz-feldspathic white layers intercalated in a biotite-rich dark matrix are visible (Fig. 2). We interpret these white layers as leucosomes embedded within a partially melted metapelite (the chemical characterization below reinforces this interpretation). GUI14 sample is thus likely a part of a large, partially melted, paragneissic enclave preserved in the deformed granite. GUI12 and GUI13 are lightly deformed two-mica granites (GUI12, Fig. 2). GUI12 is cross-cut by a pegmatite composed of quartz, feldspar and tourmaline. GUI15 is highly cataclazed and displays some isolated feldspar grains in a dark green matrix (GUI15, Fig. 2). This sample is cross-cut by numerous quartz and chlorite veins.

All Calan samples (CAL) are typical granitic mylonites and ultramylonites (Fig. 2). Feldspar porphyroclasts are packed within a fine-grained dark matrix. Fish-like muscovites are sometimes visible. From the less to the more deformed, CAL samples can be sorted as follow: CAL19, CAL18, CAL16 and CAL17.

Poulmarc'h samples (POU) derive from a biotite granite represented by the lightly deformed POU20 and POU22 samples (POU22, Fig. 2). POU24 is the most deformed sample. Numerous shear bands are found regularly spaced, and are cross-cut by thin tension gashes filled with chlorite (POU24, Fig. 2).

In Plumelec samples (PLU), feldspar porphyroclasts are also packed in a dark fine-grained matrix. Folding is visible in the mylonitized sample PLU14 (Fig. 2). PLU25 is ultracataclazed (Fig. 2).

4.1.2. Microscopic description

Mineral abbreviations follow the Whitney and Evans (2010) nomenclature. ELL samples are made of a Qtz + Pl + Kfs + Ms \pm Tur assemblage (Fig. 3a). They often display carbonation at grain boundaries, clusters being made of a Sd + Ms + Rt \pm Chl \pm Ab \pm Ap assemblage (Fig. 3b) characteristic of greenschist-facies metamorphic conditions. In these clusters, Rt replaces Ttn, which likely indicates some Ca and Si mobility. Kfs are usually surrounded by a white mica corona. In some samples, hydraulic brecciation is evidenced by Qtz + Chl cross-cutting veinlets. GUI12 and GUI13 are composed of a Qtz + Pl + Kfs + Bt + Ms assemblage (Fig. 3c). Some Bt grains are chloritized. GUI15 is ultracataclazed, with Qtz crystals and Qtz aggregates being packed in a Qtz + Pl + Ms + Bt dark matrix (Fig. 3d). Numerous Rt clusters are also visible. POU samples contain Qtz + Fsp + chloritized Bt. Ms is rare. Numerous alteration zones are made of a Qtz + Chl + Ms + Dol assemblage (Fig. 3e), characteristic of greenschist metamorphic conditions. In these chlorites, narrow Rt needles are frequent. CAL samples are texturally homogeneous. They display fish-like Ms, Ap and Kfs porphyroclasts packed in a

Table 4

Average electron microprobe analyses (wt.%) and corresponding structural formulae (apfu) of chlorite. Temperature is calculated from the Cathelineau and Nieva (1985) equation modified by Zang and Fyfe (1995).

	ELL08 (n=3)	sd	GUI13 (n=7)	sd	GUI14 (n=1)	sd	POU21 (n=6)	sd	POU24 (n=4)	sd
SiO ₂	26.45	0.48	25.68	0.30	26.99	–	24.98	0.70	24.55	0.83
TiO ₂	0.09	0.03	0.03	0.06	0.28	–	0.09	0.05	0.06	0.08
Al ₂ O ₃	23.41	0.62	21.40	1.61	19.02	–	20.21	0.61	19.98	0.70
FeO ^a	31.34	0.32	31.37	0.96	21.23	–	35.47	0.57	35.78	0.98
MnO	0.27	0.04	0.17	0.09	0.25	–	0.51	0.06	1.68	0.06
MgO	6.27	0.97	9.03	1.40	15.69	–	7.30	0.27	6.05	0.38
CaO	0.09	0.03	0.06	0.05	0.29	–	0.05	0.03	0.13	0.04
Na ₂ O	0.00	–	0.02	0.02	0.03	–	0.00	–	0.02	0.01
K ₂ O	0.15	0.04	0.05	0.04	0.55	–	0.14	0.21	0.08	0.07
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.00	–	0.00	–	0.00	–	0.00	–
SUM	88.07		87.81		84.32		88.74		88.33	
<i>Structural formula based on 28 oxygen atoms</i>										
Si	5.68	0.04	5.56	0.04	5.81	–	5.51	0.06	5.49	0.11
Ti	0.01	0.00	0.01	0.01	0.04	–	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	5.93	0.18	5.46	0.35	4.83	–	5.26	0.10	5.27	0.14
Fe ^a	5.63	0.13	5.69	0.22	3.82	–	6.55	0.20	6.70	0.26
Mn	0.05	0.01	0.03	0.02	0.05	–	0.10	0.01	0.32	0.01
Mg	2.01	0.29	2.92	0.47	5.03	–	2.40	0.08	2.02	0.14
Ca	0.02	0.01	0.01	0.01	0.07	–	0.01	0.01	0.03	0.01
Na	0.00	–	0.01	0.01	0.01	–	0.00	–	0.01	0.01
K	0.04	0.01	0.01	0.01	0.15	–	0.04	0.06	0.02	0.02
P	0.00	–	0.00	–	0.00	–	0.00	–	0.00	–
SUM	19.36		19.71		19.81		19.87		19.87	
Fe/(Fe+Mg)	0.73	0.03	0.66	0.04	0.43	–	0.73	0.01	0.77	0.01
Al ^{IV}	2.32	0.04	2.44	0.04	2.19	–	2.49	0.06	2.51	0.11
T (°C)	227±2		246±6		241		245±6		244±11	

Oxide contents in wt.% and cationic contents in apfu. sd = standard deviation (1σ).

^a Total Fe as FeO.

fine-grained matrix composed of a Qtz + Kfs + Pl + Ms + Bt assemblage (Fig. 3f and g). In CAL17 and CAL18, numerous large monazite and zircon grains can be observed in the matrix (Fig. 3g). In both GUI and CAL samples, deformation occurred in the Bt stability field, at temperatures above 400 °C (e.g. Rossi et al., 2005). PLU samples are rather similar to the CAL ones, displaying fish-like Ms embedded in a fine-grained matrix composed by a Qtz + Kfs + Pl + Ms + Bt assemblage (Fig. 3h and i). Recrystallized Qtz ribbons are abundant.

4.2. Mineral chemistry

The mineral chemistry dataset presents chemical compositions of feldspar (Table 2), muscovite (Table 3), chlorite (Table 4) and

carbonate phases (Table 5). Feldspars are sensitive to fluid circulation, through albitization for example (e.g. Boulvais et al., 2007), so that the study of their chemical characteristics is useful to get information on the fluid regime. Muscovites chemistry has also been investigated because their hydrothermal or magmatic origin can be deciphered by looking at their Mg, Na and Ti contents (e.g. Miller et al., 1981; Tartèse and Boulvais, 2010). Chlorite chemistry is useful, in particular to estimate their formation temperatures via the chlorite thermometer (e.g. Cathelineau, 1988; Cathelineau and Nieva, 1985; Zang and Fyfe, 1995). Finally, we need the composition of carbonate phases which have also been analyzed for their O and C isotopic compositions to estimate the isotopic fractionation coefficient in order to calculate the composition of the fluid in equilibrium with them.

Table 5

Average electron microprobe analyses (wt.%) and corresponding specie of carbonate.

	ELL08 (n=11)	sd	ELL09 (n=4)	sd	POU21 (n=2)	sd
<i>Carbonate</i>						
SiO ₂	1.73	1.67	0.23	0.40	0.08	0.04
TiO ₂	0.00	–	0.00	–	0.04	0.03
Al ₂ O ₃	1.38	1.20	0.23	0.42	0.74	1.03
FeO ^a	50.59	2.14	52.27	1.29	2.17	0.62
MnO	0.74	0.86	1.66	0.99	1.17	0.14
MgO	6.71	1.19	4.08	1.74	20.06	1.23
CaO	0.41	0.16	1.57	0.78	32.41	0.67
Na ₂ O	0.00	–	0.01	0.02	0.02	0.03
K ₂ O	0.21	0.33	0.04	0.06	0.01	–
P ₂ O ₅	0.00	–	0.00	–	0.02	0.01
CO ₂ ^b	38.22	1.21	39.91	2.01	43.30	1.59
<i>Divalent cation (oxide mol. %)</i>						
Fe ^a	0.79	0.02	0.83	0.02	0.03	0.01
Mn	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01	0.00
Mg	0.19	0.03	0.11	0.05	0.44	0.01
Ca	0.01	0.00	0.03	0.02	0.52	0.01
Specie	Siderite		Siderite		Dolomite	

Oxide contents in wt.% and cationic contents in apfu. sd = standard deviation (1σ).

^a Total Fe as FeO.

^b Calculated to sum the oxide total to 100 wt.%.

Table 6
Whole rock geochemical characteristics. Within a group, samples are sorted by increasing amount of strain (as defined in Table 1).

Sample type	Detection limit	Analytical uncertainty	Elliant quarry				Gulligomarc' h quarry						
			ELL08 γ def.	ELL 11 γ def.	ELL09 γ myl.	ELL10 γ myl.	GUI 12 γ def.	GUI 13 γ def.	GUI 15 γ Ucat.	GUI14 Gn. Umyl.			
SiO ₂ (wt.%)	0.05	<1%	72.67	72.79	73.45	73.75	70.94	71.26	70.87	62.35			
TiO ₂	0.005	<10%	0.20	0.07	0.18	0.06	0.34	0.30	0.27	0.88			
Al ₂ O ₃	0.015	<1%	14.40	15.57	13.93	14.82	14.82	14.69	14.84	16.33			
Fe ₂ O ₃ ^T	0.04	<5%	1.27	0.66	1.59	0.65	1.76	1.63	1.72	5.99			
MnO	0.001	<10%	0.02	0.02	0.04	0.05	0.01	0.01	0.02	0.06			
MgO	0.01	<10%	0.25	0.26	0.30	0.10	0.56	0.49	0.51	2.57			
CaO	0.02	<5%	0.48	0.51	0.47	0.40	0.63	0.67	0.71	2.84			
Na ₂ O	0.07	<15%	3.21	2.88	2.12	3.83	2.91	2.94	5.49	3.14			
K ₂ O	0.05	<5%	5.21	4.71	5.07	4.15	5.83	5.30	2.79	3.55			
P ₂ O ₅	0.015	<10%	0.31	0.33	0.29	0.35	0.39	0.38	0.36	0.17			
LOI ^a		<5%	1.65	1.85	2.22	1.39	1.15	1.37	1.25	1.68			
SUM			99.65	99.64	99.66	99.56	99.35	99.04	98.82	99.56			
A/CNK ^b			1.22	1.45	1.42	1.29	1.21	1.25	1.11	1.15			
Cs (ppm)	0.1	<10%	18	24	15	134	23	15	8	38			
Rb	0.3	<5%	383	444	454	463	307	297	159	206			
Sr	1.7	5-15%	62	28	41	24	64	59	57	304			
Ba	2	<8%	268	93	202	72	371	296	246	526			
Be	0.2	10-15%	7.0	15.1	6.9	27.2	3.0	5.6	5.6	4.6			
Y	0.3	<10%	9.8	6.6	8.6	4.2	9.3	8.5	9.5	24.7			
Zr	1.2	8-15%	92	27	82	20	154	132	111	294			
Hf	0.1	<10%	2.87	0.99	2.59	0.86	4.27	3.67	3.02	7.58			
Nb	0.05	<5%	10.5	10.4	10.1	12.9	6.6	6.4	6.2	10.5			
Ta	0.01	10-25%	1.48	4.50	1.45	7.12	1.00	1.07	1.24	1.03			
Th	0.02	5-10%	12.2	2.2	10.4	1.8	32.9	26.9	15.3	40.0			
U	0.03	<8%	12.0	24.1	14.1	5.6	8.6	12.0	10.9	4.5			
Pb	0.9	<5%	30	26	26	21	33	30	21	19			
V	1.2	10-25%	5.6	1.6	4.8	0.8	14.6	12.2	16.6	112.5			
Ni	6	>25%	<i>bdl</i>	4.5	4.9	4.5	7.3	9.1	7.9	41.9			
Cr	6	<15%	23.5	23.8	22.6	16.8	26.9	25.2	60.2	95.6			
Co	0.5	15-25%	1.5	<i>bdl</i>	1.8	<i>bdl</i>	2.0	1.7	2.2	14.5			
Cu	4	>25%	<i>bdl</i>	<i>bdl</i>	10.4	<i>bdl</i>	<i>bdl</i>	<i>bdl</i>	<i>bdl</i>	25.8			
Zn	9	8-15%	80	124	124	51	127	117	51	123			
Ga	0.15	<5%	27	25	23	24	24	25	18	26			
Sn	0.2	5-10%	18.8	47.8	22.5	108.7	11.0	8.9	4.0	4.8			
W	0.25	<15%	4.20	4.27	1.52	7.89	1.38	1.88	2.30	1.25			
As	1.8	5-15%	3.1	27.8	62.3	11.8	21.6	4.1	7.0	5.2			
La	0.2	<5%	20.21	3.94	17.27	2.99	34.97	28.79	21.97	63.23			
Ce	0.1	<5%	44.73	8.87	38.11	6.52	86.48	70.76	50.97	142.40			
Pr	0.01	<5%	5.30	1.08	4.53	0.81	11.42	9.36	6.57	17.61			
Nd	0.04	<5%	19.30	4.04	16.67	2.99	45.37	37.21	25.71	68.51			
Sm	0.01	<5%	4.64	1.10	4.07	0.81	9.32	7.61	5.53	12.12			
Eu	0.005	<5%	0.45	0.22	0.38	0.14	0.69	0.57	0.59	1.57			
Gd	0.01	<5%	3.55	0.98	3.09	0.69	5.38	4.41	3.57	7.38			
Tb	0.005	<5%	0.50	0.18	0.42	0.13	0.63	0.53	0.46	0.96			
Dy	0.005	<5%	2.20	1.07	1.88	0.72	2.46	2.12	2.12	4.98			
Ho	0.005	<15%	0.31	0.20	0.27	0.13	0.31	0.29	0.31	0.88			
Er	0.005	<10%	0.73	0.56	0.62	0.37	0.71	0.669	0.76	2.38			
Tm	0.005	10-25%	0.10	0.10	0.08	0.07	0.08	0.08	0.10	0.35			
Yb	0.005	<10%	0.58	0.71	0.51	0.55	0.51	0.50	0.66	2.24			
Lu	0.005	<10%	0.08	0.11	0.07	0.08	0.07	0.07	0.10	0.34			
(La/Yb) _N ^c			23	4	23	4	46	39	22	19			
			Calan quarry				Poulmarc'h quarry				Plumelec quarry		
Sample type			CAL19 γ myl.	CAL18 γ myl.	CAL16 γ Umyl.	CAL17 γ Umyl.	POU20 γ def.	POU22 γ def.	POU21 γ myl.	POU23 γ myl.	POU24 γ Umyl.	PLU1 γ myl.	PLU25 γ Ucat.
SiO ₂ (wt.%)			72.51	70.57	71.78	69.72	72.48	74.28	73.41	73.76	73.24	72.82	59.51
TiO ₂			0.23	0.46	0.27	0.52	0.24	0.14	0.18	0.16	0.27	0.22	0.27
Al ₂ O ₃			14.64	15.36	14.64	14.97	14.65	14.22	14.12	14.44	14.68	15.55	22.25
Fe ₂ O ₃ ^T			1.52	2.20	1.70	2.21	1.57	1.25	1.50	1.38	1.23	0.67	0.93
MnO			0.02	0.03	0.03	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01
MgO			0.42	0.58	0.48	0.62	0.39	0.28	0.33	0.28	0.33	0.29	0.41
CaO			1.00	1.19	1.14	1.30	1.01	0.59	0.52	0.63	0.44	0.47	0.80
Na ₂ O			3.36	3.34	3.47	3.29	3.74	3.56	3.30	3.15	3.18	2.96	3.85
K ₂ O			4.60	5.21	4.72	5.18	4.53	5.03	5.77	5.51	5.50	5.17	8.91
P ₂ O ₅			0.22	0.31	0.23	0.29	0.22	0.20	0.24	0.32	0.23	0.28	0.41

Table 6 (Continued)

Sample type	Calan quarry				Poulmarc'h quarry					Plumelec quarry	
	CAL19 γ myl.	CAL18 γ myl.	CAL16 γ Umyl.	CAL17 γ Umyl.	POU20 γ def.	POU22 γ def.	POU21 γ myl.	POU23 γ myl.	POU24 γ Umyl.	PLU1 γ myl.	PLU25 γ Ucat.
LOI ^a	0.92	1.00	0.83	0.91	1.43	1.09	1.04	1.07	1.46	2.40	2.74
SUM	99.44	100.24	99.27	99.02	100.31	100.64	100.43	100.71	100.59	100.84	100.10
A/CNK ^b	1.19	1.16	1.14	1.12	1.14	1.15	1.12	1.17	1.22	1.37	1.28
Cs (ppm)	11	14	12	14	7	3	3	6	5	25	33
Rb	269	322	289	326	273	245	283	287	276	327	500
Sr	141	154	111	189	77	68	75	59	174	60	79
Ba	566	579	366	713	360	228	345	237	613	259	308
Be	6.3	6.4	6.8	5.6	8.8	2.4	2.5	4.1	6.7	9.2	15.6
Y	9.1	7.8	9.7	8.0	7.7	12.7	13.2	12.1	6.4	6.2	9.3
Zr	109	258	120	309	120	74	96	86	117	87	96
Hf	3.23	6.98	3.43	8.26	3.44	2.37	2.99	2.86	3.35	2.59	2.84
Nb	9.9	9.9	9.2	7.7	13.0	9.9	11.2	11.8	7.3	6.8	9.5
Ta	1.35	1.25	1.00	0.99	2.41	0.97	1.14	1.39	1.24	1.47	2.46
Th	11.5	43.9	16.3	51.9	21.9	8.3	14.2	9.7	19.5	12.6	20.7
U	8.3	8.8	11.8	9.0	14.1	11.0	10.1	8.0	10.2	9.9	12.5
Pb	30	38	28	34	26	29	35	31	54	43	40
V	9.8	20.7	13.6	23.6	9.5	3.7	4.6	3.8	13.1	11	15.8
Ni	6.1	6.0	6.0	6.7	<i>bdl</i>	<i>bdl</i>	<i>bdl</i>	<i>bdl</i>	<i>bdl</i>	<i>bdl</i>	<i>bdl</i>
Cr	24.4	27.7	30.9	27.8	19.0	22.4	74.7	13.1	12.0	12.2	7.7
Co	1.9	3.0	2.5	3.3	1.8	1.0	1.3	1.1	1.4	0.8	<i>bdl</i>
Cu	<i>bdl</i>	<i>bdl</i>	<i>bdl</i>	<i>bdl</i>	<i>bdl</i>	<i>bdl</i>	<i>bdl</i>	<i>bdl</i>	<i>bdl</i>	<i>bdl</i>	<i>bdl</i>
Zn	66	111	74	100	57	47	48	56	82	20	28
Ga	24	29	25	30	25	22	22	23	26	24	36
Sn	14.1	14.9	11.5	9.8	10.0	5.1	5.3	7.5	6.4	17	49.1
W	3.16	2.69	1.45	0.91	1.43	0.57	1.14	0.95	2.31	3.08	5.65
As	8.6	5.4	1.7	2.2	<i>bdl</i>	<i>bdl</i>	<i>bdl</i>	<i>bdl</i>	<i>bdl</i>	13.1	45.5
La	23.96	76.64	28.99	89.27	29.99	13.67	25.46	16.36	44.91	19.64	43.82
Ce	49.09	163.40	60.58	191.30	63.57	28.88	51.40	35.30	85.63	43.84	98.60
Pr	5.64	18.63	7.02	21.88	7.38	3.27	5.65	4.09	9.24	5.48	12.06
Nd	20.87	66.12	25.31	77.69	26.87	11.57	19.65	14.44	31.78	21.13	44.83
Sm	4.25	9.80	4.91	11.44	5.28	2.79	4.14	3.66	4.96	4.33	8.35
Eu	0.69	0.87	0.64	0.94	0.55	0.33	0.44	0.36	0.75	0.54	0.74
Gd	3.01	4.76	3.35	5.38	3.34	2.43	3.25	3.12	2.80	2.86	4.73
Tb	0.42	0.51	0.44	0.58	0.40	0.42	0.54	0.51	0.34	0.37	0.58
Dy	1.98	2.06	2.07	2.23	1.79	2.38	2.76	2.63	1.49	1.59	2.43
Ho	0.30	0.26	0.32	0.27	0.26	0.40	0.43	0.40	0.21	0.23	0.33
Er	0.75	0.66	0.82	0.68	0.66	1.06	1.04	0.94	0.52	0.53	0.82
Tm	0.10	0.09	0.11	0.08	0.09	0.15	0.14	0.12	0.07	0.08	0.11
Yb	0.66	0.56	0.68	0.46	0.58	0.98	0.84	0.75	0.42	0.49	0.69
Lu	0.10	0.08	0.10	0.07	0.08	0.14	0.11	0.10	0.06	0.07	0.10
(La/Yb) _N ^c	25	92	29	130	35	9	21	15	73	27	43

γ def. = deformed granite; γ myl. = mylonitized granite; γ and Gn. Umyl. = ultramylonitized granite and gneiss, respectively; γ Ucat. = ultracataclazed granite; *bdl* = below detection limit.

^a LOI = loss on ignition.

^b A/CNK = molar Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O).

^c (La/Yb)_N = La and Yb concentrations normalized to chondrites (Evensen et al., 1978).

4.2.1. Feldspar

In all samples, K-Feldspar is close to the Or end-member (Or content between 95 and 98%). Plagioclase is also close to the Ab end-member in all samples (Ab = 93–99%) except in the paragneissic GUI14 sample where the Ab component is 73% (Table 2).

4.2.2. Muscovite

Muscovite compositions are heterogeneous in the studied samples (Table 3 and Fig. 4a). Most muscovite porphyroclasts have a high TiO₂ content between 0.4 and 1.0 wt.% and thus plot essentially in the primary field (Fig. 4a). Porphyroclasts of the ultramylonitized migmatitic paragneiss GUI14 are an exception as they are Ti-free and thus plot in the secondary field, on the lower side of the triangle. Muscovite grains developed from K-Feldspar alteration have a very low TiO₂ content (0.05 and 0.20 wt.% in GUI13 and POU24, respectively) and consistently plot in the secondary field. In these secondary grains, muscovites from GUI13 are richer in Na (0.42 ± 0.14 wt.%) than in POU24 (0.03 ± 0.02 wt.%). This might reflect differences in the fluid composition. Finally, analyzed muscovite grains associated with carbonates in hydrothermal patches

consistently plot in the secondary field, with the exception of one analysis. If the Ti content remains rather constant in these grains, Mg and Na contents show some variability (Fig. 4a).

4.2.3. Chlorite

Chlorite compositions are rather homogeneous in the granitic samples. FeO and MgO contents vary together and lie respectively in the range 31.3–35.8 wt.% and 6.1–9.0 wt.% (Table 4). In the paragneissic sample GUI14, FeO content is much lower and MgO content is much higher, with values of 21.2 and 15.7 wt.%, respectively. The Si content and Fe/(Fe + Mg) ratio of chlorite have been used for chlorite classification (Hey, 1954). Chlorites from GUI13, POU21 and POU24 are mostly ripidolite, whereas it is brunsvigite in ELL08 and pynchochlorite in GUI14 (Fig. 4b).

Numerous studies have shown that there is a strong positive correlation between temperature of chlorite formation and its Al^{IV} content, thus numerous empirical geothermometers have been developed (Cathelineau, 1988; Cathelineau and Nieva, 1985; Zang and Fyfe, 1995 among others). These geothermometers are sensitive to the Mg + Fe content, which is also linked to the host rock

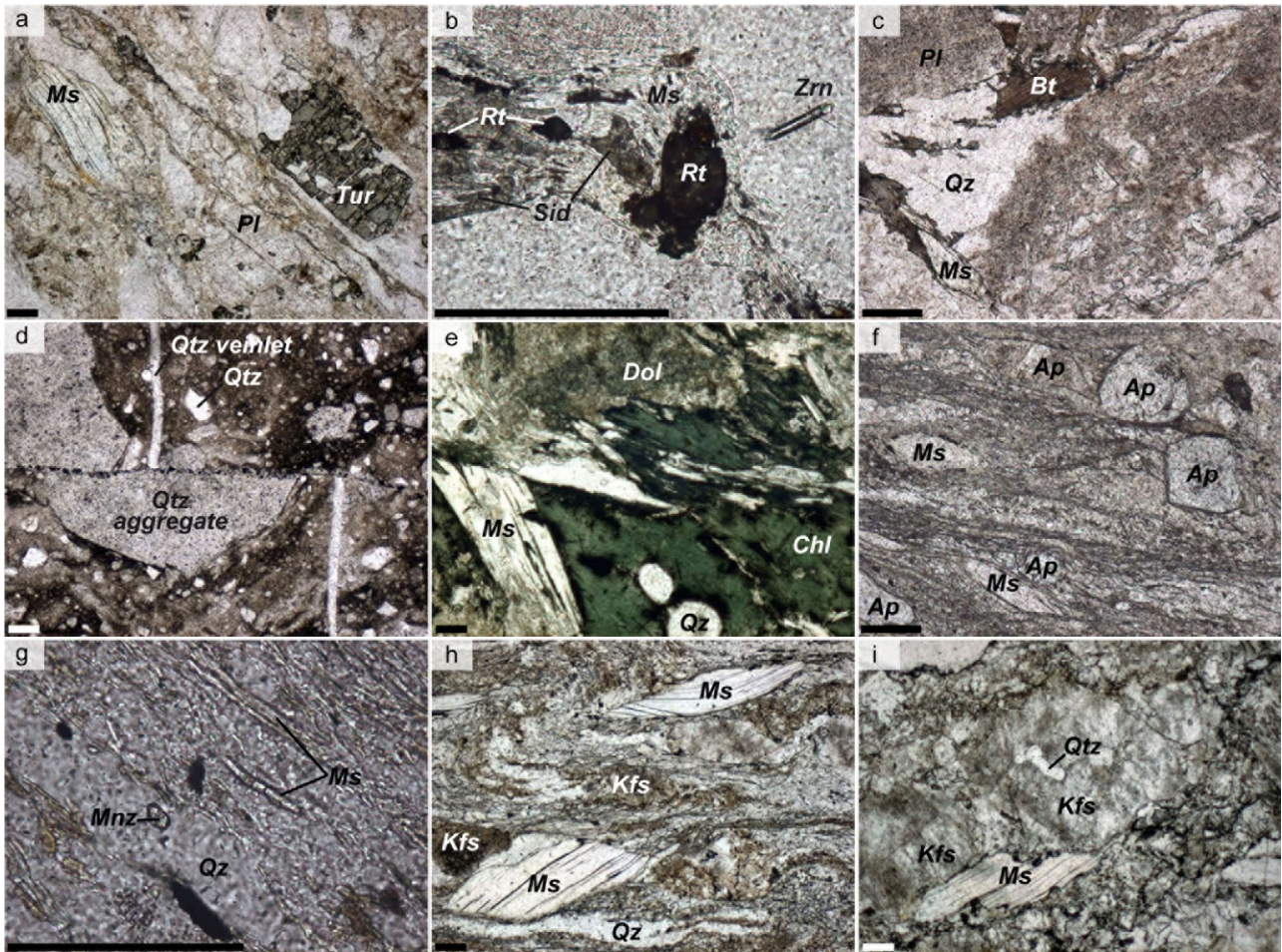


Fig. 3. Thin section photomicrographs of some of the studied samples. In all pictures, the scale bar (lower left corner) represents 200 μm . (a) ELL09; (b) ELL08; (c) GUI12; (d) GUI15; (e) POU21; (f) CAL19; (g) CAL17; (h) PLU14; (i) PLU25.

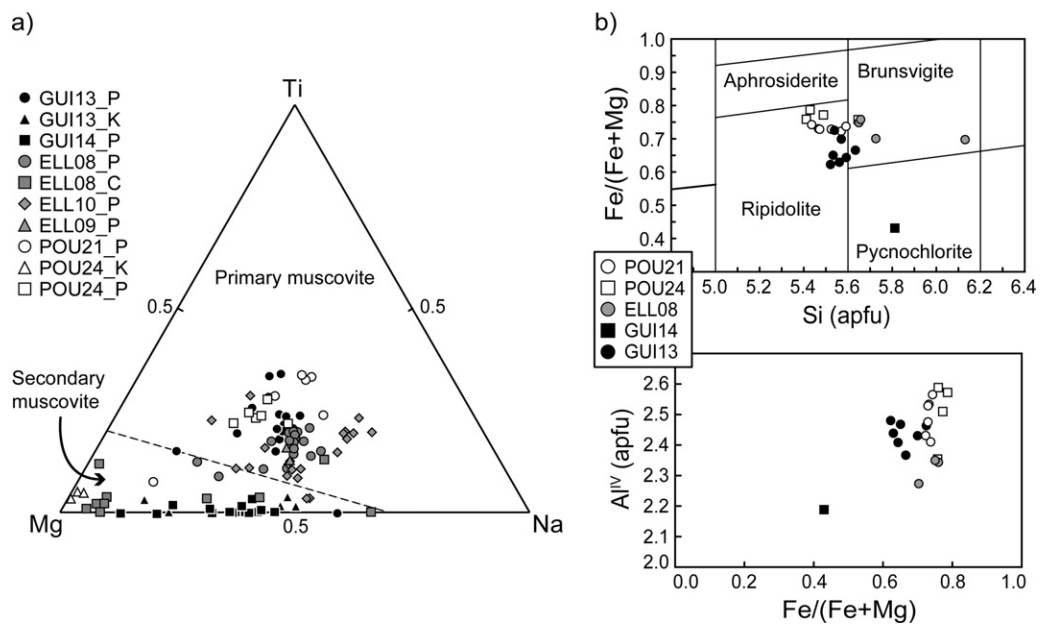


Fig. 4. (a) Ternary Mg–Ti–Na diagram for muscovite, discriminating between primary and secondary muscovite (e.g. Miller et al., 1981; Tartèse and Boulvais, 2010). In the legend, the *_P* following sample names is for muscovite prophyroclasts, the *_C* for muscovite associated with carbonate patches and the *_K* for muscovite developed from K-Feldspar alteration; (b) top: plot of $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ ratios vs. Si content of chlorites. The nomenclature and boundaries for chlorite classification are after Hey (1954); bottom: plot of the Al^{IV} content vs. the $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ ratio of chlorites.

Table 7
Stable isotope (O and C) data.

Sample	Silicates				Sample	Carbonates	
	$\delta^{18}\text{O}_{\text{WR}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Oz}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Fsp}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Ms}}$		$\delta^{18}\text{O}_{\text{Carb}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}$
<i>Elliant quarry</i>					<i>Elliant quarry (Siderite)</i>		
ELL08	5.8	6.2	5.9		ELL08	10.3	−8.6
ELL11	7.1						
ELL09	5.5			8.1	ELL09	13.5	−10.2
ELL10	5.2	5.7		7.6			
<i>Guilligomarc'h quarry</i>					<i>Saint-Avé quarry (Calcite)</i>		
GUI12	12.4				AVE1	18.9	−9.5
GUI13	12.0				AVE1-Vein	25.5	−10.2
GUI15	7.8				AVE2	13.6	−10.9
GUI14	1.7				AVE3	13.4	−11.0
<i>Calan quarry</i>					<i>Saint-Avé quarry (Dolomite)</i>		
CAL19	10.8				AVE4	15.0	−10.4
CAL18	10.3				AVE5	21.8	−10.8
CAL16	10.3				AVE6	16.8	−10.2
CAL17	11.2				AVE7	21.8	−11.2
<i>Plumelec quarry</i>					<i>Poulmarc'h quarry (Dolomite)</i>		
PLU14	12.9		12.0	11.1	POU22	20.7	−10.9
PLU25	11.8						
<i>Poulmarc'h quarry</i>							
POU20	9.2	11.1					
POU21	9.4						
POU22	9.0	10.9					
POU23	9.1						
POU24	8.6						

composition. Al^{IV} is positively correlated with the $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ ratio (Fig. 4b), as previously shown by Zang and Fyfe (1995). With the exception of GUI14, the $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ ratios of our samples are around 0.7–0.8, two times higher than the ratios of 0.3–0.4 for the chlorites used by Cathelineau and Nieva (1985) to define their thermometer. It is thus necessary to adjust Al^{IV} using the Zang and Fyfe (1995) correction. Accordingly, temperatures have been calculated using the following equation:

$$T(^{\circ}\text{C}) = 106.2 \times \left(\text{Al}_{\text{measured}}^{\text{IV}} - 0.88 \left[\frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}} - 0.34 \right] \right) + 17.5$$

Temperatures for ripidolite from POU21, POU24 and GUI13 are $245 \pm 6^{\circ}\text{C}$, $244 \pm 11^{\circ}\text{C}$ and $246 \pm 6^{\circ}\text{C}$, respectively. The pynchlorite from GUI14 yields a similar temperature of 241°C whereas brunsvigite from ELL08 formed at a slightly lower temperature of $227 \pm 2^{\circ}\text{C}$. These temperatures indicate chlorite crystallization at lower greenschist facies conditions.

4.2.4. Carbonates

Carbonates disseminated in alteration patches have been analyzed in ELL08, ELL09 and POU21 (Table 5). In ELL08 and ELL09, carbonate is siderite, with a mean composition of $(\text{Fe}_{0.79}\text{Mg}_{0.19}\text{Ca}_{0.01}\text{Mn}_{0.01})\text{CO}_3$ and $(\text{Fe}_{0.83}\text{Mg}_{0.11}\text{Ca}_{0.03}\text{Mn}_{0.03})\text{CO}_3$, respectively. In POU21, it is dolomitic with a mean composition of $(\text{Ca}_{1.04}\text{Mg}_{0.88}\text{Fe}_{0.06}\text{Mn}_{0.02})(\text{CO}_3)_2$. By contrast, samples from AVE site (see Fig. 1b, samples from Pinel, 2008) are calcitic. As a whole, the chemical variability of carbonation from place to place reflects the chemical variability of the fluid from which they precipitated, which in turn likely reflects the buffering exerted by host-rocks.

4.3. Whole rock geochemistry

Globally, all the samples, with the exception of GUI14 and PLU25, have a granitic composition, with a SiO_2 content between 70 and 75 wt.% (Table 6). In the A/NK (molar $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) vs. A/CNK (molar $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) diagram (Fig. 5), mylonites define a large spread encompassing the various peraluminous granite compositions found in the region. Sample PLU25 is remarkable with its low SiO_2 content (59.5 wt.%) but it plots within this trend.

Sample GUI14 is notably enriched in Fe_2O_3 (5.99 wt.%) and MgO (2.57 wt.%), which is consistent with its high biotite content and its metapelitic origin. This sample plots outside the trend defined by the other samples (Fig. 5).

In Fig. 6, mylonites REE patterns are plotted together with those of their possible protolith (see Fig. 6 caption for details). At first glance, Fig. 6 shows that the studied samples display typical granitic REE patterns with a large LREE enrichment and a pronounced negative Eu anomaly. Sample GUI14 is an exception, as it is enriched in both LREE and HREE, which is consistent with its metapelitic nature (e.g. Milord et al., 2001). GUI, CAL and PLU deformed samples are globally enriched in REE when compared to their protoliths. A link between the amount of strain and REE patterns can be observed at GUI and PLU sites. At GUI site, the LREE content decreases and HREE content increases with increasing strain (Fig. 6b) whereas both LREE and HREE increase with increasing strain for the PLU site (Fig. 6e). For both the CAL and POU sites, the most deformed samples (CAL17 and POU24) are the LREE-richest and HREE-richest respectively (Fig. 6c and d). ELL samples are divided in two groups with very different REE patterns, one with patterns comparable to

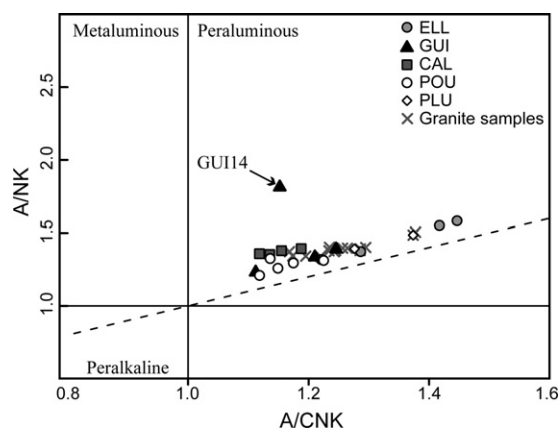


Fig. 5. A/NK vs. A/CNK molar diagram. The granite samples are from Tartèse and Boulvais (2010).

Table 8
Zircon U–Pb isotopic data. All errors are at 1 σ .

Sample, grain, spot	Radiogenic ratios						Ages (Ma)						% Discordant	
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	\pm	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	\pm	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	\pm	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	\pm	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	\pm	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	\pm		
<i>GUI 14 – Zircon LA-ICP-MS</i>														
1.1	0.0468	0.0005	0.3484	0.0047	0.0540	0.0007	295	3	304	4	372	29	21	
1.2	0.0472	0.0006	0.3413	0.0049	0.0524	0.0007	297	3	298	4	303	31	2	
1.3	0.0474	0.0006	0.3485	0.0048	0.0534	0.0007	298	3	304	4	345	29	13	
2.1	0.0416	0.0005	0.3408	0.0059	0.0594	0.0010	263	3	298	4	583	36	55	
3.1	0.0440	0.0005	0.3432	0.0059	0.0566	0.0008	278	3	300	4	475	32	42	
4.1	0.0490	0.0006	0.3796	0.0059	0.0562	0.0008	308	4	327	4	459	33	33	
4.2	0.0570	0.0007	0.4429	0.0073	0.0564	0.0009	357	4	372	5	466	35	23	
4.3	0.0718	0.0009	0.5713	0.0116	0.0577	0.0012	447	5	459	7	520	44	14	
5.1	0.0451	0.0005	0.3421	0.0046	0.0551	0.0007	284	3	299	3	415	27	32	
6.1	0.0445	0.0005	0.4265	0.0060	0.0696	0.0009	281	3	361	4	915	27	69	
7.1	0.0756	0.0009	0.6714	0.0106	0.0644	0.0010	470	5	522	6	755	32	38	
7.2	0.0731	0.0009	0.6416	0.0108	0.0637	0.0010	455	5	503	7	732	34	38	
8.1	0.0441	0.0005	0.3418	0.0049	0.0563	0.0008	278	3	299	4	462	30	40	
9.1	0.0443	0.0005	0.3145	0.0044	0.0515	0.0007	279	3	278	3	265	30	6	
9.2	0.0456	0.0005	0.3437	0.0049	0.0547	0.0007	287	3	300	4	399	29	28	
10.1	0.0451	0.0005	0.3345	0.0048	0.0539	0.0007	284	3	293	4	365	30	22	
10.2	0.0473	0.0006	0.3534	0.0050	0.0542	0.0007	298	3	307	4	379	30	21	
11.1	0.0450	0.0006	0.4026	0.0089	0.0649	0.0015	284	4	344	6	773	46	63	
12.1	0.0467	0.0006	0.3737	0.0054	0.0580	0.0008	294	3	322	4	529	30	44	
12.2	0.0459	0.0005	0.3489	0.0050	0.0551	0.0007	289	3	304	4	417	29	31	
13.1	0.0450	0.0006	0.5352	0.0087	0.0863	0.0014	284	3	435	6	1345	30	79	
14.1	0.0434	0.0005	0.3175	0.0047	0.0530	0.0007	274	3	280	4	329	31	17	
14.2	0.0492	0.0006	0.3581	0.0051	0.0529	0.0007	309	4	311	4	322	30	4	
14.3	0.0470	0.0006	0.3511	0.0051	0.0542	0.0007	296	3	306	4	379	30	22	
15.1	0.0442	0.0005	0.3275	0.0050	0.0538	0.0008	279	3	288	4	360	32	23	
16.1	0.0469	0.0006	0.4475	0.0068	0.0692	0.0010	296	3	376	5	904	30	67	
16.2	0.0477	0.0006	0.3445	0.0051	0.0524	0.0007	300	3	301	4	304	32	1	
17.1	0.0430	0.0005	0.3241	0.0048	0.0547	0.0008	271	3	285	4	401	31	32	
18.1	0.0475	0.0006	0.3440	0.0051	0.0526	0.0007	299	3	300	4	310	31	4	
19.1	0.0417	0.0007	0.3512	0.0148	0.0611	0.0026	263	4	306	11	644	90	59	
<i>GUI14 – Zircon SHRIMP – June, 16th 2010</i>														
1.1	0.1802	0.0041	2.6822	0.0618	0.1079	0.0005	1068	25	1324	30	1765	8	39	
2.1	0.0936	0.0023	0.7629	0.0188	0.0591	0.0011	577	14	576	14	572	11	1	
2.2	0.0908	0.0023	0.7430	0.0186	0.0594	0.0012	560	14	564	14	581	11	4	
3.1	0.1028	0.0025	0.8454	0.0207	0.0597	0.0010	631	15	622	15	592	10	7	
4.1	0.1342	0.0037	1.2034	0.0334	0.0650	0.0016	812	23	802	22	775	19	5	
4.2	0.1336	0.0058	1.3108	0.0745	0.0712	0.0040	808	35	850	48	962	55	16	
5.1	0.0912	0.0023	0.7467	0.0185	0.0594	0.0011	563	14	566	14	581	10	3	
6.1	0.0963	0.0022	0.7893	0.0183	0.0594	0.0005	593	14	591	14	583	5	2	
7.1	0.0523	0.0012	0.3768	0.0089	0.0523	0.0008	328	8	325	8	298	4	10	
8.1	0.0480	0.0012	0.3457	0.0090	0.0523	0.0014	302	8	301	8	297	8	2	
8.2	0.0518	0.0013	0.3720	0.0106	0.0521	0.0015	325	8	321	9	291	8	12	
9.1	0.0993	0.0024	0.8510	0.0206	0.0622	0.0009	610	15	625	15	680	10	10	
10.1	0.0506	0.0012	0.3813	0.0090	0.0546	0.0010	318	8	328	8	397	7	20	
11.1	0.1013	0.0030	0.8380	0.0277	0.0600	0.0020	622	18	618	20	603	20	3	
12.1	0.1370	0.0033	1.2595	0.0307	0.0667	0.0010	827	20	828	20	828	12	0	
13.1	0.0886	0.0021	0.7153	0.0167	0.0586	0.0006	547	13	548	13	551	6	1	
14.1	0.0954	0.0023	0.7938	0.0190	0.0604	0.0008	587	14	593	14	616	9	5	
14.2	0.0849	0.0021	0.6893	0.0167	0.0589	0.0010	525	13	532	13	563	9	7	
15.1	0.3339	0.0080	5.3112	0.1269	0.1154	0.0008	1857	44	1871	45	1886	14	1	
16.1	0.0945	0.0023	0.7881	0.0194	0.0605	0.0010	582	14	590	15	621	11	6	
17.1	0.1203	0.0028	1.0544	0.0247	0.0635	0.0006	733	17	731	17	727	7	1	
18.1	0.0688	0.0016	0.5332	0.0126	0.0562	0.0007	429	10	434	10	462	6	7	
18.2	0.0950	0.0024	0.7690	0.0192	0.0587	0.0011	585	15	579	14	556	11	5	
19.1	0.3952	0.0091	7.7474	0.1775	0.1422	0.0006	2147	49	2202	50	2254	9	5	
20.1	0.0849	0.0020	0.6869	0.0161	0.0587	0.0006	525	12	531	12	556	6	6	
21.1	0.3489	0.0100	5.7199	0.1641	0.1189	0.0020	1929	55	1934	56	1940	33	1	
22.1	0.1053	0.0025	0.9001	0.0211	0.0620	0.0008	645	15	652	15	674	8	4	
22.2	0.1038	0.0025	0.8754	0.0209	0.0612	0.0008	636	15	638	15	646	8	1	
23.1	0.0612	0.0014	0.4576	0.0105	0.0543	0.0005	383	9	383	9	382	3	0	
24.1	0.0511	0.0012	0.3667	0.0087	0.0520	0.0008	322	8	317	8	286	4	13	
25.1	0.1239	0.0038	1.1252	0.0370	0.0658	0.0022	753	23	765	25	801	26	6	
26.1	0.1700	0.0041	1.7140	0.0413	0.0731	0.0009	1012	24	1014	24	1017	13	1	
27.1	0.0960	0.0025	0.8046	0.0208	0.0608	0.0014	591	15	599	15	632	14	7	
28.1	0.0861	0.0022	0.7282	0.0184	0.0613	0.0012	533	13	556	14	651	13	18	
29.1	0.1183	0.0041	0.9151	0.0423	0.0561	0.0026	721	25	660	30	456	21	58	
<i>GUI14 – Zircon SHRIMP – June, 17th 2010</i>														
1.1	0.0506	0.0006	0.3667	0.0044	0.0526	0.0006	318	4	317	4	310	3	3	
1.2	0.0495	0.0006	0.3568	0.0047	0.0523	0.0006	311	4	310	4	299	4	4	
2.1	0.0502	0.0006	0.3732	0.0045	0.0539	0.0006	316	4	322	4	369	4	14	
2.2	0.0498	0.0006	0.3537	0.0057	0.0515	0.0008	314	4	307	5	262	4	20	
3.1	0.0492	0.0006	0.3532	0.0044	0.0521	0.0007	310	4	307	4	288	4	8	
4.1	0.1034	0.0012	0.8504	0.0097	0.0597	0.0003	634	7	625	7	591	3	7	

Table 8 (Continued)

Sample, grain, spot	Radiogenic ratios						Ages (Ma)						% Discordant
	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	
4.2	0.1044	0.0015	0.8723	0.0124	0.0606	0.0006	640	9	637	9	625	6	2
4.3	0.0829	0.0012	0.6983	0.0145	0.0611	0.0013	513	8	538	11	642	13	20
5.1	0.2224	0.0028	4.8675	0.0605	0.1587	0.0010	1295	16	1797	22	2442	15	47
5.2	0.3623	0.0043	8.0342	0.0954	0.1608	0.0006	1993	24	2235	27	2464	10	19
6.1	0.0498	0.0006	0.3567	0.0044	0.0519	0.0006	314	4	310	4	281	3	11
7.1	0.1173	0.0015	1.0462	0.0135	0.0647	0.0005	715	9	727	9	765	6	7
7.2	0.0945	0.0012	0.7872	0.0096	0.0604	0.0006	582	7	590	7	619	6	6
8.1	0.0505	0.0007	0.3666	0.0051	0.0526	0.0006	318	4	317	4	313	4	1
9.1	0.0936	0.0011	0.8009	0.0096	0.0620	0.0006	577	7	597	7	675	6	15
10.1	0.0498	0.0009	0.3649	0.0092	0.0531	0.0013	313	5	316	8	334	8	6
10.2	0.0502	0.0007	0.3559	0.0072	0.0514	0.0010	316	4	309	6	258	5	22
11.1	0.0511	0.0008	0.4657	0.0643	0.0661	0.0091	321	5	388	54	810	112	60
11.2	0.0500	0.0007	0.3747	0.0090	0.0544	0.0013	315	5	323	8	386	9	19
<i>ELL08 – Zircon LA-ICP-MS</i>													
1.1	0.0581	0.0008	0.6481	0.0129	0.0809	0.0016	364	5	507	8	1219	38	70
1.2	0.0888	0.0012	0.7414	0.0159	0.0605	0.0013	549	7	563	9	622	45	12
1.3	0.0434	0.0005	0.9978	0.0134	0.1669	0.0021	274	3	703	7	2527	21	89
2.1	0.0619	0.0007	0.6479	0.0083	0.0759	0.0009	387	4	507	5	1092	23	65
3.1	0.0972	0.0012	0.8986	0.0122	0.0670	0.0008	598	7	651	7	839	25	29
3.2	0.0927	0.0011	1.0679	0.0152	0.0836	0.0011	571	7	738	7	1282	26	55
4.1	0.0682	0.0008	0.5359	0.0072	0.0570	0.0007	425	5	436	5	490	27	13
4.2	0.0563	0.0007	0.6417	0.0087	0.0827	0.0010	353	4	503	5	1262	24	72
4.3	0.0490	0.0006	0.3748	0.0047	0.0555	0.0006	309	4	323	3	430	24	28
4.4	0.0568	0.0007	0.5153	0.0067	0.0658	0.0008	356	4	422	4	801	24	56
4.5	0.0302	0.0004	0.4905	0.0065	0.1178	0.0014	192	2	405	4	1923	22	90
4.6	0.0399	0.0005	0.5618	0.0080	0.1021	0.0014	252	3	453	5	1664	24	85
5.1	0.0621	0.0007	0.4896	0.0066	0.0572	0.0007	389	4	405	4	497	27	22
5.2	0.0642	0.0008	0.6177	0.0085	0.0698	0.0009	401	5	488	5	921	26	56
5.3	0.0656	0.0008	0.5111	0.0069	0.0565	0.0007	410	5	419	5	470	27	13
6.1	0.0434	0.0005	0.4195	0.0057	0.0702	0.0009	274	3	356	4	933	25	71
7.1	0.0479	0.0006	0.3530	0.0047	0.0534	0.0007	302	4	307	4	346	27	13
7.2	0.0472	0.0006	0.3434	0.0046	0.0527	0.0006	298	3	300	3	317	27	6
7.3	0.0469	0.0006	0.3431	0.0045	0.0531	0.0006	295	3	300	3	333	27	11
7.4	0.0380	0.0005	0.4809	0.0066	0.0918	0.0012	241	3	399	5	1462	24	84
8.1	0.0414	0.0005	0.6042	0.0085	0.1059	0.0014	261	3	480	5	1730	24	85
8.2	0.0433	0.0005	0.3337	0.0054	0.0559	0.0009	273	3	292	4	446	34	39
9.1	0.0669	0.0008	0.5662	0.0080	0.0614	0.0008	417	5	456	5	653	28	36
9.2	0.0760	0.0009	0.6064	0.0090	0.0579	0.0008	472	5	481	6	525	30	10
10.1	0.0426	0.0005	0.3147	0.0050	0.0536	0.0008	269	3	278	4	354	34	24
10.2	0.0392	0.0005	0.3915	0.0056	0.0723	0.0010	248	3	335	4	996	27	75
11.1	0.0409	0.0005	0.3549	0.0051	0.0630	0.0008	258	3	308	4	708	28	64
11.2	0.0350	0.0004	0.4859	0.0084	0.1007	0.0017	222	3	402	6	1637	31	86
12.1	0.0442	0.0005	0.3579	0.0060	0.0588	0.0010	279	3	311	4	559	35	50
12.2	0.0463	0.0006	0.3470	0.0053	0.0544	0.0008	292	3	302	4	386	32	24
12.3	0.0463	0.0006	0.3446	0.0054	0.0540	0.0008	292	3	301	4	372	34	22
12.4	0.0440	0.0010	1.0037	0.0400	0.1654	0.0072	278	6	706	20	2511	71	89
13.1	0.0337	0.0004	0.3816	0.0079	0.0822	0.0017	213	3	328	6	1250	40	83
14.1	0.0434	0.0005	0.3239	0.0047	0.0541	0.0007	274	3	285	4	375	30	27
14.2	0.0776	0.0009	0.6284	0.0093	0.0588	0.0008	482	6	495	6	558	30	14
15.1	0.0407	0.0005	0.3107	0.0050	0.0554	0.0009	257	3	275	4	428	33	40
15.2	0.0463	0.0006	0.3421	0.0050	0.0535	0.0007	292	3	299	4	351	31	17
16.1	0.1816	0.0022	3.4148	0.0450	0.1364	0.0016	1076	12	1508	10	2182	21	51
16.2	0.1590	0.0019	2.6323	0.0366	0.1201	0.0016	951	11	1310	10	1958	23	51
16.3	0.1078	0.0013	2.1082	0.0304	0.1419	0.0019	660	8	1152	10	2250	23	71
17.1	0.0446	0.0006	0.3445	0.0060	0.0560	0.0009	281	3	301	5	453	37	38
17.2	0.0329	0.0004	0.6218	0.0109	0.1373	0.0024	208	3	491	7	2193	30	90
18.1	0.0528	0.0007	0.4462	0.0085	0.0613	0.0012	332	4	375	6	649	40	49
18.2	0.0664	0.0008	0.5069	0.0086	0.0554	0.0009	414	5	416	6	427	36	3
18.3	0.0669	0.0008	0.5304	0.0075	0.0575	0.0008	418	5	432	5	509	28	18
18.4	0.0772	0.0009	0.7287	0.0109	0.0685	0.0010	479	6	556	6	882	29	46
<i>ELL09 – Zircon LA-ICP-MS</i>													
1.1	0.0316	0.0004	2.0921	0.0252	0.4804	0.0052	200	2	1146	8	4182	16	95
1.2	0.0421	0.0005	1.3684	0.0177	0.2360	0.0028	266	3	876	8	3093	19	91
1.3	0.0401	0.0005	1.3475	0.0165	0.2437	0.0027	253	3	867	7	3144	17	92
1.4	0.0387	0.0005	1.1515	0.0144	0.2159	0.0025	245	3	778	7	2950	18	92
2.1	0.0400	0.0005	1.2663	0.0178	0.2297	0.0031	253	3	831	8	3050	22	92
2.2	0.0669	0.0010	2.4788	0.0442	0.2686	0.0050	418	6	1266	13	3298	29	87
3.1	0.0410	0.0005	1.0303	0.0150	0.1824	0.0026	259	3	719	7	2675	23	90
3.2	0.0445	0.0006	0.6994	0.0111	0.1140	0.0018	281	3	539	7	1864	28	85
3.3	0.0384	0.0005	0.5667	0.0078	0.1069	0.0014	243	3	456	5	1747	23	86
4.1	0.0482	0.0006	1.5300	0.0200	0.2300	0.0028	304	4	943	8	3052	19	90
4.2	0.0737	0.0009	0.7145	0.0104	0.0703	0.0010	458	5	547	6	938	28	51
4.3	0.1140	0.0014	1.1478	0.0173	0.0730	0.0010	696	8	776	8	1014	29	31
4.4	0.1171	0.0014	1.3758	0.0181	0.0852	0.0010	714	8	879	8	1321	23	46
5.1	0.1707	0.0020	2.5683	0.0331	0.1091	0.0013	1016	11	1292	9	1785	21	43

Table 8 (Continued)

Sample, grain, spot	Radiogenic ratios						Ages (Ma)						% Discordant
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	\pm	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	\pm	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	\pm	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	\pm	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	\pm	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	\pm	
5.2	0.1569	0.0021	2.5767	0.0521	0.1191	0.0024	940	12	1294	15	1943	36	52
5.3	0.0296	0.0004	0.9200	0.0120	0.2253	0.0028	188	2	662	6	3019	20	94
5.4	0.0598	0.0007	0.7735	0.0105	0.0939	0.0012	374	4	582	6	1506	24	75
6.1	0.0749	0.0009	0.8610	0.0158	0.0833	0.0015	466	6	631	9	1277	35	64
6.2	0.0781	0.0009	0.6544	0.0090	0.0608	0.0008	485	5	511	6	630	27	23
6.3	0.0728	0.0009	1.6321	0.0262	0.1626	0.0026	453	6	983	10	2483	27	82
7.1	0.0546	0.0006	0.4196	0.0059	0.0558	0.0007	342	4	356	4	443	29	23
7.2	0.0474	0.0006	0.3629	0.0049	0.0555	0.0007	299	3	314	4	433	27	31
7.3	0.0474	0.0006	0.3424	0.0048	0.0524	0.0007	298	3	299	4	303	29	2
8.1	0.0466	0.0005	0.3390	0.0046	0.0528	0.0007	293	3	296	4	320	29	8
8.2	0.0459	0.0006	0.9677	0.0134	0.1529	0.0020	289	3	687	7	2379	22	88
8.3	0.0424	0.0005	0.3057	0.0049	0.0523	0.0008	268	3	271	4	299	35	10
9.1	0.0546	0.0007	0.5953	0.0087	0.0791	0.0011	342	4	474	6	1176	27	71
9.2	0.0511	0.0006	0.4570	0.0068	0.0649	0.0009	321	4	382	5	772	29	58
10.1	0.0375	0.0005	0.4558	0.0072	0.0881	0.0014	237	3	381	5	1385	29	83
10.2	0.0433	0.0005	0.7383	0.0115	0.1237	0.0019	273	3	561	7	2010	27	86
10.3	0.0505	0.0006	0.5908	0.0088	0.0849	0.0012	317	4	471	6	1314	27	76
11.1	0.3732	0.0043	7.4603	0.0951	0.1450	0.0017	2044	20	2168	11	2288	20	11
11.2	0.0339	0.0004	2.5929	0.0322	0.5554	0.0064	215	2	1299	9	4395	17	95
12.1	0.0769	0.0009	1.0164	0.0152	0.0958	0.0014	478	6	712	8	1544	27	69
13.1	0.1081	0.0013	1.4865	0.0198	0.0997	0.0012	662	7	925	8	1618	23	59
13.2	0.0594	0.0007	1.1768	0.0180	0.1436	0.0022	372	4	790	8	2271	26	84
14.1	0.1102	0.0013	1.5572	0.0208	0.1025	0.0013	674	7	953	8	1670	23	60
14.2	0.1829	0.0021	3.0641	0.0405	0.1215	0.0015	1083	12	1424	10	1978	22	45
14.3	0.0680	0.0008	1.0979	0.0148	0.1171	0.0015	424	5	752	7	1912	23	78
15.1	0.0766	0.0010	1.1653	0.0208	0.1104	0.0020	476	6	784	10	1806	32	74
15.2	0.0819	0.0010	0.7263	0.0131	0.0643	0.0011	508	6	554	8	752	37	32
15.3	0.0834	0.0011	2.2029	0.0355	0.1915	0.0031	517	6	1182	11	2755	26	81
16.1	0.0798	0.0010	0.7058	0.0119	0.0641	0.0011	495	6	542	7	745	34	34
16.2	0.0832	0.0010	0.6940	0.0121	0.0605	0.0010	515	6	535	7	621	37	17
17.1	0.0462	0.0005	0.3705	0.0051	0.0582	0.0008	291	3	320	4	535	29	46
18.1	0.2520	0.0029	4.3901	0.0579	0.1264	0.0016	1449	15	1711	11	2048	22	29
18.2	0.2511	0.0030	4.7651	0.0659	0.1376	0.0018	1444	15	1779	12	2198	23	34

Table 9

Monazite U–Th–Pb isotopic data. All errors are at 1σ .

Sample, grain, spot	Radiogenic ratios								
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	\pm	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	\pm	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	\pm	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	\pm	
<i>GUI14 – Monazite LA-ICPMS</i>									
1.1	0.04685	0.00061	0.33741	0.00608	0.05225	0.00090	0.01480	0.00017	
2.1	0.04774	0.00062	0.34028	0.00634	0.05171	0.00092	0.01524	0.00018	
2.2	0.04896	0.00063	0.34248	0.00609	0.05074	0.00086	0.01545	0.00018	
2.3	0.03142	0.00058	0.38048	0.01470	0.08784	0.00354	0.00872	0.00012	
3.1	0.04935	0.00063	0.34600	0.00595	0.05086	0.00082	0.01567	0.00018	
3.2	0.04854	0.00062	0.34044	0.00582	0.05088	0.00082	0.01547	0.00018	
3.3	0.05022	0.00065	0.34890	0.00615	0.05040	0.00084	0.01551	0.00018	
3.4	0.05221	0.00068	0.37958	0.00717	0.05274	0.00096	0.01567	0.00018	
4.1	0.04701	0.00070	0.35319	0.01075	0.05450	0.00167	0.01489	0.00017	
4.2	0.03318	0.00049	0.29912	0.00861	0.06539	0.00190	0.01126	0.00013	
5.1	0.04979	0.00065	0.34586	0.00639	0.05039	0.00089	0.01570	0.00024	
5.2	0.04787	0.00062	0.33551	0.00637	0.05085	0.00093	0.01587	0.00024	
Sample, grain, spot	Ages (Ma)								% Discordant
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	\pm	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	\pm	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	\pm	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	\pm	
<i>GUI14 – Monazite LA-ICPMS</i>									
1.1	295	4	295	5	296	5	297	3	0
2.1	301	4	297	6	273	5	306	4	10
2.2	308	4	299	5	229	4	310	4	35
2.3	199	4	327	13	1379	56	175	2	86
3.1	311	4	302	5	234	4	314	4	32
3.2	306	4	298	5	235	4	310	4	30
3.3	316	4	304	5	213	4	311	4	48
3.4	328	4	327	6	318	6	314	4	3
4.1	296	4	307	9	392	12	299	3	24
4.2	210	3	266	8	787	23	226	3	73
5.1	313	4	302	6	213	4	315	5	47
5.2	301	4	294	6	234	4	318	5	29

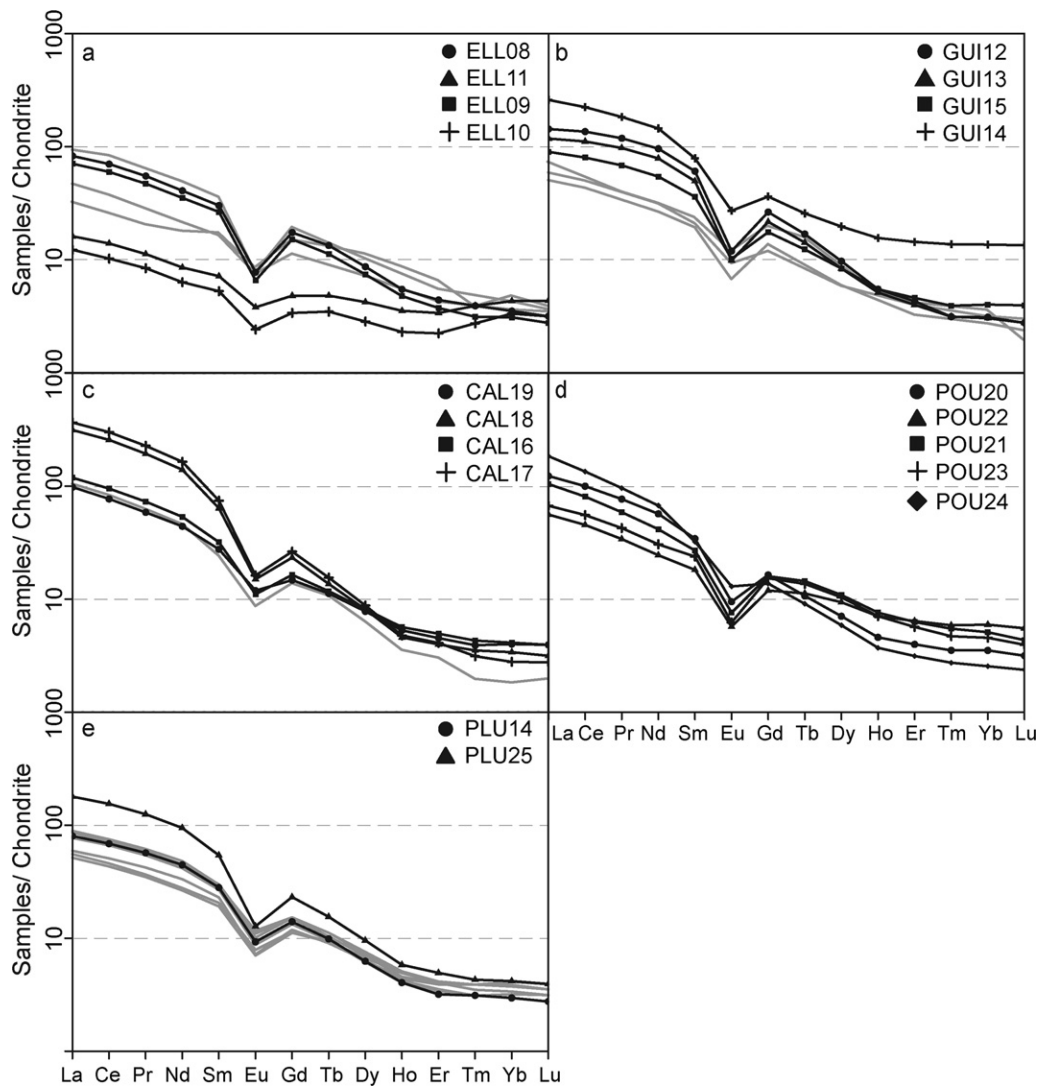


Fig. 6. REE patterns of the studied samples compared to that of their assumed protolith. (a) ELL site. Protolith REE patterns are the “Pluguffan–Landudec” data of Bernard-Griffiths et al. (1985) and the “FB4592” sample of Béchenec et al. (2001); (b) GUI site. Protolith REE patterns are the “Pontivy–Rostrenen” data of Bernard-Griffiths et al. (1985) and the “FB6308” sample of Béchenec et al. (2006); (c) CAL site. Protolith REE pattern is the “FB5663” sample of Béchenec et al. (2006); (d) POU site; (e) PLU site. Protolith REE patterns are the “Lizio granite” data of Tartèse and Boulvais (2010). All the REE contents have been normalized to the chondritic values of Evensen et al. (1978).

that of the protolith and the second showing very LREE-depleted patterns (Fig. 6a).

Most of the elementary contents are typical of peraluminous granites (e.g. Tartèse and Boulvais, 2010) but some of them show peculiar evolutions (Table 6). In the highly deformed GUI15 sample, Na_2O and K_2O are very high and low, respectively, likely reflecting albitization of K-Feldspar by K–Na exchange. This process may have also leached out alkali metals such as Rb and Cs, Zn, and brought Cr into the system. For the ELL and GUI sites, arsenic shows a wide range of content (3.1–62.3 ppm and 4.1–21.6 ppm, respectively). Also, for the ELL site, U, which is incompatible during magmatic differentiation, is enriched in the evolved sample ELL11 (24.1 ppm) whereas its concentration is very low in the other evolved sample ELL10 (5.6 ppm). For the ELL and PLU sites, Sn also shows variable contents (19–109 ppm and 17–50 ppm, respectively).

4.4. Stable isotope characterization

Stable isotope analyses have been performed on both whole rock samples and mineral separates of quartz, feldspar and muscovite, in order to get information on the fluid regime during deforma-

tion, especially to test the potential influx of externally derived fluids. It is important to note that the analyzed muscovite grains are porphyroclasts-type in terms of size and shape. Results are presented in Table 7.

4.4.1. Whole rocks

The oxygen isotope composition of mylonites vary widely from high $\delta^{18}\text{O}$ values near 12–13‰, comparable with the peraluminous leucogranite $\delta^{18}\text{O}$ values found along the SASZ (Bernard-Griffiths et al., 1985; Tartèse and Boulvais, 2010), down to extremely low values of 1.7‰ (Sample GUI14; Fig. 7). GUI12, GUI13, CAL and PLU samples ($\delta^{18}\text{O} = 10.3\text{--}12.9\text{‰}$) are “high- ^{18}O granites” according to Taylor’s classification (Taylor, 1978) which likely formed by partial melting of high- ^{18}O metasedimentary sources. POU samples have a mean $\delta^{18}\text{O}$ value of $9.1 \pm 0.4\text{‰}$ and fall within the “normal- ^{18}O granites” category of Taylor (1978). They were likely formed by partial melting and/or contamination with crust components containing a significant fraction of sedimentary and/or volcanic rocks (Taylor, 1978). In other words, $\delta^{18}\text{O}$ data suggest that POU samples, and to a lesser extent the CAL ones, are less peraluminous than PLU and GUI samples. This is consistent with whole rock geo-

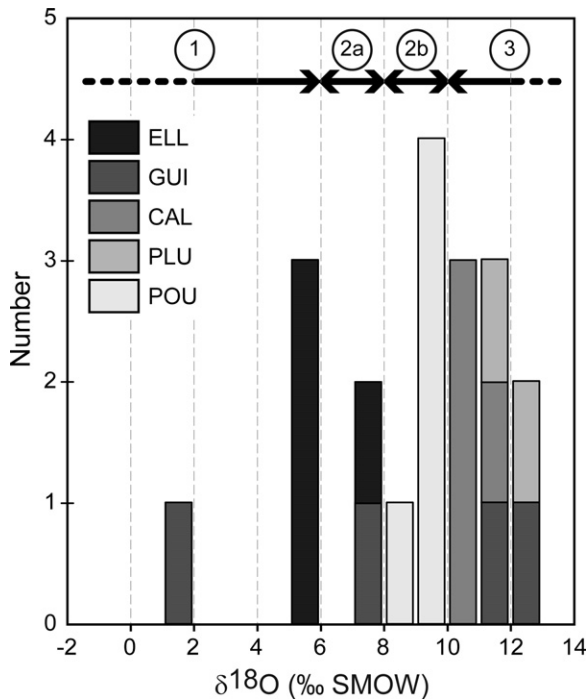


Fig. 7. Histogram showing whole rock $\delta^{18}\text{O}$ values of the studied samples. Intervals and corresponding numbers correspond to Taylor's classification of granitic rocks (Taylor, 1978) as follows: 1 = low- ^{18}O granites; 2 = normal- ^{18}O granites, with a subdivision separating the granites mostly formed by differentiation of basic magmas (2a) from those formed by partial melting of mostly metasedimentary sources (2b); 3 = high- ^{18}O granites.

chemical data (Fig. 5). ELL samples ($\delta^{18}\text{O} = 5.2\text{--}7.1\%$) mostly fall in the “low- ^{18}O granites” of Taylor (1978) which can be formed by melting or exchange with already ^{18}O -depleted rocks or by late magmatic alteration and subsolidus exchange with low- ^{18}O fluids (Taylor, 1978). As ELL samples have geochemical characteristics of evolved peraluminous rocks, their low $\delta^{18}\text{O}$ values likely result from interaction with a low- ^{18}O fluid. GUI15 has a $\delta^{18}\text{O}$ value of 7.8‰ and should be considered as a “normal- ^{18}O granite”. However, its geochemical characteristics are very similar to those of GUI12 and GUI13 and typical of evolved peraluminous granites (Table 6). As for ELL samples, their low $\delta^{18}\text{O}$ value is thus likely related to interaction with a low- ^{18}O fluid. Finally, the sample GUI14 has an extremely low $\delta^{18}\text{O}$ value of 1.7‰. Even considering the metasedimentary nature of this sample, such a value is the indubitable sign of an interaction with a very low- ^{18}O fluid derived from the surface.

4.4.2. Mineral separates

Muscovite and feldspar separates in sample PLU14 have $\delta^{18}\text{O}$ values of 11.1 and 12.0‰, respectively. This yields an apparent temperature of equilibration of 630 °C (using fractionation factors of Zheng (1993) for Qz-Fsp pairs and those of Bottinga and Javoy (1975) for the pair Qz-Ms) which corresponds to a high temperature isotopic equilibrium consistent with the preservation of Fsp and Ms original magmatic signature. In POU site, quartz separates have $\delta^{18}\text{O}$ values slightly above their respective whole rock values, which is expected when granitic isotopic equilibrium is maintained among minerals. For the ELL site, where interaction with a low $\delta^{18}\text{O}$ fluid is documented by whole rock values, isotopic disequilibrium between minerals is evident: muscovite grains have higher $\delta^{18}\text{O}$ values than quartz grains, when theoretical calculation expects the opposite (e.g. Bottinga and Javoy, 1975). The most likely explanation for such an isotopic inversion is that, whereas both quartz and muscovite have seen their $\delta^{18}\text{O}$ value lowered from their original elevated magmatic value during alteration, the degree of muscovite

resetting is lower than it was for quartz, because dynamic recrystallization of this latter mineral enhanced stable isotope equilibration with fluids. Actually, the chemical composition of muscovite grains is intermediate between the magmatic and hydrothermal fields in the Mg–Na–Ti diagram (Fig. 4). This is consistent with the idea that muscovite has preserved some memory of its original isotopic magmatic signature.

For the ELL site, our data set allows us to get a first order estimate of the O isotope composition of the fluid with which rocks have interacted. Petrographic observations showed that chlorite occurs both in alteration patches with carbonates and in crosscutting veins associated with quartz, suggesting that they are in isotopic equilibrium. In ELL08, the temperature calculated using the chlorite thermometer is 227 °C (Table 4). Considering an extreme case of large fluid/rock ratios where rocks have been isotopically buffered by fluid, and using the silicate–water fractionation factors of Zheng (1993), we can calculate a $\delta^{18}\text{O}$ for the water in equilibrium with quartz ranging between -4.4 and -3.9% and with feldspar near -0.8% (calculation with muscovite is meaningless as this mineral preserved partly its original isotopic signature). Moreover, if the fluid/rock ratio was actually lower, the estimated $\delta^{18}\text{O}$ value of the fluid would have been even more negative. So this range of low $\delta^{18}\text{O}$ values for the fluid between -4% and -1% indicates the involvement of meteoric waters.

The O isotope compositions of carbonates from ELL (siderite) and POU (dolomite) sites are 10.3–13.5‰ and 20.7‰, respectively. Calcitic samples from Pinel (2008) were also analyzed for comparison (Table 7, see location of AVE in Fig. 1). In these samples, the range of $\delta^{18}\text{O}$ values for disseminated carbonate covers the whole range between the ELL and POU end-members (13.6–21.8‰), and is extended to 25.5‰ in a crosscutting calcite vein (sample AVE-vein, Table 7). The variability of $\delta^{18}\text{O}$ values likely reflects crystallization at variable temperatures and/or fluid–rock ratios. For ELL, considering the fluid in equilibrium with Qz and Fsp ($\delta^{18}\text{O} = -4\%$ to -1%), we can calculate a temperature of siderite crystallization between 120 and 190 °C (fractionation factors of Zheng, 1999). The high $\delta^{18}\text{O}$ value of POU22 dolomite indicates crystallization at lower temperature, near 60–75 °C (using $\delta^{18}\text{O}$ of the fluid between -4% and -1% and the fractionation factors of Zheng, 1999). Finally, if calcite from AVE site may well have crystallized over the entire temperature range, the late calcite vein with a $\delta^{18}\text{O}$ of 25.5‰ extends the record to minimum values of 30–45 °C (using $\delta^{18}\text{O}$ of the fluid between -4% and -1% and the fractionation factors of Zheng, 1999). These temperatures, if crudely defined, are nevertheless consistent with the textural observation that shows that carbonates developed late in the rock matrix.

The C isotope compositions of the various carbonates are almost constant between -8.6% and -11.2% , corresponding to an unspecific mean crustal C isotope composition where potential C sources are numerous. As for O isotopes, we can estimate $\delta^{13}\text{C}$ values of the CO_2 component from which the different carbonate phases precipitated and using temperatures calculated above (fractionation factors of Carothers et al., 1988, corrected by Jimenez-Lopez and Romanek, 2004, for siderite and of Ohmoto and Rye, 1979, for dolomite and calcite). These $\delta^{13}\text{C}$ values range between -19% and -3% , showing that crustal sources with variable C isotope compositions (organic matter-derived, atmospheric-derived, carbonate-derived), and mixing of them, have been sampled from site to site.

4.5. U–Th–Pb dating

U–Th–Pb dating has been undertaken on samples ELL08, ELL09 and GUI14 as these three samples show strong evidence of meteoric water infiltration, in an attempt to date this meteoric water influx within the SASZ. Some images of the dated monazite and zir-

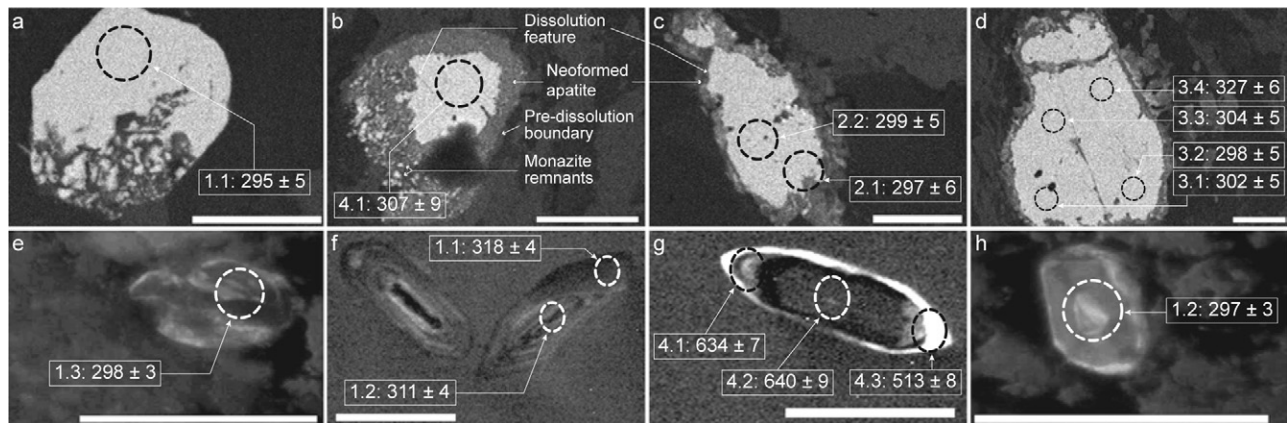


Fig. 8. Selected images of grains dated in this study. Dotted circles indicate the location of analyses. Only dates that are $\geq 90\%$ concordant have been reported. (a–d) Monazite grains (BSE images). Boxes indicate the analysis number and the corresponding $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ age with its 1σ uncertainty. Scale bars represent $20\ \mu\text{m}$. (e–h) Zircon grains (CL images). Boxes indicate the analysis number and the corresponding $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age with its 1σ uncertainty. Scale bars represent $100\ \mu\text{m}$.

con grains are presented in Fig. 8. Results are presented in Table 8 (zircon data) and Table 9 (monazite data) and in Fig. 9.

4.5.1. Zircon

Most of the zircon grains analyzed are prismatic with elongated shapes, but some grains display more rounded shapes (Fig. 8e–h). CL images of prismatic zircons usually display a well-expressed oscillatory magmatic zoning (Fig. 8f and g) whereas rounded zircon show more patchy zoning (Fig. 8e and h).

In sample GUI14, the majority of the zircon analyses are concordant to sub-concordant in the Tera–Wasserburg diagram (Fig. 9a, $n=83$). The oldest data plots around 2200 Ma, then two analyses plot around 1900 Ma, one around 1000 Ma, six are clustered around 700–800 Ma, a large group plots around 600 Ma and finally another group lies around ca. 320–300 Ma. This large time span of sub-concordant analyses is in good agreement with the metasedimentary nature of the sample GUI14 protolith, where inheritance is a commonly observed phenomenon (Ducassou, 2010). On the contrary, most of the analyses performed on zircon grains from two of the ELL samples (ELL08 and ELL09) are discordant (Fig. 9b, $n=91$), reflecting a complex mixture of common Pb contamination and/or Pb loss. The oldest sub-concordant dates are again around 2200 Ma. In Fig. 9c, data that are less than 10% discordant have been plotted for both ELL and GUI14 samples. It shows that only 6 analyses from ELL samples are less than 10% discordant. As we are interested in the Variscan history of the region, we will focus only on the Carboniferous data (Inset in Fig. 9c). Data from both ELL and GUI14 samples plot mostly between 320 and 300 Ma, with two younger dates around 280 and 270 Ma. The interpretation of these two younger dates is not straightforward but because variable degrees of Pb loss are evident for most of the zircon grains, we consider that their position in the diagram is probably linked to a slight Pb loss leading to an “apparent” sub-concordant position. This is reinforced by the fact that these two points do not give the same age within error. Consequently we consider that the date around 270–280 Ma is meaningless. In a probability plot diagram (Fig. 9d), zircon $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dates from GUI14 define two main peaks at 313 ± 3 (2σ , $n=6$) and 299 ± 4 Ma (2σ , $n=4$), respectively. The few zircon $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dates from the ELL samples define a major peak at 296 ± 4 Ma (2σ , $n=3$), identical to the youngest peak defined by the zircon from GUI14.

4.5.2. Monazite

A few monazite grains were identified in the studied GUI14 thin section. No monazite grains have been isolated from the ELL samples. BSE images (Fig. 8a–d) show that monazite grains

display dissolution–precipitation textures. Monazite grains are surrounded by a darker corona of a newly crystallized mineral phase, which is a Th- and LREE-rich apatite. Fig. 8b shows micron-scale bright monazite remnants within this large neo-crystallized apatite corona. It also displays dissolution features along the monazite grain. The large grain in Fig. 8d shows a fracture in its upper part filled with apatite. In this fracture, a micron scale thorianite grain has also been found. Such textural features have undoubtedly been formed during a hydrothermal event. Monazite transformation into assemblages of apatite + thorianite requires that fluids brought Ca and leached out some of the LREE hosted in monazite. Boulvais et al. (2007) reported a similar monazite destabilization in Variscan albitized Pyrenean granites.

Twelve U–Pb analyses were realized in the studied thin section from sample GUI14. One concordant analysis yields a date of 327 ± 7 Ma and two analyses are largely discordant (Fig. 9e). The nine remaining analyses cluster around 300 Ma, but it is not possible to compute a concordia age (as of Ludwig, 1998) because six of them are slightly reverse discordant. This phenomenon is well known in monazite, and reflects ^{206}Pb excess due to ^{230}Th excess acquired during monazite crystallization (Schärer, 1984). The $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ratios are not affected by this phenomenon, and were therefore favored to compute a density probability diagram (Fig. 9f) where monazite $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ dates define a single peak at 299 ± 4 Ma (2σ , $n=9$). $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ dates are slightly older than U–Pb dates (Table 9). Two hypotheses could explain this feature: (1) there is a problem in the standard used, as the assumed $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ ratio is calculated using the known U–Pb age. If, for some reason, the real $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ ratio in the standard differs from the calculated one, this difference will be propagated to our samples. This lack of well-characterized monazite standard in terms of Th–Pb ages is clearly a problem as pointed out by Spear et al. (2009). (2) The $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ ratio of the standard used is correct. In this case, there is a clear difference in the behavior of the U–Pb and Th–Pb isotopic systems in GUI14 sample. At this stage, we cannot favor any of these two hypotheses, but resolution would require an appropriate Th–Pb standard.

4.5.3. Interpretation

Textural observations show that monazite grains have been affected by a fluid-assisted dissolution–precipitation process, which led to neocrystallization of apatite and micron scale thorianite grains around the monazite grains. Monazite dates define a single peak in the density probability diagram at 299 ± 4 Ma. As monazite is highly sensitive to fluid circulation (e.g. Ayers et al., 2002; Bosse et al., 2009; Poujol et al., 2010), this age very likely

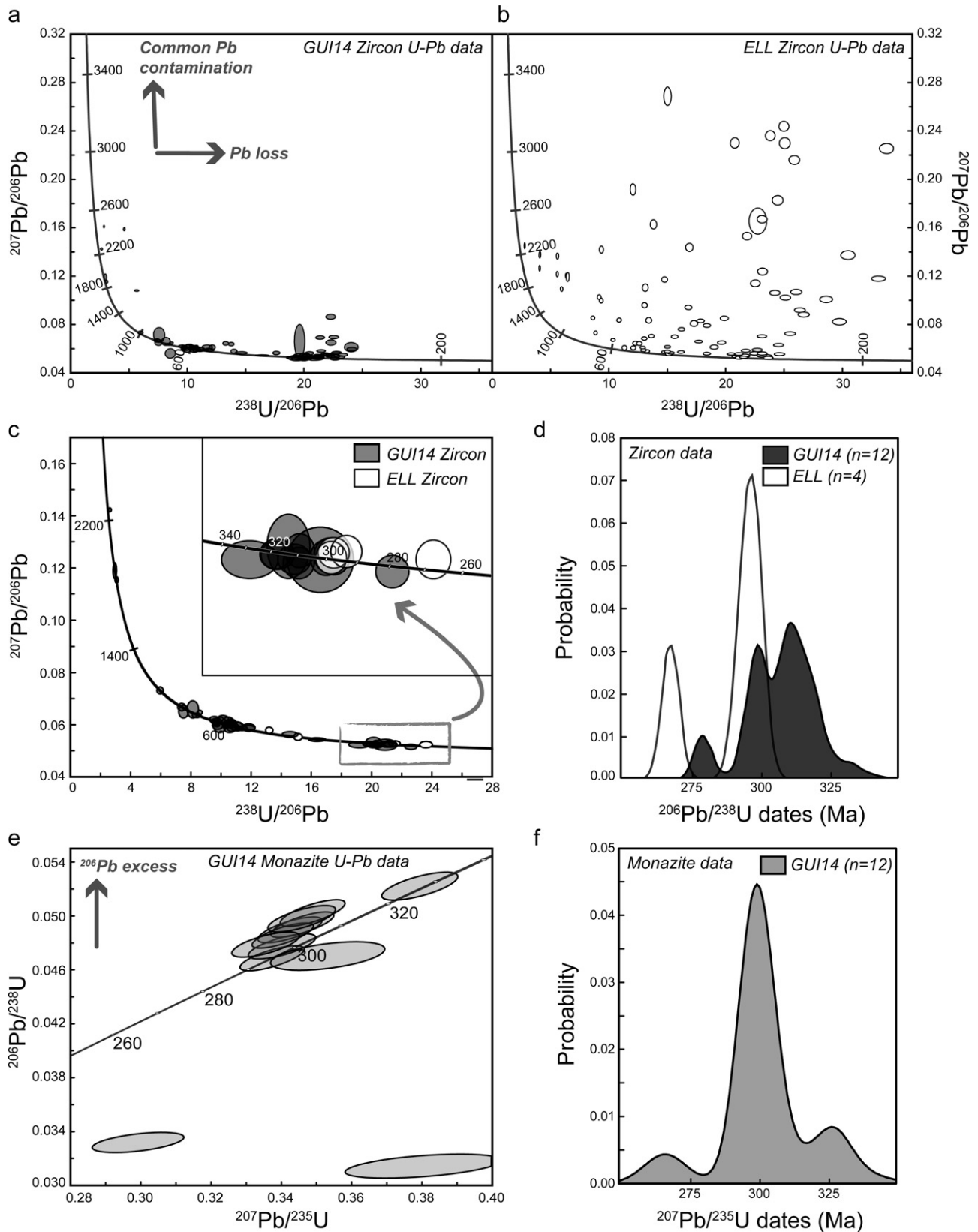


Fig. 9. (a) Tera–Wasserburg diagram displaying all the analyses made on zircon grains from the sample GUI14; (b) Tera–Wasserburg diagram displaying all the analyses made on zircon grains from the samples ELL08 and ELL09; (c) Tera–Wasserburg diagram displaying analyses which have a degree of concordancy $\geq 90\%$ (see Table 9) for both GUI14 (black ellipses) and ELL (white ellipses) samples. The inset displays a zoom on the data younger than 340 Ma; (d) density probability diagram of zircon $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dates displayed in the inset of the figure, and drawn using the Age Display workbook (Sircombe, 2004); (e) Wetherill concordia diagram displaying all the analyses made on the monazite grains from the sample GUI14; (f) density probability diagram of monazite $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ dates from the sample GUI14, and drawn using the Age Display workbook (Sircombe, 2004).

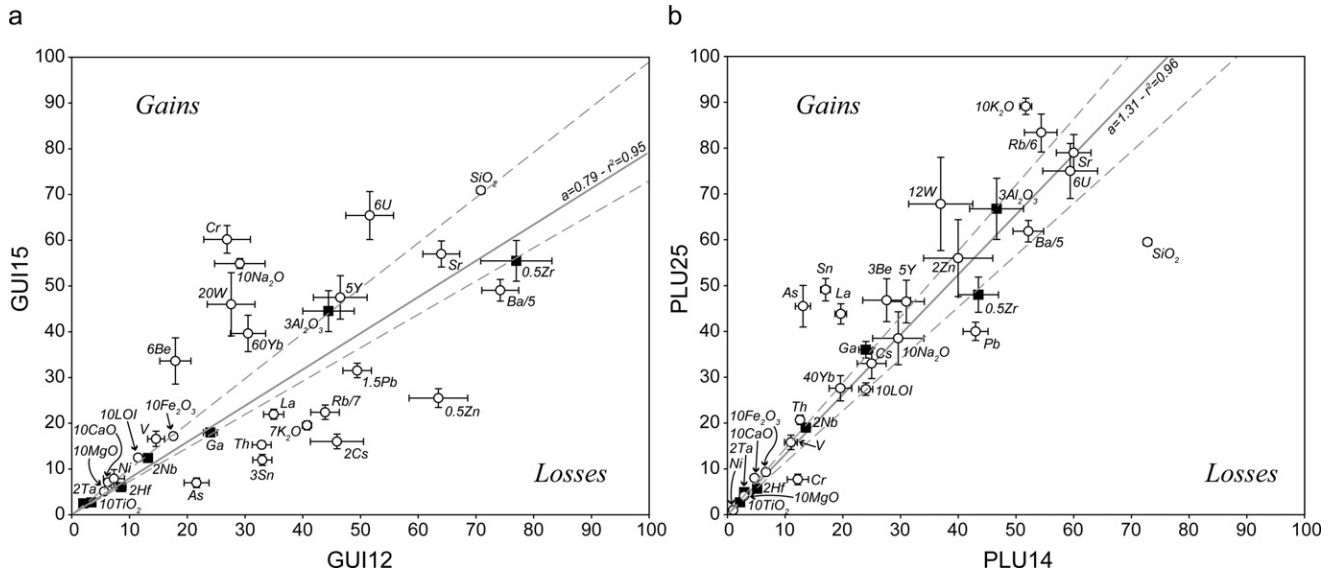


Fig. 10. Isocon diagrams (Grant, 1986) for GUI (a) and PLU (b) sites. Element contents in protoliths and in highly deformed samples are plotted on abscissa and ordinate, respectively. Major elements are in wt.% oxides and trace elements in ppm. Error bars represent the analytical uncertainties and have been adjusted to the scaling factor attributed to individual elements. The isocon (bold grey line) passes through the assumed immobile elements (black squares; see text for details). The dashed grey lines define an error envelope corresponding to the uncertainty associated with the isocon.

dates the hydrothermal alteration. It is tempting to interpret this event as the meteoric water infiltration in the SASZ, considering the extremely low $\delta^{18}\text{O}$ value found in sample GUI14. Coupled ion probe in situ $\delta^{18}\text{O}$ and U–Th–Pb analyses of monazite grains would allow confirming this interpretation, but it is currently hampered by the lack of an appropriate monazite $\delta^{18}\text{O}$ standard.

Zircon U–Pb data are more scattered. In both GUI14 and ELL samples, a large proportion of the data are older than 330 Ma, which reflects inheritance. If we focus on the Variscan dates, zircon $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dates from the sample GUI14 define two dates in the density probability diagram at 313 ± 3 Ma and 299 ± 4 Ma respectively. The latter date is identical to the age of hydrothermal alteration recorded by the monazite grains. As a result, we consider that this zircon age of ca. 300 Ma relates to the hydrothermal meteoric event, and we interpret the older date of 313 ± 3 Ma as the age of partial melting of this paragneissic sample. In ELL samples, almost all the U–Pb data are largely discordant. This may be related to a strong hydrothermal event that caused common Pb contamination and/or Pb loss. Three zircon $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dates define a peak in the density probability diagram at 296 ± 4 Ma which is likely the age of the hydrothermal meteoric event. Considering that this age is identical within error to the ages found on both monazite and zircon in sample GUI14, and that $\delta^{18}\text{O}$ values of ELL samples also show that they have interacted with low $\delta^{18}\text{O}$ meteoric water, we conclude that meteoric water infiltration occurred on a regional scale at the same time ca. 300 Ma ago along the SASZ.

5. Discussion

5.1. Fluid circulation associated with deformation

Fluid circulation associated with deformation and mylonitization has first-order consequences on rheological properties of rocks, on deformation mechanisms, on mass transfers, as well as, in some cases, on ore formation. In the South Armorican Shear Zone, we have shown that deformation occurred at different conditions, with mylonitization within the biotite stability field, hydrothermal brecciation with stabilization of chlorite + quartz \pm carbonate at greenschist conditions and low-temperature cataclasis. There is a conjunction of arguments (textural observations, mineral compo-

sition, geochemical characteristics, isotopic signature) which show that mylonites of the SASZ have interacted with fluids during the different stages of deformation. Some mylonites display elevated $\delta^{18}\text{O}$ values, between 9 and 13‰. These are the classical signatures of the granites encountered in the region (Bernard-Griffiths et al., 1985; Tartèse and Boulvais, 2010). This shows that even in highly strained rocks, $\delta^{18}\text{O}$ values are most of the time buffered by the protolith or country-rocks. On the other hand, some mylonites have low $\delta^{18}\text{O}$ values (<7‰), which were acquired during interaction with surface-derived low $\delta^{18}\text{O}$ meteoric fluids. In addition, late carbonates have isotopic compositions compatible with a precipitation from such meteoric fluids at a lower temperature.

5.2. Element mobility

Fluid circulation has introduced element mobility within the SASZ mylonites. Some arguments can be drawn from the REE patterns displayed in Fig. 6 where several behaviors are observed. For the ELL site, two samples (ELL11 and ELL10) show very low LREE contents. This may be explained by monazite fractionation during magmatic differentiation. Accordingly, their Th content is extremely low (1.8–2.2 ppm, Table 6). These two samples are highly differentiated and likely interacted with an exsolved magmatic water phase as suggested by their enrichment in Be and Sn, two elements typically enriched in magmatic fluids (e.g. Förster et al., 1999; Kamenetsky and Kamenetsky, 2010; Tartèse and Boulvais, 2010). In the CAL group, CAL17 and CAL18 samples display high LREE enrichment and LREE/HREE fractionation with (La/Yb)_N ratios of 130 and 92, respectively (Table 6). This likely indicates an enrichment in a LREE-rich phase such as monazite, either during the magmatic evolution or during fluid–rock interaction. Indeed, numerous monazite grains have been observed in thin sections (Fig. 3g). Moreover, numerous zircon grains can be observed, which is consistent with their high Zr and Hf content. Globally, the REE behavior is different in each sampling site, but the shapes of the REE patterns are often very similar to that of the granites. This suggests limited mobility of REE under strain and associated metasomatism in most of the studied samples.

Mass transfers and element mobility at the scale of the sampling sites can be quantified using isocon diagrams (Grant, 1986), in

which the elementary concentrations of a deformed rock are plotted against the contents of its protolith (Fig. 10). As mass changes may occur during deformation and metasomatism, immobile elements have to be identified to assess if a mobile element has been added or leached out during metasomatism. The less mobile elements in deforming granitic rocks include Al, Ti, P, Ga, Zr, Hf, Nb and Ta (Grant, 1986; Marquer and Burkhard, 1992; Rolland et al., 2003; Streit and Cox, 1998) because these elements are less soluble in aqueous fluids (Railsback, 2003). Here, all the studied samples are deformed. Nevertheless, our sampling enables us to clearly differentiate the least deformed protoliths from their highly strained counterparts in many sites (GUI, CAL, PLU, POU). For these four sites, only two meaningful isocon plots may be drawn (GUI, PLU; Fig. 10). For the other sites, isocons can be fitted to a maximum of 3 out of the 7 immobile elements listed above. The relative mobility or immobility of elements depends on various parameters such as the fluid composition and the P–T conditions during alteration. Specific conditions in these samples may explain the lack of correlation for some of the elements. In Fig. 10, the calculated isocons for GUI and PLU sites are well defined as demonstrated by the good correlation coefficients ($R^2 = 0.95$ and 0.96 , respectively), and are surrounded by two dashed lines that correspond to the error envelope. These lines have been drawn by hand through the assumed immobile elements showing the largest deviation from the isocon. GUI and PLU mylonites show opposite behaviors: at GUI site, the isocon has a slope lower than 1 (higher than 1 for PLU), which indicates that immobile elements are diluted in the deformed rock (concentrated for PLU) and thus that a net mass gain occurred (mass loss for PLU). Resulting mass changes are calculated using the inverse of the slope and correspond to a gain of 26% (total range = 2–37%) for GUI and a loss of 24% (total range = 12–31%) for PLU. There is no general rule for the behavior of the individual elements displayed in the isocon plots (Fig. 10): some elements are enriched in both sites (W, Be), depleted in both sites (Pb), gained in one site and lost in the other (As, Sn, Cr, La, K, Rb), gained only in one site (U, Na, Yb in GUI) and lost in the other (Ba in GUI, Si in PLU). Moreover, the absolute variations of some of the elements are a function of the chosen protolith. For example at GUI site, replacing GUI12 by GUI13 for the protolith would result in the opposite behavior for As, which is enriched in GUI15 compared to GUI13. In fact at GUI site, As is strongly enriched in the less deformed GUI12 sample.

Nevertheless, two interesting features can be pointed out. First, the extreme depletion of silica in PLU25 shows that this element can be leached out during mylonite metasomatism. Here, silica leaching is observed only at PLU site. However, it is likely that a similar process occurred elsewhere along the hundreds of kilometers of mylonitized rocks comprising the SASZ. Silica leaching during mylonitization constitutes a potential source for some of the Si now found crystallized in giant quartz veins recognized throughout the area (Lemarchand et al., 2011). Second, most of the mobile trace elements in our examples are also found mineralized in diverse ore type deposits in the Central Armorican domain. Arsenic, for example, is typical of some polymetallic ore deposits, and is associated with massive sulfidation stages (e.g. Gloaguen et al., 2007). At ELL site, U also seems to have been mobilized by fluids, its concentration ranging from 6 to 24 ppm in two samples having the same degree of magmatic differentiation (Table 6). At ELL and PLU sites, Sn is another element showing large ranges of contents (19–109 ppm at ELL, 17–50 ppm at PLU). Interestingly, the largest Sn ore deposit in the region is located just a couple of kilometers to the north-east of the PLU site (La Villeder deposit, along the north-eastern edge of the Lizio granite). Geochemical data shows that remobilization of elements by fluid circulation in crustal drains is a likely major feature for ore-forming processes. Metasomatism associated with mylonitization along the SASZ must therefore be taken into account when considering metal budgets in the Armorican metallogenic province.

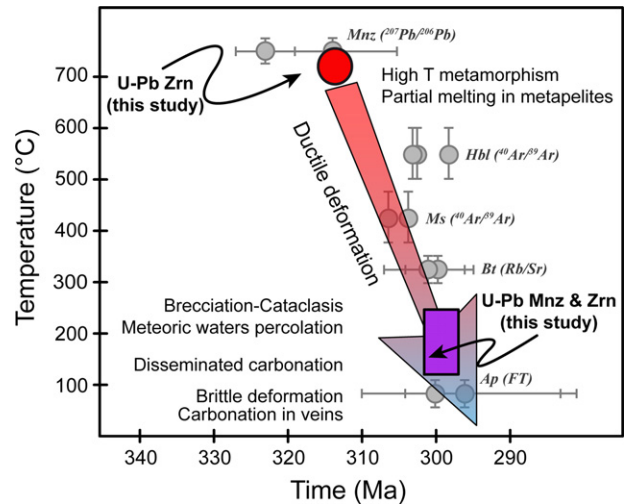


Fig. 11. Conceptual temperature–time ($T-t$) plot summarizing the main characteristics of the mylonites of the South Armorican Shear Zone. Available geochronological data on the south Armorican migmatitic unit are given for comparison. Mineral abbreviations are from Whitney and Evans (2010). Hbl and Ms $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data are from Brown and Dallmeyer (1996), Ap fission track ages are from Carpena et al. (1979), and Mnz $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ and Bt Rb/Sr data are from Peucat (1983).

5.3. Chronology of events

U–Pb data provide absolute temporal constraints on magmatism, deformation and fluid circulation. In the studied ultramylonitized and partially melted GUI14 paragneiss sample, the zircon $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dates define an age of 313 ± 3 Ma that we interpret as the age of partial melting. Similar ages for a partial melting episode in the Variscan orogen have been reported elsewhere, for example south of the SASZ in migmatitic units and anatectic granites where partial melting occurred around 320 Ma (Peucat, 1983; Turrillot, 2010; Turrillot et al., 2009), and in the neighboring French Massif Central for which Gèbelin et al. (2009) reported precise zircon and monazite U–Pb ages of ca. 315 Ma for the migmatization in the Limousin area. This is also the emplacement age of two peraluminous leucogranites along the SASZ (Lizio and Questembert; Tartèse et al., 2011). In the sample GUI14, another peak in the probability diagram is defined at 299 ± 4 Ma, which is identical to the age of 299 ± 4 Ma found for the monazite. Based on the dissolution–precipitation features displayed by monazite grains on the one hand, and on the extremely low $\delta^{18}\text{O}$ value of this sample on the other hand, we interpret this age as the time when meteoric water infiltration occurred within the SASZ. This same event has also been recorded, but to a lesser extent, in two ELL samples which display a peak at 296 ± 4 Ma and low $\delta^{18}\text{O}$ values of 5.5–5.8‰. These two events are reported in Fig. 11 where they appear to be in a good agreement with the existing geochronological data obtained on metamorphic units from the South Armorican domain (Brown and Dallmeyer, 1996; Carpena et al., 1979; Peucat, 1983; Turrillot, 2010; Turrillot et al., 2009).

Mylonitization of sample GUI14 must have occurred (or continued if it started earlier) after the migmatization stage as the leucocratic layers (leucosomes) are deformed. Because deformation increases the permeability parallel to the deformed planes, we infer that meteoric fluid infiltration likely occurred during or just after the deformation of the sample. Actually, at this stage, we cannot rule out the possibility that meteoric alteration occurred before metamorphism and partial melting and that the meteoric isotopic signature was preserved throughout the metamorphic cycle. In that case, the U–Pb isotopic resetting that we actually observe must be associated with another fluid–rock interaction, but under very low fluid/rock ratios during which the rock would have preserved its

original, ^{18}O -depleted signature. Clearly, we favor synchronicity between deformation and meteoric infiltration.

Disseminated carbonate precipitation occurred at low temperatures from ca. 190 °C down to around 60 °C. As a whole, mylonites record a continuum of deformation from high temperature ductile shearing in the biotite stability field ($T \geq$ ca. 400 °C) down to low greenschist conditions during which cataclasis and hydraulic brecciation occurred ($T = 150\text{--}250$ °C). During high temperature shearing, fluids may have interacted with rocks and mobilized some elements, but this was not recorded by the O isotope composition of mylonites (e.g. CAL, PLU), suggesting either low fluid/rock ratios or a crustal origin for the fluid. Infiltration of meteoric water, well recorded in the westernmost ELL and GUI sites, probably occurred late in the history, during lower greenschist conditions around 300 Ma. Exhumation of lower crustal units in the South Armorican domain around 300 Ma (e.g. Gapais et al., 1993; Brown and Dallmeyer, 1996) likely provided the necessary heat to sustain large scale convective hydrothermal systems of meteoric water infiltration and upward return to the surface associated with kilometer-scale quartz veins formation (Lemarchand et al., 2011). The latest feature recorded in mylonites is carbonate precipitation in cross-cutting veins around 30–45 °C, at sub-surface conditions.

6. Conclusion

Mylonites of the South Armorican Shear Zone acted as a drain for fluid circulation during deformation. Fluid flow was localized in mylonites because of the enhanced permeability acquired during deformation. Various types of fluids may have been involved, from unspecific local crustal fluids buffered by the rocks to surface-derived meteoric water, the latter being evidenced by highly ^{18}O depleted infiltrated rocks. Geochronological constraints show that the whole history recorded by the mylonites, from high temperature partial melting and mylonitization down to low temperature cataclasis, brecciation and carbonation, occurred between ca. 315 Ma and 300 Ma. Metasomatism associated with deformation led to important element mobility, notably for elements found in regionally known ore deposits such as As or Sn for example. Metasomatic granitic mylonites have thus to be considered as potential sources and even sinks for base metal ore deposits.

Acknowledgments

We are grateful to the organizers of the session “*Geodynamics and orogenesis*” at the 2010 French earth sciences meeting for their invitation to write a paper for this special issue. RT acknowledges Rennes Métropole for the travel grant he received to go to the Australian National University, Canberra. Many thanks to X. Le Coz for thin sections preparation, Y. Lepagnot for rock-crushing, K. Suchorski for his help during stable isotope analyses, P. Holden for his precious assistance during SHRIMP analyses, M. Bohn for the electron microprobe tuning, and special thanks to N. Cogné who separated zircon grains in emergency during RT stay in Australia. The detailed reviews made by M. Rossi and B. Cenko-Tok greatly improved this work. This work was funded by grants from the CNRS-INSU (“3F – Faille, Fluide, Flux”, “GUTEC” and “Action incitative” programs).

References

- Ayers, J.C., Dunkle, S., Gao, S., Miller, C.F., 2002. Constraints on timing of peak and retrograde metamorphism in the Dabie Shan Ultrahigh-Pressure Metamorphic Belt, east-central China, using U–Th–Pb dating of zircon and monazite. *Chem. Geol.* 186, 315–331.
- Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., Pitra, P., 2009. Palaeozoic history of the Armorican Massif: models for the tectonic evolution of the suture zones. *C. R. Geosci.* 341, 174–201.
- Barnes, J.D., Selverstone, J., Sharp, Z.D., 2004. Interactions between serpentine devolatilisation, metasomatism and strike-slip strain localisation during deep crustal shearing in the Eastern Alps. *J. Metam. Geol.* 22, 283–300.
- Béchenneq, F., Hallégouët, B., Thiéblemont, D., 2001. Rospenden 1/50,000 geological map manual (347). BRGM, Orléans, France (in French).
- Béchenneq, F., Thiéblemont, D., Audru, J.C., 2006. Plouay 1/50,000 geological map manual (348). BRGM, Orléans, France (in French).
- Bernard-Griffiths, J., Peucat, J.J., Sheppard, S., Vidal, P., 1985. 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 Planet. Sci. Lett.* 74, 235–250.
- Berthé, D., Choukroune, P., Jégouzo, P., 1979. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites – example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.* 1, 31–42.
- Black, L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M., Davis, D.W., Aleinikoff, J.N., Valley, J.W., Mundil, R., Campbell, L.H., Korsch, R.J., Williams, I.S., Foudoulis, C., 2004. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS, and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chem. Geol.* 205, 115–140.
- Bosse, V., Boulvais, P., Gautier, P., Tiepolo, M., Ruffet, G., Devidal, J.-L., Cherneva, Z., Gerdjikov, I., Paquette, J.-L., 2009. Fluid-induced disturbance of the monazite Th–Pb chronometer: in situ dating and element mapping in pegmatites from the Rhodope (Greece, Bulgaria). *Chem. Geol.* 261, 286–302.
- Bottinga, Y., Javoy, M., 1975. Oxygen isotope partitioning among the minerals in igneous and metamorphic rocks. *Rev. Geophys. Space Phys.* 13, 401–418.
- Boulvais, P., Ruffet, G., Cornichet, J., Mermet, M., 2007. Cretaceous albitization and dequartzification of Hercynian peraluminous granite in the Salvezines Massif (French Pyrénées). *Lithos* 93, 89–106.
- Brodie, K.H., Rutter, E.H., 1987. The role of transiently fine-grained reaction products in syntectonic metamorphism: natural and experimental results. *Can. J. Earth Sci.* 24, 556–564.
- Brown, M., Dallmeyer, R.D., 1996. Rapid Variscan exhumation and the role of magma in core complex formation: southern Brittany metamorphic belt, France. *J. Metamorph. Geol.* 14, 361–379.
- Carpene, J., Chaillou, D., Chambaude, A., Poupeau, G., 1979. Fission track geochronology of the Hercynian platform in France. In: Report of the 10th International Conference on Solid State Nuclear Track Detectors. Space Biophysics of the Parliament of the Council of Europe, Lyon.
- Carothers, W.W., Adami, L.H., Rosenbauer, R.J., 1988. Experimental oxygen isotope fractionation between siderite-water and phosphoric acid liberated CO_2 -siderite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 52, 2445–2450.
- Cathelineau, M., 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay. Miner.* 23, 471–485.
- Cathelineau, M., Nieva, D., 1985. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contrib. Mineral. Petrol.* 91, 235–244.
- Clayton, R.N., Mayeda, T.K., 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 27, 43–52.
- Dipple, G.M., Ferry, J.M., 1992. Metasomatism and fluid flow in ductile fault zones. *Contrib. Mineral. Petrol.* 112, 149–164.
- 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 paléozoïques de Bretagne. *Miner. Deposita* 8, 7–18 (in French).
- Ducassou, C., 2010. Age et origine des premiers reliefs de la chaîne hercynienne: Le Dévono-Carbonifère du Bassin d'Ancenis. Unpublished Ph.D. Thesis, University of Rennes 1, France.
- Evensen, N.M., Hamilton, P.J., Onions, R.K., 1978. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 42, 1199–1212.
- Förster, H.J., Tischendorf, G., Trumbull, R.B., Gottesmann, B., 1999. Late-collisional granites in the Variscan Erzgebirge, Germany. *J. Petrol.* 40, 1613–1645.
- Gapais, D., 1989. Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indicators. *Geology* 17, 1144–1147.
- Gapais, D., Le Corre, C., 1980. Is the Hercynian belt of Brittany a major shear zone? *Nature* 288, 574–576.
- Gapais, D., Lagarde, J.-L., Le Corre, C., Audren, C., Jegouzo, P., Casas Sainz, A., Van Den Driessche, J., 1993. La zone de cisaillement de Quiberon: témoin d'extension de la chaîne varisque en Bretagne méridionale au Carbonifère. *C. R. Acad. Sci. II A* 316, 1123–1129 (in French).
- Gébelin, A., Roger, F., Brunel, M., 2009. Syntectonic crustal melting and high-grade metamorphism in a transpressional regime, Variscan Massif Central, France. *Tectonophysics* 477, 229–243.
- Gloaguen, E., Branquet, Y., Boulvais, P., Moëlo, Y., Chauvel, J.-J., Chiappero, P.-J., Marcoux, E., 2007. Palaeozoic oolitic ironstone of the French Armorican Massif: a chemical and structural trap for orogenic base metal–As–Sb–Au mineralisation during Hercynian strike-slip deformation. *Miner. Deposita* 42, 399–422.
- Grant, J.A., 1986. The isocon diagram—a simple solution to Gresen' equation for metasomatic alteration. *Econ. Geol.* 81, 1976–1982.
- Gumiaux, C., Gapais, D., Brun, J.-P., Chantraine, J., Ruffet, G., 2004. Tectonic history of the Hercynian Armorican Shear belt (Brittany, France). *Geodin. Acta* 17, 289–307.
- Hanmer, S.K., Le Corre, C., Berthé, D., 1982. The role of Hercynian granites in the deformation and metamorphism of Brioverian and Palaeozoic rocks of Central Brittany. *J. Geol. Soc. Lond.* 139, 85–93.
- Hey, M.H., 1954. A new review of the chlorites. *Mineral. Mag.* 30, 277–292.

- Hurai, V., Paquette, J.-L., Huraiová, M., Konečný, P., 2010. U–Th–Pb geochronology of zircon and monazite from syenite and pincinite xenoliths in Pliocene alkali basalts of the intra-Carpathian back-arc basin. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 198, 275–287.
- Jégouzo, P., 1980. The South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.* 2, 39–47.
- Jégouzo, P., Rossello, E.A., 1988. La Branche Nord du Cisaillement Sud-Armoricain (France): un essai d'évaluation du déplacement par l'analyse des mylonites. *C. R. Acad. Sci. II A* 307, 1825–1831 (in French).
- Jimenez-Lopez, C., Romanek, C.S., 2004. Precipitation kinetics and carbon isotope partitioning of inorganic siderite at 25 °C and 1 atm. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 557–571.
- Kamenetsky, V.S., Kamenetsky, M.B., 2010. Magmatic fluids immiscible with silicate melts: examples from inclusions in phenocrysts and glasses, and implications for magma evolution and metal transport. *Geofluids* 10, 293–311.
- Kerrick, R., 1986. Fluid infiltration into fault zones: chemical, isotopic, and mechanical effects. *Pure Appl. Geophys.* 124, 225–268.
- Le Corre, C., 1975. Analyse comparée de la cristallinité des micas dans le Briovérien et le Paléozoïque Centre-Armoricains: zonéographie et structure d'un domaine épizonal. *B. Soc. Geol. Fr.* 7, 548–553 (in French).
- Le Corre, C., Auvray, B., Ballèvre, M., Robardet, M., 1991. Le Massif Armoricaire. *Sci. Géol.* 44, 31–103 (in French).
- Lemarchand, J., Boulvais, P., Gaboriau, M., Boiron, M.C., Tartèse, R., Cokkinos, M., Bonnet, S., Jégouzo, P., 2011. Giant quartz vein formation and high elevation meteoric fluid infiltration into the South Armorican Shear Zone: geological, fluid inclusion and stable isotope evidence. *J. Geol. Soc. London*, doi:10.1144/0016-76492010-186.
- Ludwig, K.R., 1998. On the treatment of concordant uranium–lead ages. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62, 665–676.
- Ludwig, K.R., 2001. Squid Version 1.02: A User's Manual. Berkeley Geochronology Center, Special Publication 2, 21 pp.
- Ludwig, K.R., 2008. Isoplot/Ex Version 3.70: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication 4, 73 pp.
- Marquer, D., Burkhard, M., 1992. Fluid circulation, progressive deformation and mass transfer processes in the upper crust: the example of basement-cover relationships in the External Crystalline Massifs, Switzerland. *J. Struct. Geol.* 14, 1047–1057.
- McCaig, A.M., Wickham, S.M., Taylor, H.P., 1990. Deep fluid circulation in alpine shear zones, Pyrenees, France: field and oxygen isotope studies. *Contrib. Mineral. Petrol.* 106, 41–60.
- Miller, C.F., Stoddard, E.F., Bradfish, L.J., Dollase, W.A., 1981. Composition of plutonic muscovite; genetic implications. *Can. Mineral.* 19, 25–34.
- Milord, I., Sawyer, E.W., Brown, M., 2001. Formation of diatexite migmatite and granite magma during anatexis of semi-pelitic metasedimentary rocks: an example from St. Malo, France. *J. Petrol.* 42, 487–505.
- Ohmoto, H., Rye, R.O., 1979. Isotope of sulfur and carbon. In: Barnes, H.L. (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal ore Deposits*, Second ed. John Wiley & Sons, pp. 509–567.
- Oliver, N.H.S., 1996. Review and classification of structural controls on fluid flow during regional metamorphism. *J. Metamorph. Geol.* 14, 477–492.
- Peucat, J.-J., 1983. Géochronologie des roches métamorphiques (Rb–Sr et U–Pb). Exemples choisis au Groënland, en Laponie, dans le Massif armoricaire et en Grande Kabylie. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne* 28, 1–158 (in French).
- Pinel, D.D., 2008. Relation entre dômes migmatiques extensifs et décrochements. Cas du cisaillement sud Armoricaire dans la vallée de la Vilaine. Unpublished M.Sc. Thesis. Rennes 1 University, 25 pp (in French).
- Pitra, P., Boulvais, P., Antonoff, V., Diot, H., 2008. Wagnerite in a cordierite–gedrite gneiss: witness of long-term fluid–rock interaction in the continental crust Ile d'Yeu, Armorican Massif, France. *Am. Mineral.* 93, 315–326.
- Poujol, M., Boulvais, P., Kosler, J., 2010. Regional-scale Cretaceous albitization in the Pyrenees: evidence from in situ U–Th–Pb dating of monazite, titanite and zircon. *J. Geol. Soc. Lond.* 167, 751–767.
- Railsback, L.B., 2003. An earth scientist's periodic table of the elements and their ions. *Geology* 31, 737–740.
- Rolland, Y., Cox, S., Boullier, A.-M., Pennacchioni, G., Mancktelow, N., 2003. Rare earth and trace element mobility in mid-crustal shear zones: insights from the Mont Blanc Massif (Western Alps). *Earth Planet. Sci. Lett.* 214, 203–219.
- Rossi, M., Rolland, Y., Vidal, O., Cox, S.F., 2005. Geochemical variations and element transfer during shear zone development and related episyenites at middle crust depths: insights from the study of the Mont-Blanc Granite (French-Italian Alps). *Geol. Soc. Spec. Publ.* 245, 373–396.
- Schärer, U., 1984. The effect of initial ²³⁰Th disequilibrium on young U–Pb ages; the Makalu case, Himalaya. *Earth Planet. Sci. Lett.* 67, 191–204.
- Sircombe, K.N., 2004. AgeDisplay: an EXCEL workbook to evaluate and display univariate geochronological data using binned frequency histograms and probability density distributions. *Comput. Geosci.* 30, 21–31.
- Spear, F.S., Pyle, J.M., Cherniak, D., 2009. Limitations of chemical dating of monazite. *Chem. Geol.* 266, 218–230.
- Streit, J.E., Cox, S.F., 1998. Fluid infiltration and volume change during mid-crustal mylonitization of Proterozoic granite, King Island, Tasmania. *J. Metamorph. Geol.* 16, 197–212.
- Tartèse, R., Boulvais, P., 2010. Differentiation of peraluminous leucogranites “en route” to the surface. *Lithos* 114, 353–368.
- Tartèse, R., Boulvais, P., Poujol, M., Gloaguen, E., 2011. The late Carboniferous Variscan evolution of the Armorican Massif (France): magmatism, hydrothermalism and metallogenic consequences. *Geophys. Res. Abstr.* 13, 2422.
- Taylor, H.P., 1978. Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* 38, 177–210.
- 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 Planet. Sci. Lett.* 14, 281–304.
- Turrillot, P., 2010. Fusion crustale et evolution tardi-orogénique du Domaine Sud Armoricaire. Unpublished Ph.D. Thesis. University of Orleans, France.
- Turrillot, P., Augier, R., Faure, M., 2009. The top-to-the-southeast Sarzeau shear zone and its place in the late-orogenic extensional tectonics of southern Armorica. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 180, 247–261.
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am. Mineral.* 95, 185–187.
- Williams, I.S., 1998. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben, M.A., Shanks III, W.C., Ridley, W.I. (Eds.), *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes*, Reviews in Economic Geology 7. Society of Economic Geologists, Littleton, CO, pp. 1–35.
- Zang, W., Fyfe, W.S., 1995. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajas, Brazil. *Miner. Deposita* 30, 30–38.
- Zheng, Y.F., 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 1079–1091.
- Zheng, Y.F., 1999. Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals. *Geochem. J.* 33, 109–126.

Version française abrégée

Nous avons réalisé une étude pétro-géochimique détaillée des mylonites qui matérialisent le Cisaillement Sud Armoricaïn, où l'on montre que pour beaucoup d'entre elles, les caractéristiques pétro-géochimiques des mylonites portent la trace d'interaction avec des fluides synchrones de la déformation.

Les roches mylonitisées dérivent essentiellement de granites peralumineux. Ces roches enregistrent un continuum de déformation depuis une déformation ductile de haute température, dans le champ de stabilité de la biotite ($> 400^{\circ}\text{C}$), jusqu'à des déformations typiques du faciès des schistes verts de bas grade (cataclase, bréchification) durant lesquelles se développe souvent une carbonatation. Les datations U-Pb sur zircon et monazite que nous avons effectuées sur certains échantillons contraignent la durée de ce continuum de déformation à environ 15 Ma, entre 315 et 300 Ma.

Les circulations de fluides sont bien documentées par les observations pétrographiques (cristallisation de chlorite et de carbonate), la composition des minéraux, la mobilité de certains éléments (As, Sn ou U par exemple) et la composition isotopique de l'oxygène et du carbone des roches infiltrées.

La déformation ductile de haute température ne semble pas accompagnée d'une modification de la composition isotopique de l'oxygène, ce qui suppose des rapports fluide/roche faibles et/ou la circulation de fluides crustaux ayant une composition isotopique proche de celle des roches. Les mylonites affectées par une déformation froide montre en revanche une forte diminution de leur $\delta^{18}\text{O}$ qui implique l'infiltration d'eau météorique à bas $\delta^{18}\text{O}$.

La chaleur nécessaire à l'établissement à la fin du Carbonifère de boucles convectives de circulation de fluides, depuis la surface, dans la croûte a pu être fournie par l'exhumation des unités de croûte profonde au Sud du Cisaillement Sud Armoricaïn.

Les roches intensément déformées le long du Cisaillement Sud Armoricaïn ont donc constitué un drain perméable à la circulation de fluides. La métasomatose qui a accompagné la déformation a provoqué des mobilités d'éléments que l'on retrouve par ailleurs minéralisés dans la région (As à Saint-Aubin-des-Châteaux ou Sn à La Villeder, par exemple ; voir chapitre 8). Dans un système métallogénique régional, ces zones métasomatiques pourraient ainsi constituer des sources et/ou des puits, selon l'endroit considéré.

Partie III

Implications métallogéniques et tectoniques

Chapitre 7

L'uranium Armoricaïn

Geochemical evidences for the leaching of million tons of uranium by hydrothermal alteration of leucogranites: A case study in the Armorican Massif, France.

Romain Tartèse^{1,*}, Philippe Boulvais¹, Marc Poujol¹, Eric Gloaguen², Michel Cuney³

¹UMR CNRS 6118 Géosciences, Université de Rennes 1, 35042 Rennes Cedex, France

²BRGM, Service Ressources Minérales, 3 avenue Claude Guillemin, B.P. 6009, 45060 Orléans Cedex 2, France.

³G2R, Nancy-Université, CNRS, CREGU, Boulevard des Aiguillettes, B.P. 239, F-54506 Vandoeuvre les Nancy, France.

Article en préparation³

Abstract

The Questembert peraluminous leucogranite, located along the South Armorican Shear Zone in the Variscan Armorican Massif (France), displays anomalously low uranium contents compared to similar Variscan leucogranites. A detailed oxygen isotope characterization shows that it has undergone a pervasive sub-solidus hydrothermal alteration. Meteoric water was involved in this hydrothermal event and caused a decrease of the feldspar $\delta^{18}\text{O}$ values. This oxidizing water was also responsible for uranium leaching from the Questembert granite at depth, probably due to uraninite destabilization. A conservative mass-balance calculation performed at the scale of the intrusion suggests that more than 1.3 million tons of uranium have been leached during the hydrothermal alteration of the Questembert granite. Most of this uranium has not been subsequently precipitated and therefore did not form any major ore deposits locally. Rather, it may have been trapped in late Carboniferous intramontaneous basins and disseminated on large areas. This study shows that hydrothermal alteration of

³ Cet article a été soumis le 21 juillet 2011 à *Geochimica et Cosmochimica Acta* et rejeté le 07 septembre 2011. Il est actuellement en cours de ré-écriture en vue de le soumettre à *Mineralium Deposita*.

granitic intrusion is able to liberate large amount of uranium and can consequently represent a major source for uranium ore deposits.

Keywords: Hydrothermal alteration; Leucogranite; Oxygen isotopes; Uranium leaching

1. Introduction

A metallogenic system requires the conjugated presence of a source, a transport medium and a sink. If numerous studies have been dedicated to the characterization of uranium ore-forming processes (e.g. Poty et al., 1986; Lehmann, 2008 and references therein), detailed studies on the potential sources and quantification of the amount of uranium possibly liberated from them remain scarce (e.g. Barbier, 1974; Hecht and Cuney, 2000; Chabiron et al., 2003; Förster et al., 2009; Wagani et al., 2011). In the Variscan belt of Western Europe, uranium ores are often spatially associated with peraluminous granites (e.g. Poty et al., 1986; Cathelineau et al., 1990; Cuney et al., 1990). In the Armorican Massif, numerous peraluminous granites were emplaced in various metamorphic units around 320-315- Ma (Bernard-Griffiths et al., 1985; Turrillot, 2010; Tartèse et al., 2011b). A ca. 100 km wide NW-SE zone, defined as the High Heat Production Belt (HHPB; Vignerresse et al., 1989; Cuney et al., 1990) has been described in the Armorican Massif (Fig. 7.1), reflecting the high content of radioactive elements present in many of the formations encountered in the region. In this HHPB, U-rich peraluminous granites were produced by partial melting of such enriched metasedimentary formations (Cuney et al., 1990). This phenomenon together with subsequent magmatic differentiation of the granitic magmas, constitute two major processes leading to uranium pre-concentration (Cuney et al., 1990). Along the HHPB, three uraniumiferous districts (the Pontivy, Guérande and Mortagne leucogranites and their immediate enclosing metamorphic rocks) have been mined in the past (Fig. 7.1). From these districts, around 16,000 tons of uranium have been extracted, accounting for 19% of the whole French production since the end of the second world war (2007 Inventory of the French Radioprotection and Nuclear Safety Institute, available at [http://www.irsn.fr/FR/base de connaissances/ Environnement/surveillance-environnement/sites-miniers-uranium/Documents/irsn mines-uranium inventaire mimausa.pdf](http://www.irsn.fr/FR/base_de_connaissances/ Environnement/surveillance-environnement/sites-miniers-uranium/Documents/irsn_mines-uranium_inventaire_mimausa.pdf)). Among the leucogranitic plutons located within the HHPB, Tartèse and Boulvais (2010) conducted a detailed geochemical study on the Lizio and Questembert granites (Fig. 7.2) where they

demonstrated that the Questembert pluton underwent a two-stage pervasive hydrothermal alteration. In the present study, we argue that the latest stage of this alteration, involving oxidizing surface-derived fluids, may be responsible for the leaching of a considerable amount of uranium, far larger than the quantity mined in the whole region.

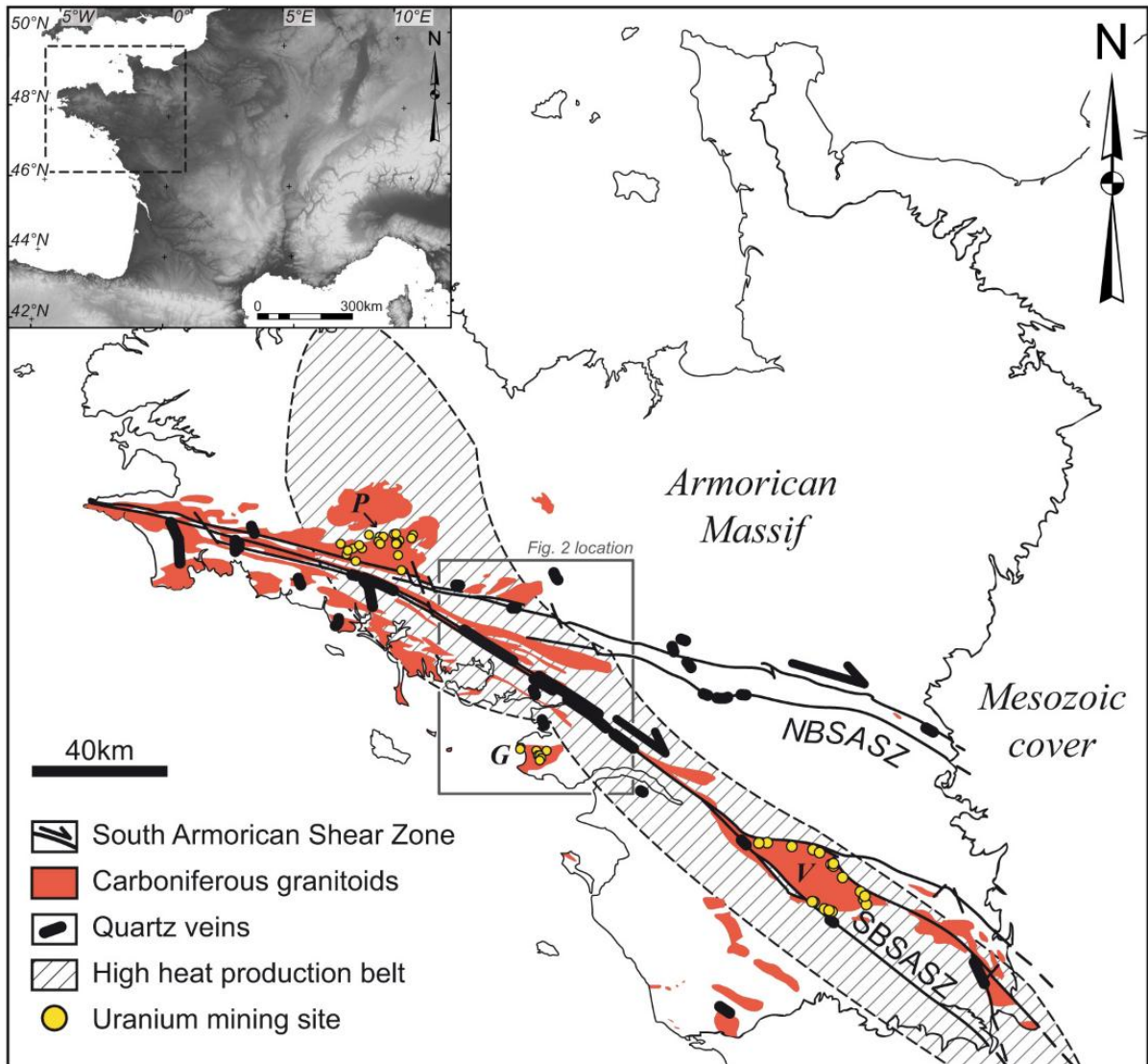


Figure 7.1: Simplified geological map of the Southern part of the Armorican Massif (modified after Lemarchand et al., 2011). NBSASZ and SBSASZ: Northern and Southern branches of the South Armorican Shear Zone, respectively; P, G and V are the Pontivy, Guérande and Vendée uranium mining districts. The High Heat Production Belt is after Vignerresse et al. (1989). Inset in the upper-left corner shows the location of the studied area.

2. Geological background

The Lizio and Questembert leucogranites belong to the Carboniferous granitic belt of Western Europe, which is part of the central domain of the Variscan orogen that resulted from the collision of Gondwana and Laurussia (e.g. Ballèvre et al., 2009). In the Armorican Massif, the South Armorican Shear Zone (SASZ) is a lithospheric dextral wrench zone separating the Central Armorican Domain (CAD) from the South Armorican Domain (SAD) (e.g. Jégouzo, 1980; Gumiaux et al., 2004a; 2004b). These two domains have been affected by contrasting metamorphic conditions. To the North, the CAD is mostly composed of Proterozoic to Lower Palaeozoic sediments affected by low-grade metamorphism (e.g. Le Corre et al., 1991) and in which deformation is marked by a pervasive east-west striking vertical foliation. Along the Northern branch of the SASZ (NBSASZ), syntectonic Carboniferous granitoids (Berthé et al., 1979; Bernard-Griffiths et al., 1985; Tartèse et al., in press) intrude the Brioverian basement (Fig. 7.2a). South of the Southern branch of the SASZ, high-grade metamorphic rocks, migmatites and anatectic granites are exposed.

S-C structures (Fig. 7.2b) are typical of Lizio and Questembert granites and developed during their cooling (Gapais, 1989), reflecting their syntectonic nature relative to the SASZ (Berthé et al., 1979). In the Lizio granite, S-C structures developed along the NBSASZ, in the southern part of the massif. The Questembert granite is also characterized by S-C structures throughout the massif with the exception of its easternmost part that is undeformed. Geochemical differentiation of the two granites has been explained by feldspar and biotite fractionation at depth during magma ascent. Because the Questembert granite was emplaced at a shallower depth than Lizio, it is more differentiated (Tartèse and Boulvais, 2010). The Questembert granite has been affected by a two stage fluid-rock interaction: (1) a high-T alteration corresponding to the magmatic fluid exsolution, which is recorded in the most evolved samples by tourmaline crystallization, muscovite chemistry, whole rock Be, Sn, Rb and W high contents, K/Rb, Zr/Hf and Nb/Ta ratios fractionation; (2) a sub-solidus alteration which is evidenced by oxygen isotope disequilibrium between quartz and feldspar. This latter event is related to the circulation of low- $\delta^{18}\text{O}$ fluids, at least partly derived from the surface (Tartèse and Boulvais, 2010). Circulation of such meteoric fluids in the Armorican crust has been independently documented through a detailed study of oxygen isotope and fluid inclusion of the giant quartz veins that crop-out along the SASZ (Lemarchand et al., 2011). In addition, in some places along the SASZ, highly sheared mylonites also recorded the infiltration of these surface-derived waters (Tartèse et al., 2011a).

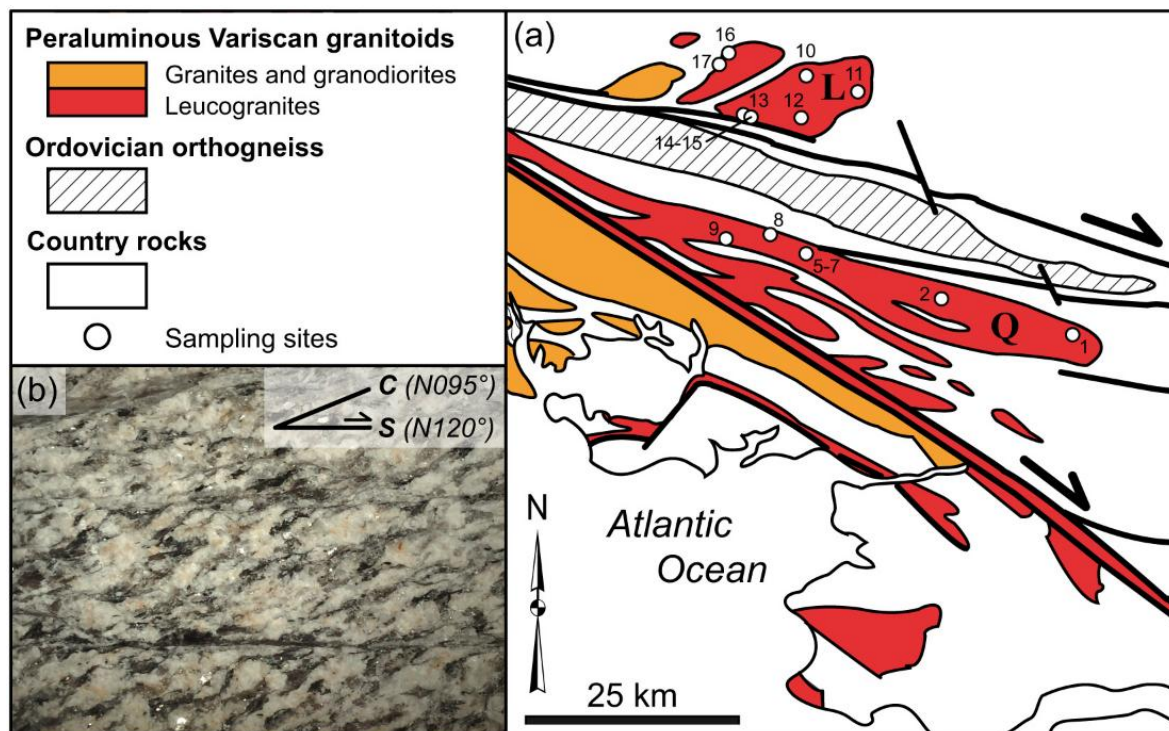


Figure 7.2: Simplified geological map (a) of the Lizio (L) and Questembert (Q) granites region. The numbers next to sampling sites refer to those in sample names. Also shown is a photograph of typical S-C structures (b) in a sample of the Questembert granite (QRT07), indicating syn-cooling dextral shearing.

3. Hydrothermal alteration and uranium leaching

In the series defined by the Lizio and Questembert leucogranites, the variation of the whole rock U content against the SiO_2 content allows to distinguish two phases: the first one is characterized by an increase in the U content from 6-7 ppm to around 11 ppm together with a SiO_2 increase from 71.5 to ca. 73.5 wt.%. It is recorded by the Lizio and three Questembert samples (Fig. 7.3a). The second phase shows a drastic decrease in the U content down to values as low as 3 ppm while SiO_2 continues to increase to values as high as 74 wt.%, and is displayed only by samples from the Questembert granite (Fig. 7.3a). Uranium behaves incompatibly in peraluminous melt (e.g. Cuney, 2009) and therefore it is found concentrated in differentiated liquids; the first phase of uranium enrichment is very probably linked to this behaviour. The strong decrease during the second phase may be attributed to various causes. It can be related to magmatic processes, for example uraninite crystallization when the uranium saturation level is reached, followed by its fractionation from the melt. It can have also been caused by secondary external processes, such as the leaching of uranium by externally-derived fluids.

In order to decipher between these different scenarios, oxygen isotopes can yield clues on the process responsible for this drastic drop in the uranium content. The $\delta^{18}\text{O}$ values of quartz and muscovite increase by about 1‰ with increasing SiO_2 (Fig. 7.3b). On the contrary, feldspar $\delta^{18}\text{O}$ values show a two-step evolution with first, an increase with increasing SiO_2 up to ca. 73 wt.% recorded in Lizio samples, and then a drop for the SiO_2 -rich samples from the Questembert granite. The increase of the quartz and muscovite $\delta^{18}\text{O}$ values together with SiO_2 reflects the enrichment in ^{18}O of the granitic melt that underwent magmatic differentiation (Tartèse and Boulvais, 2010). Feldspar values from Lizio samples followed this trend of magmatic evolution whereas it is not the case in Questembert samples, in which feldspar $\delta^{18}\text{O}$ values are well below the magmatic trend (Fig. 7.3b). This implies a mineral isotopic disequilibrium in samples from the Questembert granite, which has necessarily been caused by some hydrothermal sub-solidus alteration. On the contrary, samples from the Lizio granite do not show evidence of neither isotopic disequilibrium nor very low uranium contents.

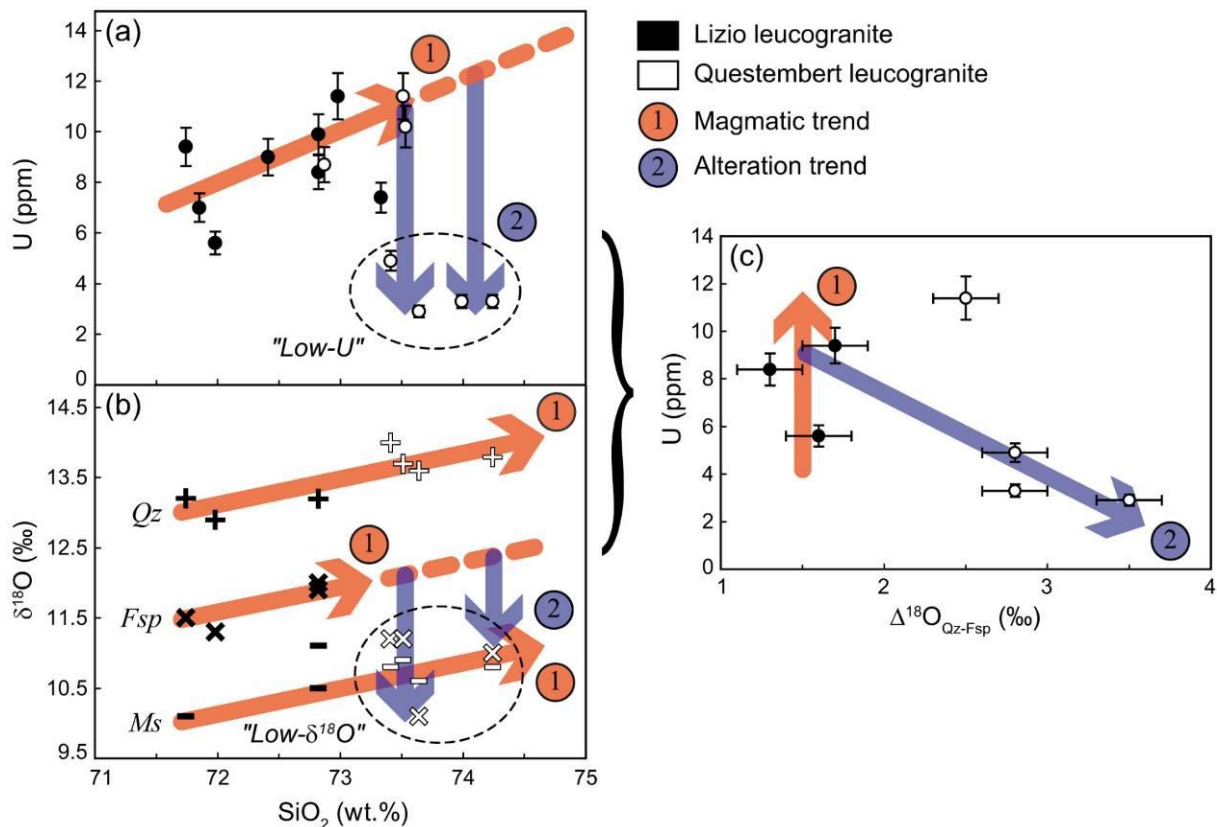


Figure 7.3: Whole rock U content (a) and mineral separates $\delta^{18}\text{O}$ values (b) plotted against the SiO_2 content for the Lizio and Questembert leucogranites. A combination of these two plots results in the whole rock U content vs. $\Delta^{18}\text{O}_{\text{Qz-Fsp}}$ (c).

Actually, feldspar is enriched in ^{18}O relative to H_2O at any temperature, from ca. 500°C (pluton cooling) down to ca. 15°C (surface conditions). By consequence, in order to lower the $\delta^{18}\text{O}$ value of feldspar, the fluid itself must have had a $\delta^{18}\text{O}$ value much lower than the one of feldspar. Only a few fluid types can be proposed, among which surface-derived water is the most likely as it is documented in the Armorican Massif (Lemarchand et al., 2011; Tartèse et al., 2011a) as well as in other parts of the Variscan belt during the late Carboniferous (e.g. Boiron et al., 2003; Vallance et al., 2004). The question that arises now concerns the thermal conditions of the isotopic alteration. Two extreme cases can be envisaged, either the temperature at which meteoric water can be heated in the mid-crust (ca. 350°C , close to the brittle-ductile conditions) or surface conditions. Considering an initial $\delta^{18}\text{O}$ value of the meteoric water between -10 and 0‰, the feldspar in equilibrium with this water would display a $\delta^{18}\text{O}$ value between 22.2 and 32.2‰ at 15°C , using the global feldspar composition of the Questembert granite (Table 7.1) and fractionation factors of Zheng (1993). These calculated values are obviously much higher than the values measured in our altered samples ($\delta^{18}\text{O}$ value of feldspar near 10-11‰). In fact, for the same water composition range, temperature of alteration must have been between 70°C and 160°C in order to obtain feldspar with a $\delta^{18}\text{O}$ value near 10-11‰. Note also that it is actually unlikely that the feldspar value was buffered by water; this could have been the case if there were a large water/rock ratio, but this is not consistent with petrographic observations of samples from the Questembert granite that showed only limited mineralogical alteration of rocks (Tartèse and Boulvais, 2010). As isotopic fractionation is reversely correlated to the temperature, this 70-160°C range must be considered as a minimum temperature range. In any case, the isotopic alteration depicted here cannot be related to a surface weathering process but, rather, has to be related to some hydrothermal alteration at depth. This is consistent with the shallow depth of emplacement of the Questembert granite, estimated around 1-2 kbar. By extension, uranium leaching from the Questembert granite, which correlates with feldspar isotopic alteration, has also to be related to this post-solidus hydrothermal alteration caused by oxidizing surface-derived meteoric water.

To summarise, the plot of the U content vs. $\Delta^{18}\text{O}_{\text{Qz-Fsp}}$ (Fig. 7.3c) illustrates the concomitant hydrothermal alteration of feldspar $\delta^{18}\text{O}$ values with the leaching of uranium. It shows that the whole rock U content decreases with increasing $\Delta^{18}\text{O}_{\text{Qz-Fsp}}$, with the exception of one sample from Questembert where the U content remains high. In the Lizio samples, the $\Delta^{18}\text{O}_{\text{Qz-Fsp}}$ is close to a typical magmatic value of 1.5‰ for a granitic rock (Taylor, 1978)

whereas it increases up to 3.5‰ in the most U-depleted samples from Questembert. $\Delta^{18}\text{O}_{\text{Qz-Fsp}}$ values higher than 1.5‰ reflect isotopic disequilibrium between quartz and feldspar. This indicates that the intensity of hydrothermal alteration increases with increasing $\Delta^{18}\text{O}_{\text{Qz-Fsp}}$ values, hydrothermal alteration responsible for the decrease of uranium content.

Table 7.1: Selected whole rock contents and oxygen isotope compositions

Sample	SiO ₂ (wt.%)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$\delta^{18}\text{O}_{\text{WR}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Qz}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Fds}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Ms}}$	$\Delta_{(\text{Qz-Fsp})}$
<i>Lizio granite</i>									
GRT17	71.7	9.4	13.2	1.4	11.8	13.2	11.5	10.1	1.7
LRT13	71.8	7.0	15.2	2.2	12.1				
LRT12	72.0	5.6	11.8	2.1	11.6	12.9	11.3		1.6
LRT15	72.4	9.0	13.7	1.5	12.2				
LRT10	72.8	8.4	7.5	0.9	12.1	13.2	11.9	10.5	1.3
LRT14	72.8	9.9	12.6	1.3	12.9		12.0	11.1	
GRT16	73.0	11.4	8.4	0.7	12.3				
LRT11	73.3	7.4	7.0	0.9	12.5				
<i>Questembert granite</i>									
QRT08	72.9	8.7	13.4	1.5	12.0				
QRT09	73.4	4.9	2.8	0.6	12.3	14.0	11.2	10.8	2.8
QRT06	73.5	11.4	3.5	0.3	11.8	13.7	11.2	10.9	2.5
QRT01	73.5	10.2	5.8	0.6	11.6				
QRT07	73.6	2.9	2.5	0.9	11.2	13.6	10.1	10.6	3.5
QRT05	74.0	3.3	2.8	0.8	11.6				
QRT02	74.2	3.3	1.4	0.4	11.9	13.8	11.0	10.8	2.8

4. Estimation of the quantity of uranium leached

Uranium leaching from peraluminous leucogranites can result from surface weathering as proposed in the *per descensum* model (e.g. Barbier, 1974) or from hydrothermal alteration as proposed in the hydrothermal model (e.g. Friedrich et al., 1987). However, the relative importance of supergene versus hypogene leaching is difficult to estimate in a given rock because uranium can be leached in response to both processes. In the present paper, we use the signature provided by the oxygen isotopic composition of feldspars relatively to that of quartz in order to quantify the importance of incipient hydrothermal alteration versus supergene alteration. In the vicinity of the surface, the leaching of uraninite can be relatively pervasive, because the exhumation of the granites leads to a decompression that strongly increases their permeability, but it affects only a limited thickness. On the other hand, at

depth, the volume of rocks potentially affected by the leaching of uraninite by oxidized hydrothermal fluids is controlled by the extent of the tectonic structures, responsible for an increase of the permeability of the massive rocks and their envelope (e.g. Mercadier et al., 2010), and may therefore have a large extent. In the Questembert granite, it is necessary that fluids, at least in part derived from the surface, infiltrated the crust and modified the feldspar $\delta^{18}\text{O}$ isotopic composition at sub-solidus conditions (i.e. soon after the granite emplacement). Therefore, these fluids interacted with a large volume of granitic rocks, leading to a potential amount of leachable elements far greater than when considering only superficial weathering.

In such peraluminous granites, uraninite is the most easily leachable U-bearing mineral by oxidizing fluids. Furthermore, it can hosts up to ca. 60-90% of the uranium content of the whole rock, this proportion increasing with the degree of fractionation of the granite (e.g. Cuney and Friedrich, 1987; Friedrich et al., 1987). Leaching of uranium from magmatic monazite could also occur since it has been demonstrated that monazite is strongly affected by dissolution/recrystallisation processes in presence of fluids at mid-crustal conditions (e.g. Williams et al., 2011 and references therein), process that may be a source for uranium mineralization (e.g. Hecht and Cuney, 2000; Wagani et al., 2011). In the Lizio samples, Th/U ratios range between 0.7 and 2.2 whereas they are lower in the Questembert samples as they range from 0.3 to 1.5 (Fig. 7.4). These lower Th/U ratios are linked to a decrease of the Th content, due to monazite fractionation (Tartèse and Boulvais, 2010). Indeed, its solubility decreases as a result of the combined effect of decreasing magma temperature and increasing magma peraluminosity, whereas U content increases until it reaches saturation at a few tens of ppm (Peiffert et al, 1994; 1996). The higher Th/U ratios (≥ 2) correspond to uranium localized dominately in refractory sites (e.g. monazite, zircon, apatite...) whereas in the case of lower Th/U ratios (< 1), uraninite becomes the major host for uranium (ca. 80% of uraninite-hosted uranium for Th/U = 1, Friedrich et al., 1987). In the studied samples, uraninite has not been found but it has already been described by Charoy (1970) in the Questembert granite. According to Peiffert et al. (1994; 1996), magmatic uraninite is likely to crystallize in two-mica granite with around 12 ppm of uranium, more or less depending on the magma temperature, peraluminosity and redox conditions. This content of 12 ppm is close to the maximum value found in the studied samples. Following the magmatic trend displayed in Fig. 7.4, the U content of the Questembert “low-U” samples should have been above this value, at around 15-20 ppm. This strongly suggests that uraninite was present in these four “low-U” samples which were subsequently hydrothermally altered, leading to uraninite destabilization and uranium leaching.

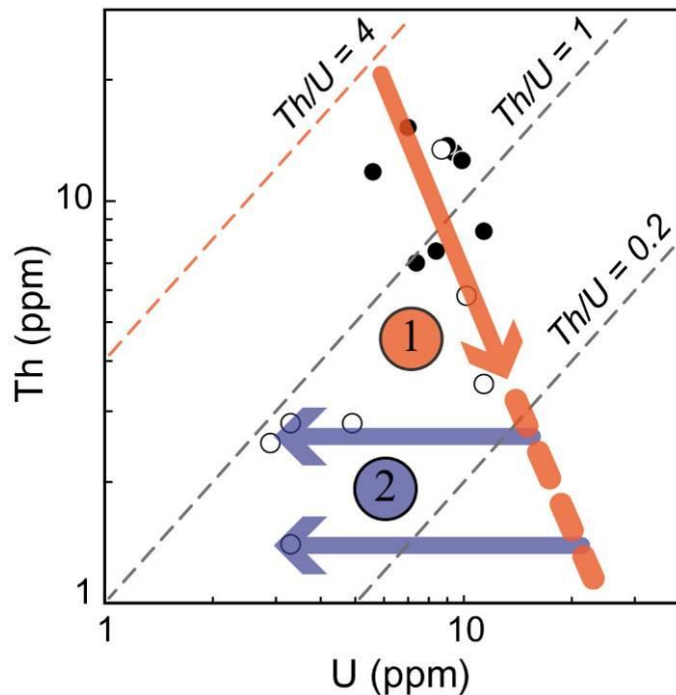


Figure 7.4: Th-U plot for the Lizio and Questembert samples. Symbols are the same than in Fig. 3.

Feldspar $\delta^{18}\text{O}$ data show that most of the studied samples from the Questembert granite have been affected by sub-solidus pervasive hydrothermal alteration. Among these samples, two kept some relatively high U contents around 10.2-11.4 ppm (QRT01 and QRT06; Table 7.1 and Fig. 7.3c). QRT01 sample (U = 10.2 ppm) has been collected at the easternmost tip of the intrusion (Fig. 7.2a) and is the only undeformed sample. The isotropic nature of this sample may have prevented fluids to pervasively infiltrate the rocks. Indeed, it is well recognized that ductile deformation and fluid circulation are processes enhancing each other (e.g. Dipple and Ferry, 1992; Streit and Cox, 1998). However, as a matter of fact, around 80% of the present-day outcropping surface of the Questembert granite is characterized by ductile S-C structures. These sub-vertical plans likely helped surface-derived water to infiltrate the rocks. Among these infiltrated rocks, QRT06 sample kept a high U content of 11.4 ppm despite a high $\Delta_{\text{Qz-Fsp}}$. This high U content might reveal that this sample was uraninite-free, but this is unlikely as it would display a higher accessory refractory mineral content, which has not been observed. It could also be linked to the presence of hexavalent U-bearing minerals in fractures, resulting from uraninite dissolution and re-precipitation of uranium in these so called “secondary” uraniferous minerals.

Globally, pervasive deformation of the intrusion facilitated fluid infiltration and therefore uranium leaching at depth. It allows us to perform a mass balance calculation at the scale of the whole pluton and not only considering its superficial part. The shape of the Questembert granite can be approximated to an ellipsoid with a length of 60 km, a width of 10

km and a thickness of 2 km, which yields a volume of ca. 5000 km³. Considering conservatively that 2% of the pluton has been effectively pervasively altered, this gives a volume of altered rocks of 100 km³ (an ellipsoid of 20 km × 2.5 km × 0.5 km). Taking an average density of 2.7 for the granite, this altered volume represents therefore a mass of 2.7×10^{14} kg. Considering an initial mean U content of 10 ppm in the pluton before alteration, the mass of U presents in the altered part of the pluton was 2.7×10^9 kg. If we consider the conservative hypothesis that half of this uranium was leached during hydrothermal alteration (i.e. the U content drops from 10 to 5 ppm in altered samples), we end up with a total amount of uranium leached from the pluton of 1,350,000 tons!

5. Discussion

Obviously, such an amount of uranium has neither been mined nor discovered in the region. It is even possible that it was never re-concentrated anywhere and especially not in the Questembert region where no significant deposits have been discovered. Indeed, in the South Armorican system, only around 20,000 tons of uranium have been extracted from the three mining districts (Pontivy, Guérande, Vendée). Such an amount of uranium leached could have been transferred in different reservoirs.

A possible reservoir where uranium leached during hydrothermal alteration of U-rich granites could have been trapped is represented by intra-mountainous basins. Numerous Late Carboniferous- Early Permian continental basins were developed by extensional tectonics in response to the collapse of the Variscan belt (e.g. Pochat and Van Den Driessche, 2011). If uranium was trapped in such basins, the corresponding continental Stephano-Permian sediments should be U-enriched. Interestingly, and as exposed by Pagel (1990), the Permian era is very important regarding the metallogeny of uranium because uranium has indeed been pre-concentrated in detrital Permian sedimentary deposits in response to the reducing conditions created by the presence of organic matter. Furthermore, many uranium deposits were formed during the Permian, including most of the “vein-type” deposits. Finally, numerous Post-Permian uranium deposits were found in Permian host rocks. This is illustrated in Fig. 7.5, which shows that French uranium deposits are mostly located in the “metamorphic-granitic” Variscan basement but also in Stephano-Permian basins, with a few occurrences in Tertiary continental siliciclastic sediments (e.g. Coutras, St Pierre du Cantal).

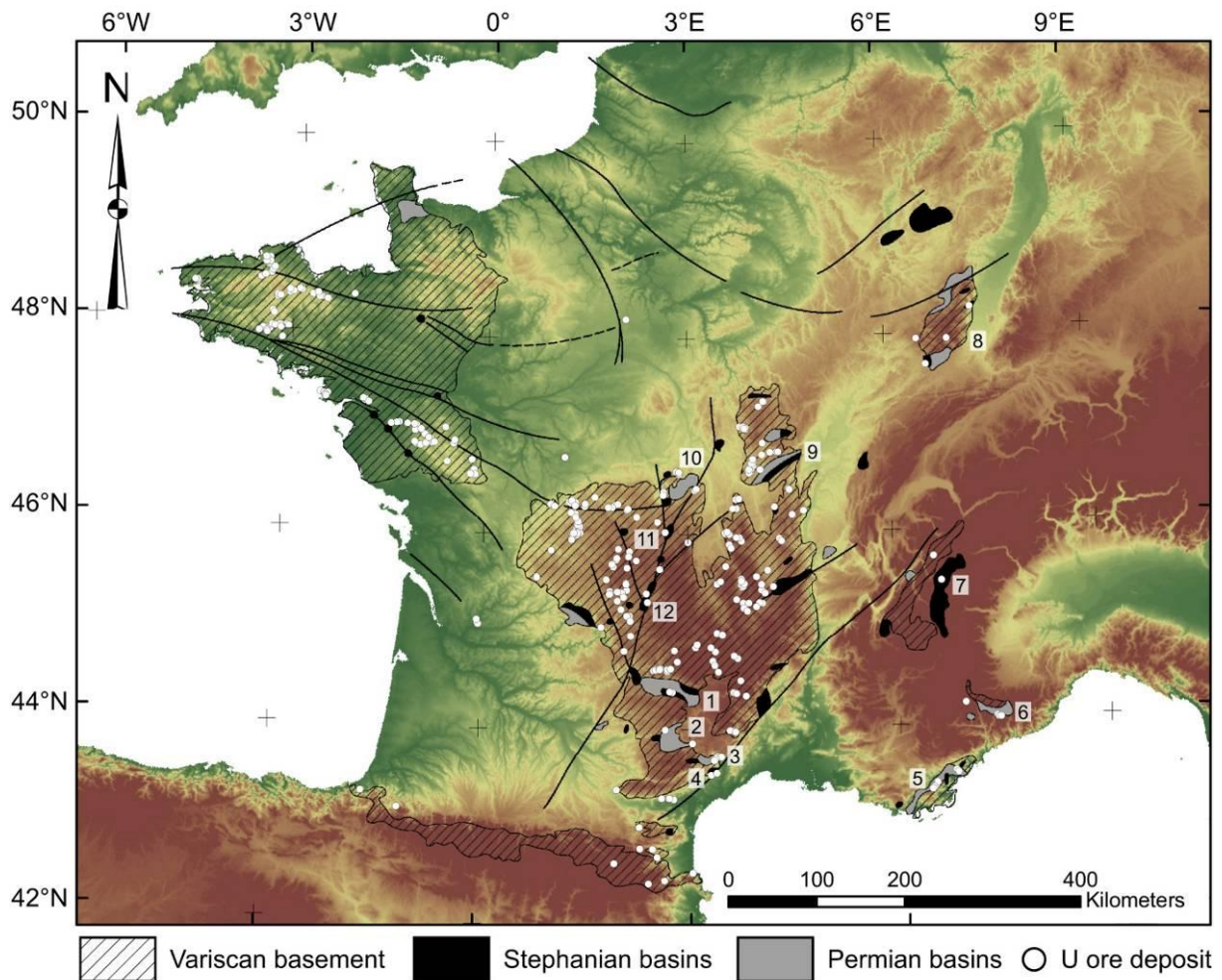


Figure 7.5: Map of France showing the main Stephano-Permian basins (redrawn after Feys, 1989) and uranium ore deposits (after the BRGM Sigmines database, <http://sigminesfrance.brgm.fr>). Uranium mineralized Stephano-Permian basins: 1. Rodez; 2. Saint-Affrique; 3. Lodève; 4. La Liquière; 5. Provence; 6. Argentera; 7. Alpes; 8. Vosges; 9. Blanzay; 10. Bourbon-l'Archambault; 11. Montjoie; 12. Champagnac.

One of the major uranium ore deposit that was mined in France is located in the Lodève Basin (#3 in Fig. 7.5). In this basin, the major uranium mobilisation phase and mineralization occurred ca. 170 Ma ago, with a subsequent minor remobilisation around 110 Ma (Lancelot et al., 1984). Hydrothermal alteration and/or weathering of neighbouring Carboniferous U-rich granites of the Massif Central has been proposed as a probable source of uranium, notably based on the study of the Pb isotopic signature of galena (Lancelot et al., 1984) and pitchblende (Lancelot and Vella, 1989), together with some contribution from interbedded felsic volcanic deposits, dated as Early Permian in age (Bruguier et al., 2003). Pochat and Van Den Driessche (2011) made a detailed reconstruction of the late-Palaeozoic evolution of the Graissessac-Lodève basin. They calculated that a minimum volume of 900 km³ of sediments was deposited in the basin during the whole Permian period, with 160 km³

during the Early Permian. This volume allows us to compute the amount of disseminated uranium that was stored in these Permian sediments. The Early Permian sequence is mostly made of alternating layers of shales/siltstones and sandstones. Taking an average density for these rocks of 2.3, the total mass of Early Permian sediments deposited in the basin is ca. 3.7×10^{14} kg. The average U content of the Early Permian sediments of the Lodève basin is around 5 ppm (Pagel, 1990). These formations are thus significantly enriched in uranium compared to the Upper Continental Crust that has a clarke of around 2.7-2.8 ppm U (e.g. Taylor and McLennan, 1995; Rudnick and Gao, 2003). The Early Permian sediments of the Lodève basin could have therefore contained up to 1,840,000 tons of uranium. Considering that around 2 ppm U may be hosted in refractory detrital minerals (e.g. Friedrich et al., 1987), the amount of disseminated uranium equals 1,104,000 tons. This crude calculation shows that the amount of uranium leached during the hydrothermal alteration of uraninite in a single leucogranitic massif like the Questembert granite is broadly similar to the amount of disseminated uranium potentially trapped in the Early Permian sedimentary sequence of a small basin such as the Lodève basin.

In addition, uranium ore-deposits have also been described in other Permian basins located in the French Massif Central, as for example in the Bourbon-l'Archambault basin (Mathis and Brulhet, 1990; #10 in Fig. 7.5). Among the different stages of uranium mobilisation and precipitation in this basin, the first stage of uranium concentration is represented by syn-sedimentary stratiform deposits in sandstones (Mathis and Brulhet, 1990). According these authors, the large majority of the uranium trapped in this Permian basin originates from neighbouring granitic massifs, notably from the Aumance horst. To summarize, Stephano-Permian intra-continental basins that formed during the Variscan belt collapse likely represent preferential structural traps where large amounts of uranium leached from initially enriched granites could have been accumulated.

6. Conclusion

In this study, we show that the Questembert leucogranite has been affected by a pervasive sub-solidus hydrothermal event. Indeed, feldspar is in oxygen isotope disequilibrium with both quartz and muscovite, implying alteration by infiltrated meteoric water at depth (minimum temperature of 70-160°C). Alteration by meteoric water cannot have occurred at superficial conditions. Infiltration of this oxidizing meteoric water was responsible for uranium leaching from the Questembert granite probably mainly due to

uraninite destabilization with a possible contribution of monazite alteration. We performed a mass-balance calculation using conservative parameters at the scale of the intrusion that suggests that more than 1.3 million tons of uranium have been leached during this hydrothermal event. This study therefore shows that hydrothermal alteration of a single granitic intrusion of moderate size can liberate large amount of uranium. U-rich granites derived from partial melting of the crust may thus represent a major source for uranium ore deposits.

Acknowledgments

We are grateful to M. Pagel for the discussion we had a couple of months ago about uranium sources. This work was funded by grants from the CNRS-INSU (“GUTEC”, “Failles, Fluides, Flux” and “Action Incitative” programs).

Version française abrégée

Le granite de Questembert, déjà caractérisé pétro-géochimiquement au chapitre 2 et dont la mise en place et l'altération hydrothermale subséquente ont été datées au chapitre 5, montre des teneurs en uranium anormalement basses dans certains échantillons étant donné son caractère très différencié, et le fait que l'uranium, élément incompatible, se concentre durant la différenciation ; basses également en comparaison des teneurs des leucogranites Varisques similaires.

La composition isotopique de l'oxygène des roches totales, contrôlée aux deux-tiers par celle des feldspaths, abondants dans la roche, montre que le granite de Questembert a été affecté de façon pervasive par des circulations de fluides sub-solidus impliquant des eaux météoriques infiltrées depuis la surface. L'altération a en effet eu lieu en profondeur, le déséquilibre isotopique entre le feldspath et les quartz et muscovites impliquant une température minimale de ca. 70-160°C. Cette altération pervasive, datée entre ca. 310 et 303 Ma, a provoqué la recristallisation des muscovites et des monazites et remis à zéro les chronomètres K-Ar et U-Pb, respectivement, en leur sein.

Cette altération hydrothermale par des fluides en partie météoriques, donc oxydants, a probablement provoqué la déstabilisation d'uraninite et ainsi le lessivage de l'uranium. L'infiltration pervasive à l'échelle du pluton, favorisée par la déformation distribuée, nous autorise à effectuer un bilan de masse, à cette même échelle. Un calcul conservatif suggère que plus de 1,3 millions de tonnes d'uranium ont potentiellement pu être libérées par l'altération sub-solidus du granite de Questembert.

Cet uranium n'a pas été piégé localement, aucun gisement majeur n'existe à proximité immédiate du granite de Questembert. En revanche, l'uranium a pu être transporté et déposé de façon diffuse dans les bassins intramontagneux formés à la fin du Carbonifère et au début du Permien.

Chapitre 8

Les minéralisations de la branche nord du Cisaillement Sud Armoricaïn

1. Introduction

Nous avons vu dans les chapitres précédents que l'histoire géologique régionale depuis le Pennsylvanien apparaît comme relativement simple :

- Fusion partielle, localement, dans les mylonites et mise en place de granites peralumineux syntectoniques le long du Cisaillement Sud Armoricaïn (CSA) à ca. 315 Ma, enregistré par le chronomètre U-Pb sur zircon.
- Episodes d'altération hydrothermale enregistrés à différents endroits et à différentes dates depuis 315 Ma jusqu'à ca. 300 Ma par les chronomètres U-Pb sur monazite et K-Ar sur muscovite.

Ces épisodes d'interaction fluide-roche ont entraîné des mobilités élémentaires dans les zones déformées. Les conséquences métallogéniques de telles interactions sont évidentes :

- L'altération hydrothermale pervasive du granite de Questembert, qui a notamment utilisé les zones déformées pour s'infiltrer en profondeur, a pu provoquer le lessivage de plusieurs centaines de milliers de tonnes d'uranium du granite.
- Sur la bordure sud du granite de Lizio, la zone ultramylonitisée est également caractérisée par des mobilités d'éléments ayant un potentiel métallogénique comme Pb, Zn, Sn, W ou As.

Le système Sud Armoricaïn, qui associe déformation, métamorphisme, magmatisme et hydrothermalisme, peut ainsi être considéré comme un système métallogénique d'échelle crustale. Dans cette partie, nous avons choisi de travailler sur deux systèmes métallogéniques localisés à deux niveaux structuraux distincts le long de la branche nord du CSA, le granite de Lizio et sa minéralisation stannifère et la minéralisation poly-métallique de Saint-Aubin-des-Châteaux localisée dans la formation ordovicienne du Grès Armoricaïn. Des datations U-Pb ont été réalisées sur ces deux objets afin de (1) préciser la chronologie de ces minéralisations dans l'histoire géologique régionale et (2) tester la possibilité d'une parenté entre eux, le CSA pouvant jouer le rôle de lien entre un granite déformé (possible objet « source ») et la minéralisation dans les sédiments sus-jacents (possible objet « puit »).

2. Les minéralisations stannifères du granite de Lizio⁴

Le granite de Lizio est un exemple typique des granites qui se sont mis en place le long du CSA. Ses caractéristiques géochimiques (géochimie roches totales et minéraux, composition isotopique de l'oxygène, isotopes radiogéniques du Sr et du Nd) ainsi que sa pétrogenèse sont détaillées dans le chapitre 2 de ce manuscrit. Ce granite a également fait l'objet de nouvelles datations U-Pb sur zircon et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite afin de préciser l'âge de sa mise en place, 316 ± 6 Ma, et ces résultats sont présentés dans le chapitre 4 de ce manuscrit. Le contexte géologique général est présenté dans ces deux chapitres.

L'une des caractéristiques du granite de Lizio est la présence d'un important cortège filonien sur sa périphérie, et notamment sur sa bordure orientale (Fig. 8.1 et 8.2). Ces veines sont majoritairement constituées de quartz, mais leur intérêt économique a résidé dans la minéralisation stannifère qu'elles portent, matérialisées par la présence de cassitérite (SnO_2). Plus d'une dizaine de gîtes filoniens a été recensée durant les travaux d'exploration au 19^{ème} et au début du 20^{ème} siècle sur le pourtour du granite (Fig. 8.1), mais l'exploitation stannifère ne s'est réellement concentrée qu'autour du faisceau filonien de La Villeder au Nord-Est du granite (Fig. 8.1). C'est ce site qui fait l'objet d'une étude détaillée, ainsi que les carrières voisines de Quily et Plinet, situées respectivement à environ 1,7 km au Nord et 700 m au Sud-Ouest de la mine de La Villeder.

Le gisement d'étain de La Villeder (Fig. 8.2) a été exploité durant la deuxième partie du 19^{ème} à la fois en surface et en galerie. Environ 200 à 300 tonnes de Sn ont été extraites (Dain, 2001). Le champ filonien de La Villeder est situé dans le granite, à proximité du contact avec les micaschistes du Briovérien et il est composé de trois veines métriques principales accompagnées de nombreuses autres de plus faible puissance. La plupart des galeries utilisées pour l'exploitation au 19^{ème} siècle sont aujourd'hui inaccessibles, hormis une petite zone de 90 m de galeries à 20 m de profondeur au niveau de la veine principale n°1 dont l'accès a été rendu possible grâce au travail de sauvegarde de l'association *Les amis de La Villeder* (Fig. 8.3a). Aujourd'hui, les anciens bâtiments industriels sont revalorisés dans le cadre des activités de la brasserie *Lancelot*. Les observations réalisées dans cette galerie ont permis d'observer les relations structurales entre plusieurs types de veines (Fig. 8.3b).

⁴ Les données structurales et géochimiques sur les minéralisations en Sn de La Villeder et Quily présentées dans ce chapitre ont été acquises durant le stage de Master 2 de Matthieu Chevillard [*Evaluation et porteurs minéralogiques de métaux de haute technologie (Ta, Nb, In, Sc, etc) dans des minéralisations filoniennes à étain : cas d'étude des minéralisations de Quily – La Villeder (Morbihan, France)*] que j'ai co-encadré. Ce travail, complété de données isotopiques et géochronologiques, fait actuellement l'objet de l'écriture d'un article qui sera soumis à la revue *Mineralium Deposita*.

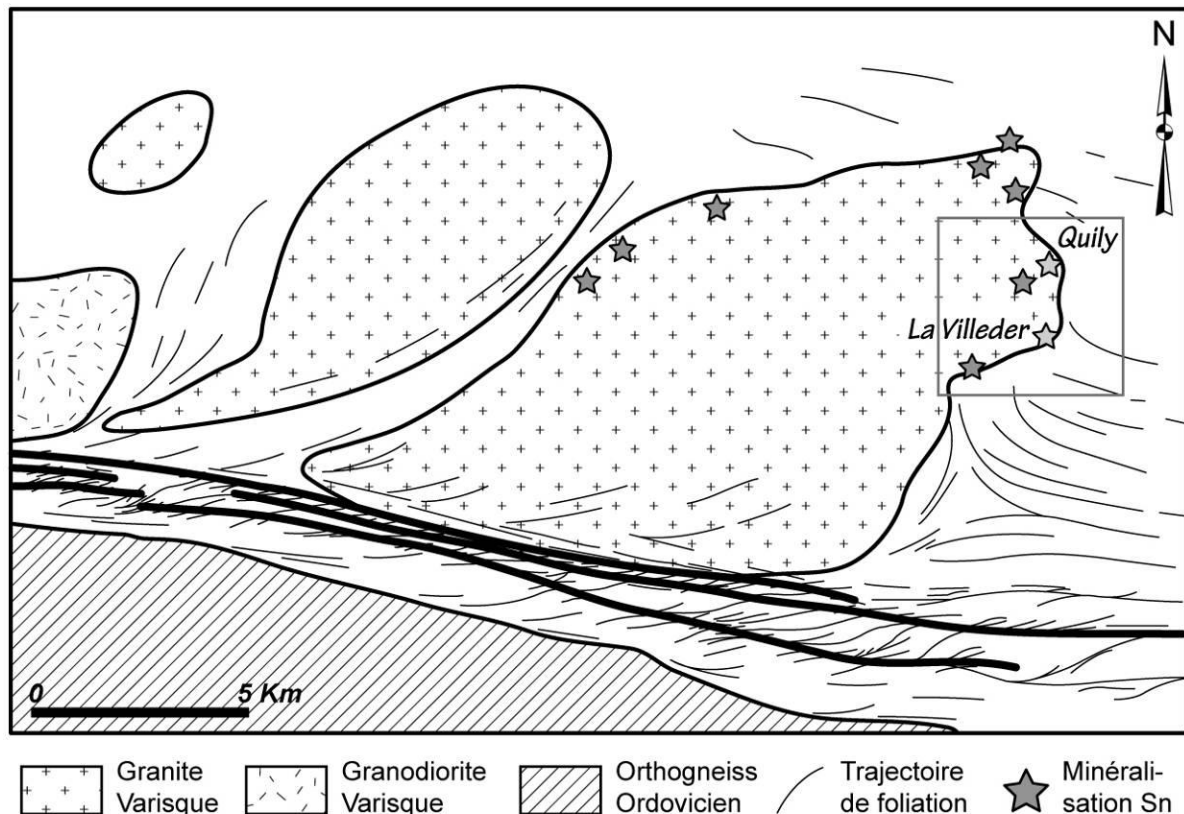


Figure 8.1 : Carte simplifiée du granite de Lizio (modifié d'après Berthé, 1980) illustrant la répartition des gîtes à Sn (d'après Chevillard, 2011). Le cadre autour de Quily et La Villeder illustre la localisation de la figure 8.2.

La carrière de Quily (Fig. 8.2) est une carrière qui a exploité le granite de Lizio en tant que granulats jusqu'en 2005. Elle est située à 1,7 km au Nord de la mine de La Villeder, également à proximité du contact avec les micaschistes encaissants. La fosse est aujourd'hui en partie immergée mais les fronts de taille encore accessibles permettent l'observation d'un important faisceau filonien, également minéralisé en cassitérite, recoupant le granite.

Enfin, l'ancienne carrière de Plinet (Fig. 8.2) est une petite carrière qui a été exploitée pour l'utilisation locale du granite en tant que pierre de construction. Elle est située à environ 700 m au Sud-Ouest de la mine de La Villeder. Elle aussi contient de nombreuses veines similaires à celles observées à La Villeder et Quily même si la cassitérite n'y a pas été observée dans le cadre de ce travail.

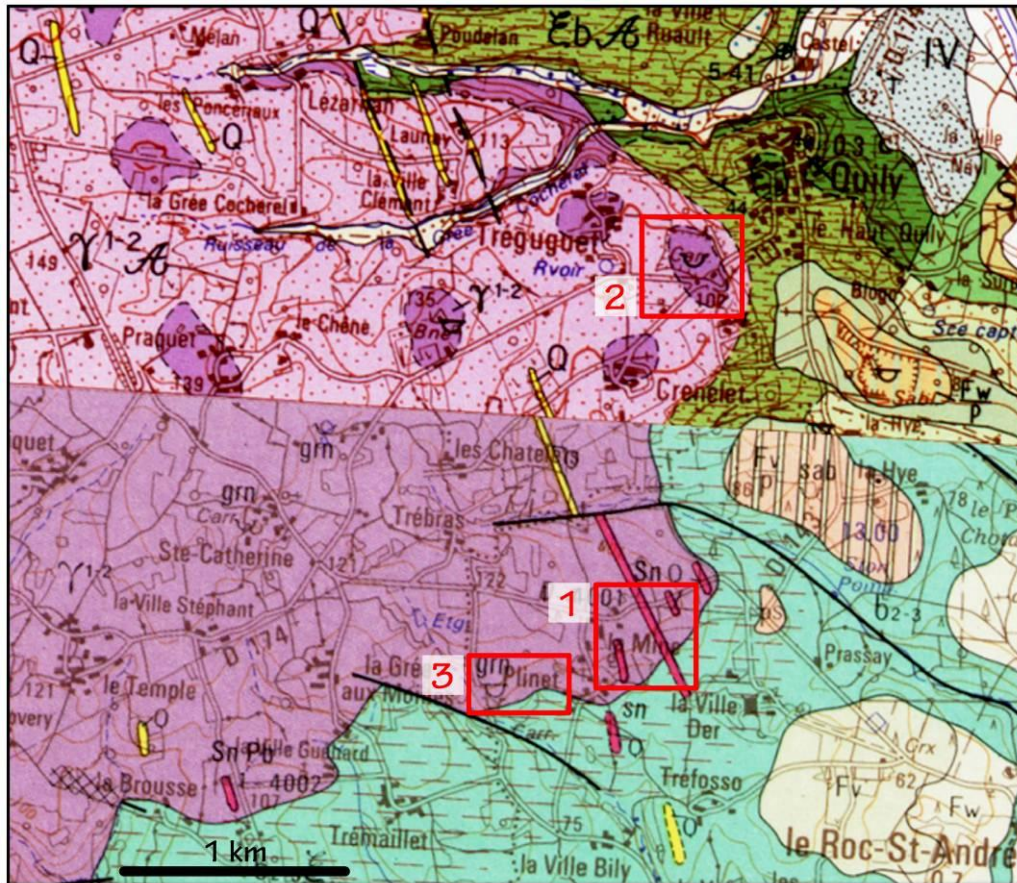


Figure 8.2 : Extraits des cartes géologiques au 1/50000^{ème} Plœrmel (Thomas et al., 2004) et Malestroit (Plaine et al., 1981). Les sites étudiés sont figurés : 1) La Villeleder ; 2) Quilly ; 3) Plinnet.

2.1. Caractéristiques pétro-structurale des veines

2.1.1. La mine de La Villeleder

L'accès aux galeries de l'ancienne mine de La Villeleder a permis l'observation de la veine principale ainsi que de deux autres veines de dimensions plus réduites (Fig. 8.3b). Cela a notamment permis l'observation des relations de recoupement entre-elles ; une petite veine fortement minéralisée (VIL-Cst-01) est recoupée par une veine à tourmaline à faible pendage (VIL-Tur), elle-même recoupée par la veine principale (VIL-Cst-02).

Macroscopiquement, la veine VIL-Cst-01 est caractérisée par une paragenèse à Kfs + Ms + Cst + Ap + Brl ± Qz (abréviations d'après Whitney et Evans, 2010). La cassitérite (SnO₂) est abondante (Fig 8.3b-1). Le contact avec l'encaissant granitique est diffus et présente une fabrique magmatique acquise durant l'injection de la veine, indiquant qu'elle s'est formée alors que le granite n'était pas encore complètement refroidi.

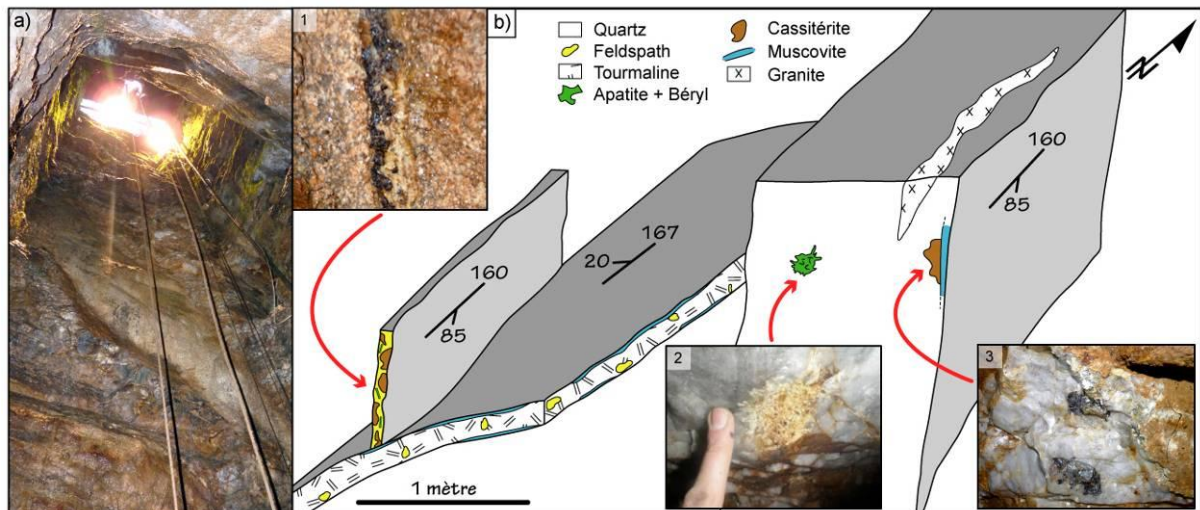


Figure 8.3 : a) Puits permettant de descendre dans une portion de la galerie de la mine de La Villeder exploitant la veine n°1. b) Minéralogie et relations de recoupement des différents types de veines observées (d'après Chevillard, 2011) : 1. Veine VIL-Cst-01, riche en feldspath et fortement minéralisée en cassitérite (en noir sur la photo) ; 2. Agrégat de béryl + apatite au sein de la veine de quartz principale VIL-Cst-02 ; 3. Gros cristaux de cassitérite (ca. 5 cm) en bordure de la veine principale VIL-Cst-02.

Microscopiquement, il est possible d'observer de la molybdénite (MoS_2 , Fig. 8.4a) et des amas de rutile (TiO_2) autour de (Figs. 8.4a et c) ou inclus dans (Fig. 8.4b) la cassitérite. Cette dernière peut également contenir des inclusions de muscovite (Fig. 8.4b). La veine VIL-Tur, d'une épaisseur d'environ 6 cm, est constituée de $\text{Qz} + \text{Tur} \pm \text{Kfs} \pm \text{Ms} \pm \text{Ap}$. Dans cette veine, le quartz est massif et les tourmalines se présentent en baguettes pluri-millimétriques à centimétriques.

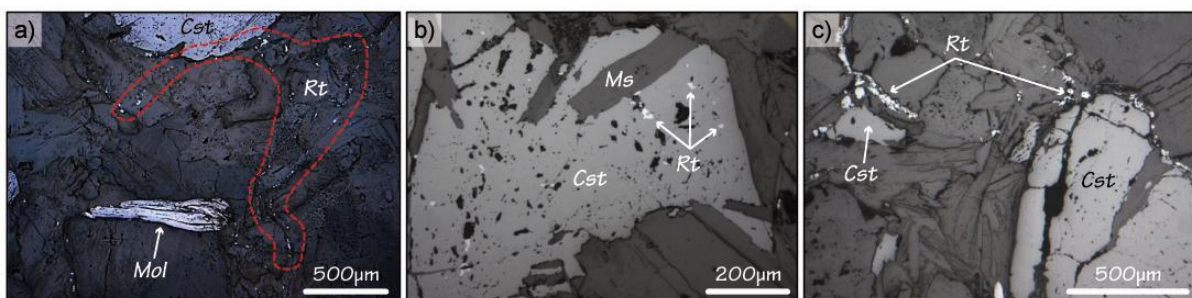


Figure 8.4 : Caractéristiques microscopiques de la veine VIL-Cst-01. a) Molybdénite (Mol) en lamelle et amas de rutile (Rt) à proximité d'une cassitérite (Cst). b) Inclusions de muscovite (Ms) et rutile dans la cassitérite. c) Amas de rutile en bordure de la cassitérite (clichés en lumière réfléchie, d'après Chevillard, 2011).

La veine principale VIL-Cst-02 est puissante d'environ 1,5 m dans la galerie où elle a été observée. Elle est composée de $\text{Qz} + \text{Ms} + \text{Brl} + \text{Ap} + \text{Cst}$. La muscovite s'observe en général aux épontes de la veine, associée à la cassitérite (Fig 8.3b-3) dont la teneur est relativement

faible par rapport à la puissance de la veine. Le béryl et l'apatite sont généralement associés et forment des amas au cœur de la veine (Fig 8.3b-2). Des lambeaux du granite sont également pris dans la veine (Fig. 8.3b). L'observation au microscope montre que du rutile est également présent. L'apatite est abondante et peut être associée à la muscovite en inclusion dans la cassitérite (Fig. 8.5).

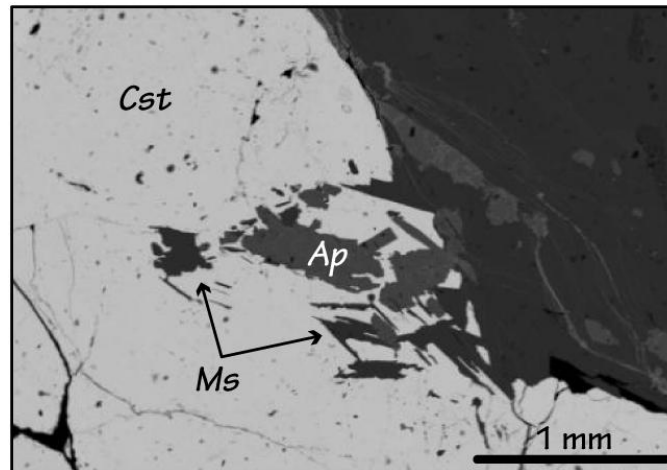


Figure 8.5 : Inclusions de muscovite (Ms) et d'apatite (Ap) dans la cassitérite (Cst) dans la veine VIL-Cst-02 (cliché MEB, d'après Chevillard, 2011).

2.1.2. Les carrières de Quily et Plinet

La carrière de Quily permet d'observer le prolongement au Nord du faisceau filonien de La Villeder. La très grande majorité des veines est orientée N155° et a un pendage d'environ 60°SW (Chevillard, 2011). Les veines ont une puissance assez faible (ca. 1-20 cm) et une extension limitée (ca. 10 m). Peu de veines sont minéralisées en cassitérite (10 sur 150 dans l'étude de Chevillard, 2011). Macroscopiquement, ces veines présentent la paragenèse $Qz + Cst + Ms + Apy \pm Ap$. La plupart des veines de la carrière de Quily sont à $Qz + Tur + Ms \pm Fsp \pm Apy$ (Fig. 8.6a). Dans les veines orientées N155°, le quartz est gris translucide. La circulation de fluides à l'origine de la cristallisation de ces veines de quartz a provoqué l'altération du granite aux épontes des veines (disparition de la biotite, muscovitisation, albitisation, tourmalinisation, cristallisation de sulfures, cf. Fig. 8.6a et b). Cette altération est parfois accompagnée de la néoformation de larges placages de monazite (Fig. 8.6c et d). Enfin, un troisième type de veine à $Qz + Dol + Py$ a été observé. Dans ces veines, le quartz est blanc laiteux. Elles contiennent généralement des muscovites en rosettes texturalement différentes de celles des veines de quartz sans dolomites. Les relations de recoupement

observables sur le terrain indiquent que ces veines à Qz + Dol sont les plus tardives. Dans la carrière de Plinet, seules les veines à Qz + Tur + Ms ± Fsp ± Apy ont été observées.

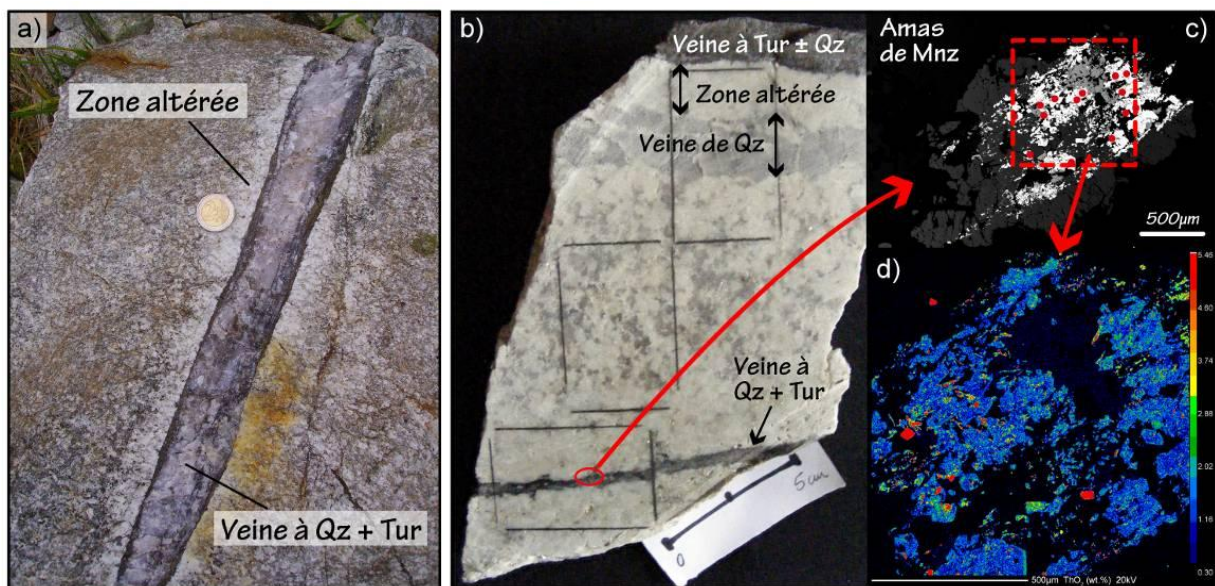


Figure 8.6 : a) Veine à Qz + Tur recoupant le granite avec des contacts francs. La zone altérée aux épontes de la veine correspond à une disparition de la biotite. b) Echantillon présentant plusieurs veines centimétriques à Qz, Qz + Tur et Tur ± Qz. c) Amas de monazite hydrothermale (en blanc sur le cliché MEB) cristallisé dans la zone altérée aux épontes de la veine à Qz + Tur. Les points rouges indiquent la localisation des analyses U-Th-Pb réalisées par LA-ICP-MS. d) Carte rayons X, réalisée à la microsonde électronique sur la zone encadrée en rouge de la figure 8.6.c, indiquant la teneur en ThO₂.

2.2. Caractérisation des fluides minéralisateurs

2.2.1. Chimie de la tourmaline et de la muscovite (Chevillard, 2011)

La composition chimique de la tourmaline est étroitement liée à celle du fluide à partir duquel elle a cristallisé. Grâce au diagramme pétrogénétique de Henry et Guidotti (1985), il est possible de remonter au type d'engainant avec lequel le fluide était en équilibre. D'après ce diagramme, la composition des cœurs des tourmalines de La Villeder et Quily se place dans le champ des granitoïdes, pegmatites et aplites (Fig. 8.7), c'est-à-dire que les fluides à partir desquels les tourmalines ont commencé à cristalliser étaient en équilibre avec le granite de Lizio. Les compositions des domaines intermédiaires et de bordure des tourmalines évoluent vers les champs des métapelites/métapsammites (Fig. 8.7), illustrant un contrôle grandissant des métasédiments encaissants sur la chimie des fluides à partir desquels les tourmalines continuent à cristalliser.

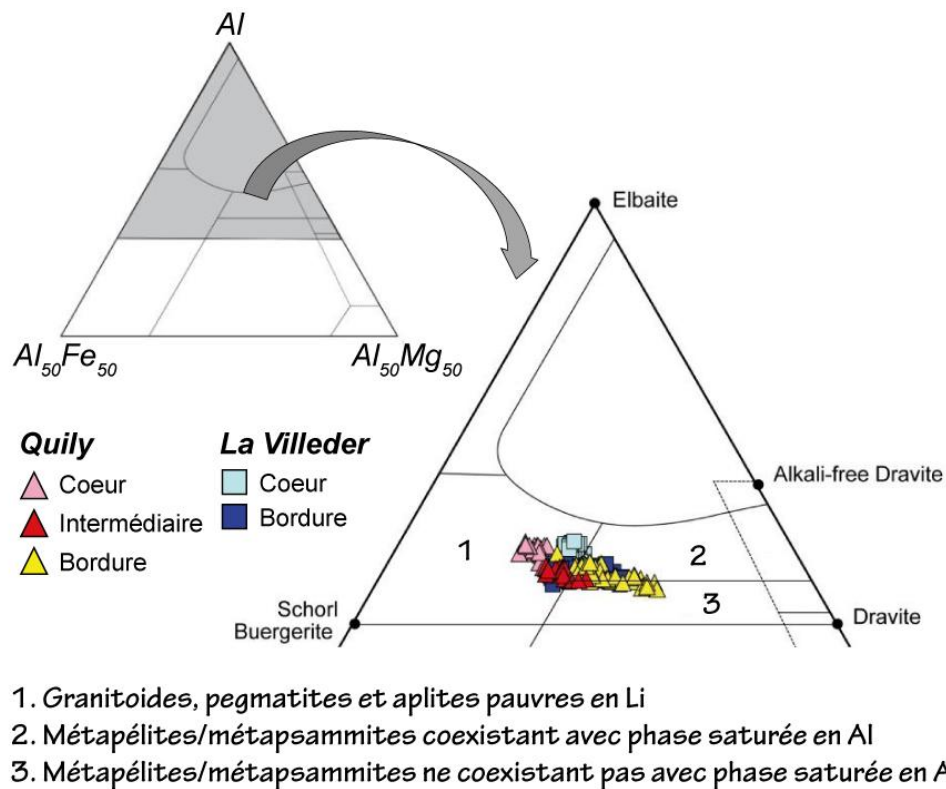


Figure 8.7 : Composition chimique des tourmalines de Quily et La Villeder, dans le diagramme Al-Al₅₀Fe₅₀-Al₅₀Mg₅₀ de Henry et Guidotti (1985). Ce diagramme illustre avec quel type d'encaissant les fluides à partir desquels les tourmalines ont cristallisé étaient en équilibre (d'après Chevillard, 2011).

La muscovite a été observée dans tous les types de veine, et notamment en inclusion dans la cassitérite (Figs. 8.4 et 8.5). La composition chimique des muscovites est assez homogène, et ce, quel que soit le type de veine. Les muscovites des veines à tourmaline ont la composition la plus « magmatique » tandis que les muscovites étudiées dans les veines tardives à Qz + Dol + Py sont celles qui ont les compositions les plus « hydrothermales » (Chevillard, 2011).

Grâce aux travaux expérimentaux de Monier et Robert (1986), il est possible de relier la composition des micas à leur température de cristallisation. Globalement, toutes les muscovites des veines minéralisées en cassitérite semblent s'être formées vers 400-450°C (Chevillard, 2011). Les muscovites des veines de Quily et La Villeder ont ainsi des températures de cristallisation qui sont typiquement intermédiaires entre deux pôles, l'un magmatique et l'autre hydrothermal, en accord avec leur composition chimique. Les muscovites des veines à Qz + Dol de la carrière de Quily correspondent à des températures légèrement plus froides, inférieures à 400°C, en accord avec le caractère plus tardif de ces veines.

2.2.2. Analyse des isotopes stables⁵

La composition isotopique de l'oxygène du quartz et de la cassitérite a été analysée sur plusieurs veines de La Villeder et Quily (Table 8.1 et Fig. 8.8). Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ du quartz s'étalent de 14,1 à 15,7‰, et sont légèrement plus élevées à Quily (moyenne 15,0‰ ; n = 9) qu'à La Villeder (moyenne 14,5‰ ; n = 12). Trois analyses ont été effectuées sur la cassitérite de La Villeder et sont identiques avec un $\delta^{18}\text{O}$ de 5,9‰. Ces valeurs sont en accord avec les deux valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ déjà existantes dans la littérature, à savoir 14,8 et 6,3‰ pour le quartz et la cassitérite, respectivement (Turpin, 1984).

Table 8.1 : Composition isotopique de l'oxygène du quartz, de la cassitérite, de la dolomite et du fluide (¹calculé à partir des coefficients de fractionnement Qz-H₂O de Zheng, 1993) à partir duquel le quartz des veines a cristallisé, et composition isotopique du carbone de la dolomite, dans les échantillons de La Villeder et de Quily.

Echantillon	Minéral	Silicate/Oxyde			Dolomite	
		$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\Delta^{18}\text{O}_{\text{Qz-Cst}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}^1}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
<i>Mine de La Villeder</i>						
Vil-01	Qz	14.4	8.5	10.7		
Vil-01	Cst	5.9				
Vil-02	Qz	14.1	8.3	10.4		
Vil-02	Cst	5.9				
Vil-03	Qz	14.4				
Vil-05	Qz	14.3				
Vil-06	Qz	14.3				
Vil-07	Qz	14.8				
Vil-08	Qz	14.2	8.3	10.5		
Vil-08	Cst	5.9				
Vil-09	Qz massif	14.5				
Vil-09	Qz géodique	14.8				
Vil-10a	Qz massif	14.2				
Vil-10b	Qz géodique	14.9				
Vil-10c	Qz	15.3				
<i>Carrière de Quily</i>						
Qui-03	Qz	14.7				
Qui-05a	Qz	14.4				
Qui-05b	Qz	15.4			18.7	-9.2
Qui-17	Qz hyalin	15.1				
Qui-17	Qz bordures	15.0			18.5	-10.3
Qui-18	Qz	14.9			18.8	-10.8
Qui-19	Qz	15.7				
Qui-19	Qz hyalin	15.1				
Qui-20	Qz hyalin	14.5			19.5	-10.2
Qui-22						
<i>La Villeder (Turpin, 1984)</i>						
	Qz	14.8	8.5			
	Cst	6.3				

⁵ Ces analyses ont été réalisées dans le cadre du stage de Master 1 de François Roux, au laboratoire de Géochimie des Isotopes Stables de Géosciences Rennes, en mai-juin 2011.

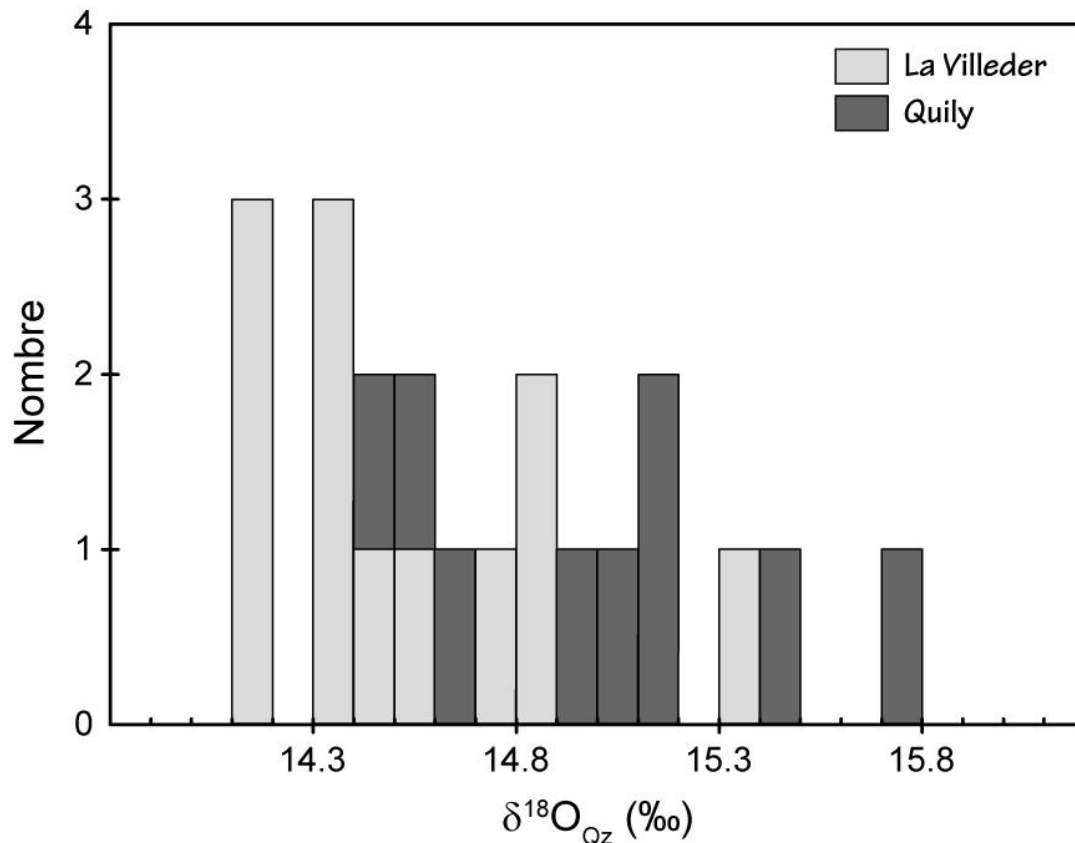


Figure 8.8 : Histogramme représentant les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ mesurées sur le quartz des veines de La Villeder et Quily.

Les valeurs de fractionnement isotopique Qz-Cst, $\Delta^{18}\text{O}_{\text{Qz-Cst}}$, sont égales à 8,3-8,5‰. Ce fractionnement isotopique dépend de la température à laquelle ces deux espèces ont cristallisé, que l'on peut donc estimer si l'on connaît les coefficients de fractionnement. Deux équations de fractionnement existent dans la littérature (Fig. 8.9), et les températures calculées sont de 310-320°C et ca. 450°C en utilisant les coefficients de Zheng (1991) et Polyakov et al. (2005), respectivement (Fig. 8.9). Si l'on compare ces températures à celles estimées pour la cristallisation des muscovites des veines (400-450°C), il semble clair que les températures obtenues en utilisant les coefficients de Zheng (1991) sont sous-estimées. Cela a été argumenté également par Hu et al. (2005) sur la base de la comparaison entre les fractionnements Qz-Cst et Qz-Rt calculés de façon semi-empirique par Zheng (1991), tous deux étant inférieurs aux calibrations expérimentales de Polyakov et al. (2005) pour Qz-Cst et Clayton et al. (1989) et Chacko et al. (1996) pour Qz-Rt.

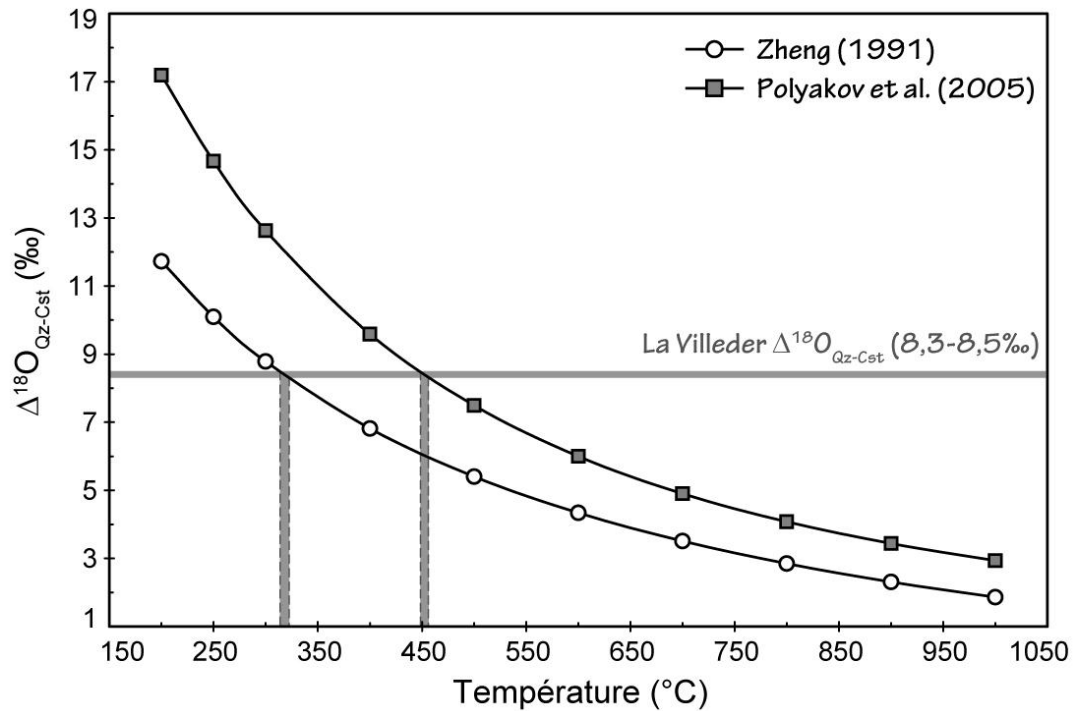


Figure 8.9 : Fractionnement Qz-Cst en fonction de la température. Deux fractionnements théoriques différents ont été utilisés (Polyakov et al., 2005 ; Zheng, 1991).

Grâce aux coefficients de fractionnement isotopique minéraux/H₂O (Zheng, 1993) et en connaissant la température de précipitation, il est également possible d'estimer le $\delta^{18}\text{O}$ du fluide à partir duquel le quartz et la cassitérite ont cristallisé dans la mine de La Villeder. Le $\delta^{18}\text{O}$ du fluide calculé est ainsi de 10,4-10,7‰. On peut, par comparaison, calculer le $\delta^{18}\text{O}$ du fluide magmatique en équilibre avec le quartz du granite de Lizio ($\delta^{18}\text{O}_{\text{Qz}} = 13,0\text{‰}$, voir chapitre 2) : à 500-600°C, on estime un $\delta^{18}\text{O}$ de 10,0-10,9‰ pour le fluide magmatique (coefficients de fractionnement de Zheng, 1993). Le fluide à partir duquel a cristallisé la paragenèse Qz + Cst, isotopiquement indissociable du fluide magmatique local, est donc vraisemblablement issu du granite lui-même.

Dans les veines à Qz + Dol de Quily, la dolomite a un $\delta^{18}\text{O}$ plus élevé que celui du quartz, ce qui est incompatible avec un éventuel équilibre isotopique entre ces deux minéraux. Le fractionnement Qz-H₂O est en effet toujours supérieur au fractionnement Dol-H₂O (fig. 8.10) ; en d'autres termes, le $\Delta^{18}\text{O}_{\text{Qz-Dol}}$ est toujours positif. A partir de la composition isotopique du fluide minéralisateur en cassitérite calculée précédemment ($\delta^{18}\text{O} = 10,4\text{-}10,7\text{‰}$), on peut estimer la gamme de température maximale dans laquelle les quartz des veines de Quily ont précipité vers 360-455°C (Fig. 8.10). Si l'on hypothétise que, dans un cas extrême, la dolomite a cristallisé à partir du même fluide ($\delta^{18}\text{O} = 10,4\text{-}10,7\text{‰}$), la gamme de

température à laquelle elle a cristallisé serait alors plus basse, vers 220-250°C (Fig. 8.10). Si l'on considère, à l'autre extrême, que la dolomite a cristallisé à partir d'un fluide totalement étranger (météorique avec $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}} = \text{ca. } -5\%$), on estime alors une température de précipitation vers 70°C (Fig. 8.10). Indépendamment de l'origine du fluide, on voit alors que la température de cristallisation de la dolomite est nécessairement située dans la gamme 70-250°C, soit au moins 100°C inférieure à la température de précipitation du quartz de ces mêmes veines (Fig. 8.10). On en vient alors à considérer que le fluide à l'origine de la cristallisation de dolomite a utilisé une discontinuité perméable pré-existante, à savoir certaines veines de quartz. Ceci laisse suggérer que la dolomite a précipité dans un continuum avec celle du quartz, et enregistre donc la fin de l'activité hydrothermale dans le massif.

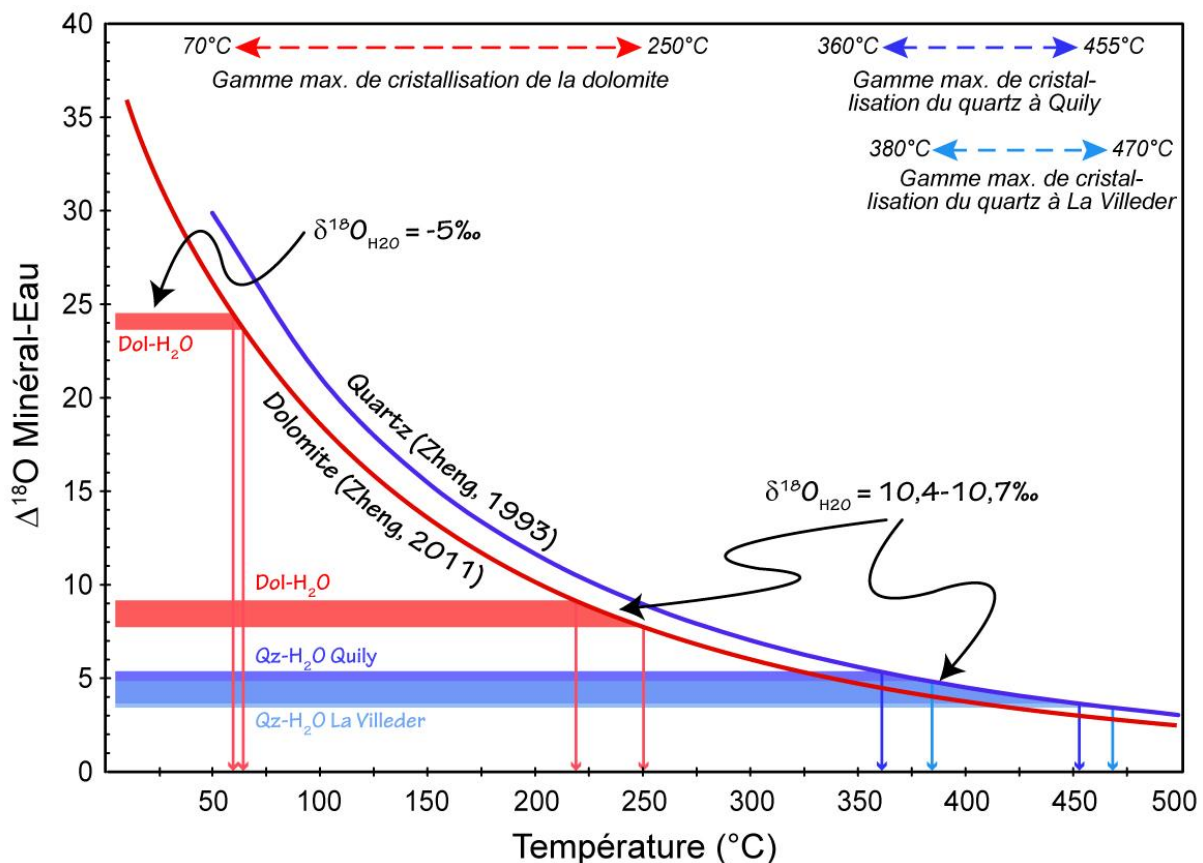


Figure 8.10 : Courbes de fractionnement Qz-H₂O (d'après Zheng, 1993) et Dol-H₂O (Zheng, 2011) en fonction de la température. Sur ce diagramme sont reportées les gammes de température auxquelles ont pu précipiter le quartz des veines de La Villeder et Quily et la dolomite des veines de Quily.

Le $\delta^{13}\text{C}$ de la dolomite des veines de Quily est homogène entre -9,2 et -10,8‰ (Table 8.1), et correspond à une signature de carbone crustal non spécifique. De façon intéressante, ces valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ sont similaires à celles obtenues sur les carbonates disséminés dans les

mylonites du CSA ($\delta^{13}\text{C}$ de -8,6 à -11,2‰), carbonates qui ont précipité entre 60 et 190°C (voir chapitre 6). Nous documentons donc ici des conditions de précipitation proches entre les carbonates de la zone minéralisée de la Villeder/Quily et ceux du CSA, ce qui peut être la trace d'un événement de circulation de fluides d'échelle régionale, et tardif dans l'histoire hercynienne.

2.3. Datation U-Pb sur monazite

2.3.1. Résultats

Pour tenter de contraindre l'âge de formation des veines et de la minéralisation en Sn, des datations U-Pb sur monazite ont été entreprises par LA-ICP-MS au laboratoire Magmas et Volcans de Clermont-Ferrand. Deux échantillons par carrière (Quily et Plinet) ont été datés. Dans la carrière de Quily, l'échantillon QUI01 a été sélectionné comme référence magmatique car il a été échantillonné dans une zone dépourvue de veine (Fig. 8.11) : l'âge obtenu devrait être identique à l'âge de mise en place du granite de Lizio (316 ± 6 Ma, voir chapitre 4). L'échantillon QUI02b3 est lui parcouru de plusieurs veines (Fig. 8.6). Aux épontes d'une veine à Qz + Tur, de larges amas de monazites ont cristallisé (Fig. 8.6) dans la zone altérée où la biotite a disparu, notamment. Ce sont ces monazites qui ont fait l'objet de datations. Enfin dans les échantillons de Plinet, des lames minces englobant le granite sain et la zone altérée aux épontes des veines à Qz + Tur ont été réalisées (Figs. 8.11b et c). Les datations ont été réalisées dans ces lames minces sur les monazites présentes dans les zones altérées.

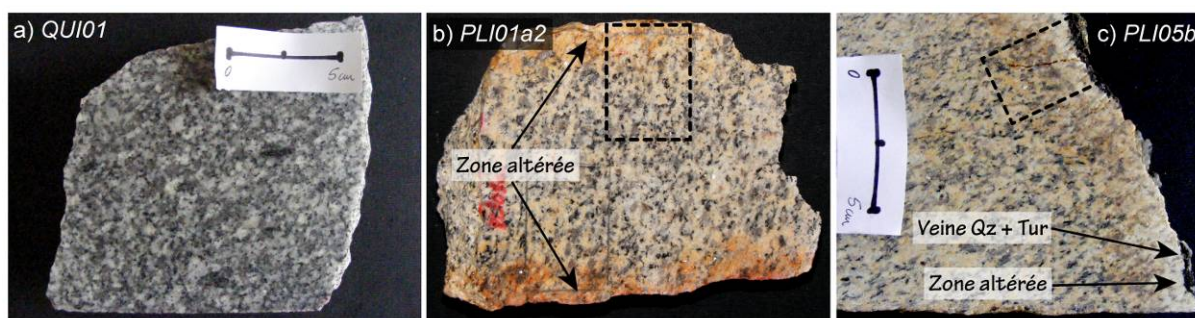


Figure 8.11 : Photos des échantillons QUI01 (a), PLI01a2 (b) et PLI05b (c) dans lesquels ont été réalisées les datations U-Pb des monazites.

Dans l'échantillon QUI01, sept analyses définissent un âge concordant à 301 ± 3 Ma (2σ , MSWD = 2,8 ; voir Fig. 8.12a). Dans l'échantillon QUI02b3, la grande majorité des analyses est discordante dans le diagramme Terra-Wasserburg (Fig. 8.12b). Deux analyses

sont concordantes vers 300 Ma. Avec ces deux analyses, huit autres définissent un âge par intercept de 296 ± 6 Ma (2σ , MSWD = 1,6 ; voir Fig. 8.12b), la droite de régression étant ancrée à 0,8553 (composition du $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ commun à 296 Ma, d'après le modèle de Stacey et Kramers, 1975). Six autres analyses sont légèrement en-dessous de cette droite de régression. Cela pourrait refléter un excès de ^{206}Pb , du à l'incorporation de ^{230}Th lors de la cristallisation des monazites (e.g. Schärer, 1984). Dans l'échantillon PLI01a2, six analyses définissent un âge concordant à 297 ± 5 Ma (2σ , MSWD = 0,98 ; voir Fig. 8.12c). Enfin dans l'échantillon PLI05b, la grande majorité des analyses est également discordante (Fig. 8.12d). Dans cet échantillon, les monazites définissent deux âges concordants, significativement différents, à 311 ± 5 Ma (2σ , MSWD = 3,9 ; voir Fig. 8.12d) et 293 ± 5 Ma (2σ , MSWD = 2,0 ; voir Fig. 8.12d). En intégrant à la fois les analyses discordantes et concordantes, deux âges intercepts, identiques aux âges concordants, de 311 ± 4 Ma (2σ , MSWD = 1,4 ; la droite de régression est ancrée à 0,8563, composition du $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ commun à 311 Ma d'après le modèle de Stacey et Kramers, 1975) et 289 ± 5 Ma (2σ , MSWD = 2,4 ; la droite de régression est ancrée à 0,8563, composition du $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ commun à 311 Ma d'après le modèle de Stacey et Kramers, 1975) peuvent être calculés (Fig. 8.12d).

2.3.2. Interprétation et discussion

Dans les quatre échantillons datés, les monazites définissent des âges comparables dans l'erreur de 301 ± 3 , 297 ± 5 , 296 ± 6 et 293 ± 5 Ma. Avec ces quatre échantillons, il est ainsi possible de calculer un âge moyen pondéré de 298 ± 5 Ma. Cet âge est significativement différent de l'âge de mise en place du granite de Lizio de 316 ± 6 Ma. Un tel âge de ca. 300 Ma obtenu sur les monazites est difficile à réconcilier avec l'histoire du granite de Lizio. En effet, des analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ réalisées sur des grains de muscovite ont montré que le système K-Ar dans ces grains est passé sous sa température de fermeture (ca. 450-500°C) à 311-308 Ma (voir chapitre 4). Dans les veines étudiées à La Villelder et Quily, la composition chimique des muscovites ainsi que le $\delta^{18}\text{O}$ du quartz suggèrent que les veines se sont formées à une température assez élevée aux alentours de 400-450°C. Quelques analyses de monazites définissent un âge concordant de 311 ± 5 Ma dans l'échantillon PLI05b. Cet âge est comparable aux âges de mise en place et de refroidissement du granite de Lizio, et peut donc dater la formation des veines à Qz + Tur et l'altération du granite aux épontes de ces veines.

L'âge principal obtenu sur les monazites de Quily et Plinet durant cette étude, de ca. 300 Ma, ne date donc probablement pas la formation des veines et de la minéralisation

stannifère associée. Cette interprétation est renforcée par l'âge de 301 ± 3 Ma obtenu sur l'échantillon QUI01, justement sélectionné pour son absence de veines, et qui ne montre pas d'évidence nette d'interaction avec des fluides. Il faut donc considérer qu'un événement fluïdo-thermique tardif a probablement eu lieu à la fin du Carbonifère et remis à zéro les monazites dans la majorité des échantillons, sans toutefois affecter les caractères pétrographiques du granite, le chronomètre K-Ar ou les compositions isotopiques de l'oxygène des minéraux.

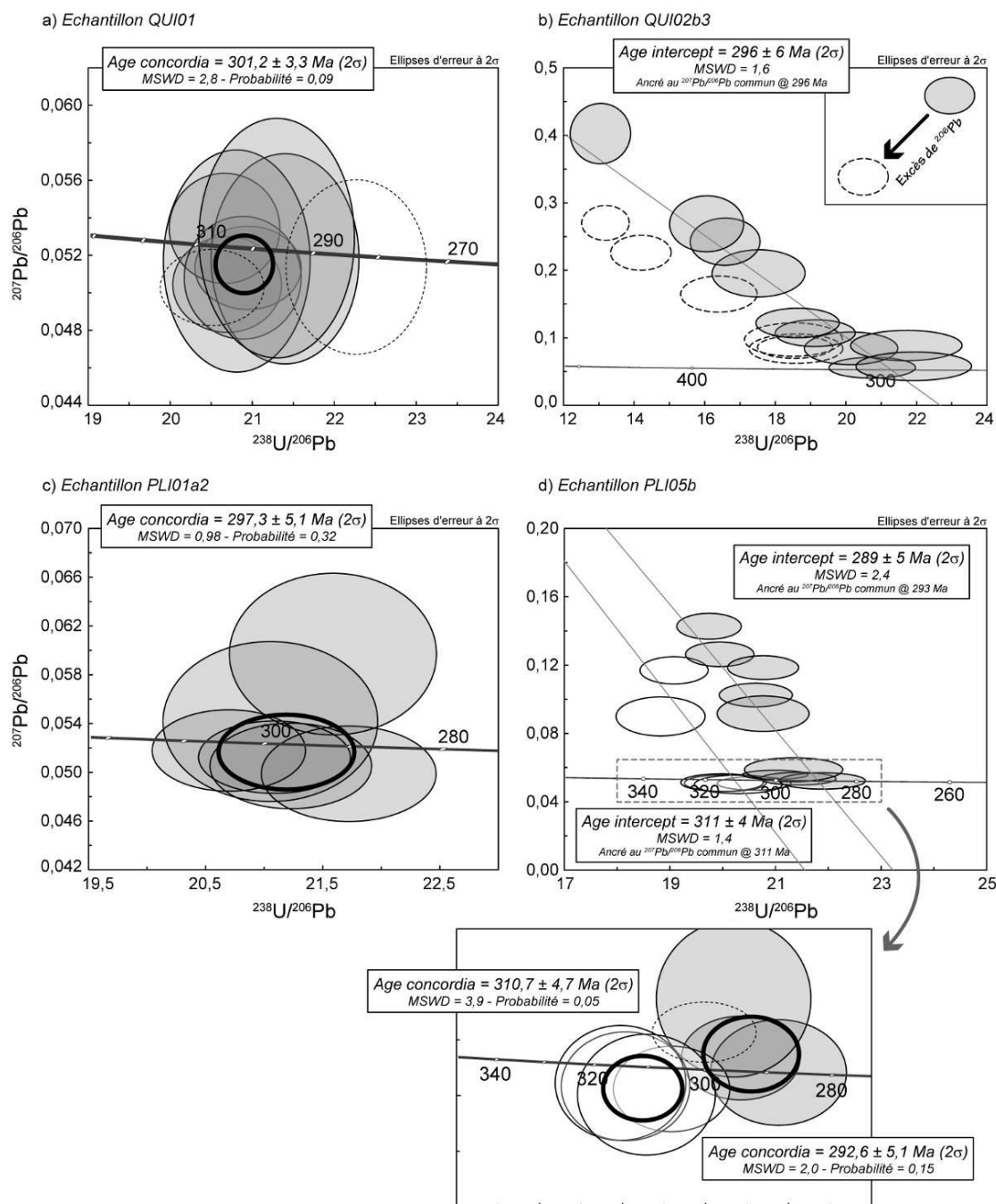


Figure 8.12 : Diagrammes Terra-Wasserburg présentant les résultats des datations U-Pb sur les monazites des échantillons QUI01 (a), QUI02b3 (b), PLI01a2 (c) et PLI05b (d).

3. Les minéralisations poly-métalliques de Saint-Aubin-des-Châteaux⁶

La carrière de Saint-Aubin-des-Châteaux exploite la formation Ordovicienne inférieure du Grès Armoricaïn (Fig. 8.13). Dans cette carrière, une altération hydrothermale épigénétique a affecté un niveau à oolithes de fer intercalé dans la formation du Grès Armoricaïn. L'altération hydrothermale a provoqué la cristallisation de lentilles de sulfures massifs dans le niveau ferreux. Ces lentilles sont spatialement associées à des failles décrochantes. Après la cristallisation de ces sulfures massifs (Stage 1 à Fe-As dans la Table 8.2), une importante fracturation a permis le dépôt de métaux de base (Stage 2 dans la Table 8.2) et de paragenèses à Pb-Sb-Au (Stage 3 dans la Table 8.2) dans des veines.

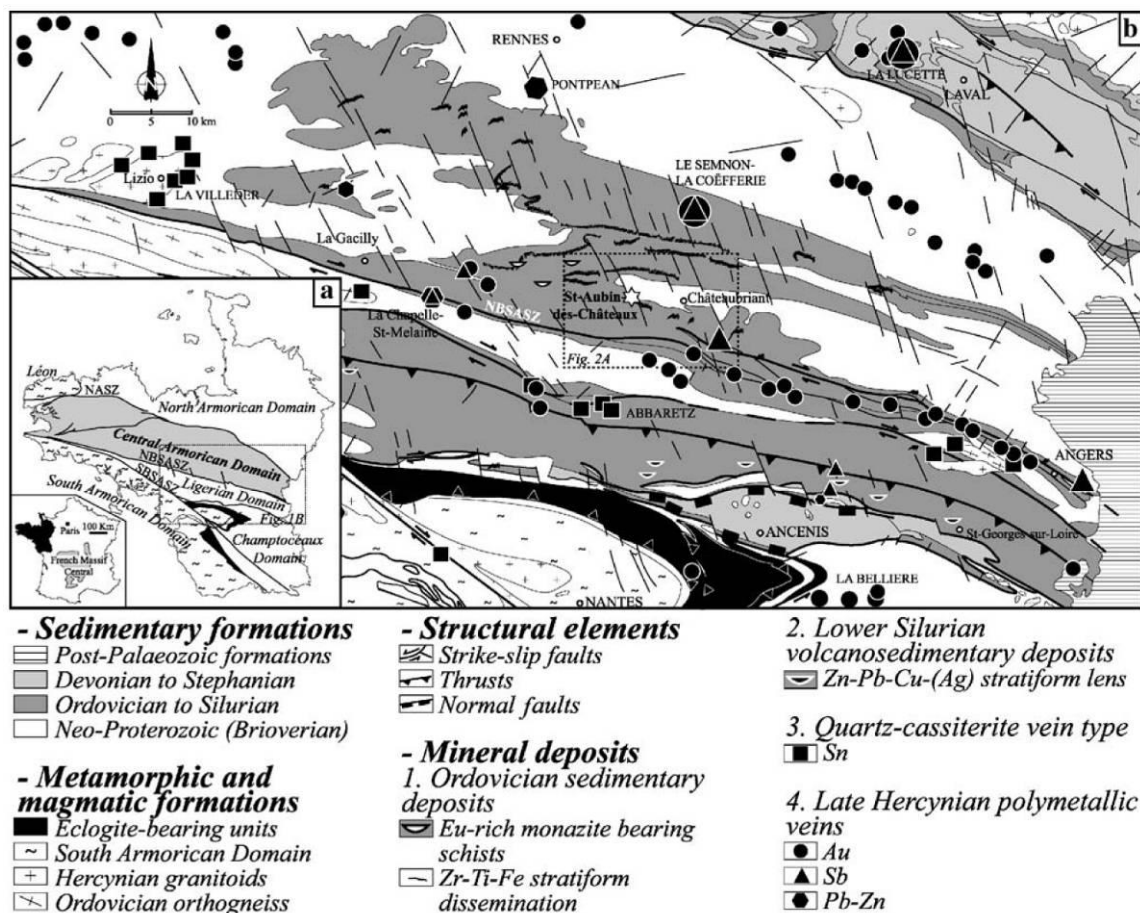


Figure 8.13 : Carte géologique simplifiée de la partie est du Massif Armoricaïn représentant la localisation de la carrière de Saint-Aubin-des-Châteaux, ainsi que les minéralisations majeures de la région (extrait de Gloaguen et al., 2007).

⁶ La minéralisation en métaux de base-As-Sb-Au de la carrière de Saint-Aubin-des-Châteaux a fait l'objet d'une étude détaillée par E. Gloaguen et al. (*Palaeozoic oolitic ironstone of the French Armorican Massif: a chemical and structural trap for orogenic base metal-As-Sb-Au mineralisation during Hercynian strike-slip deformation*) publiée dans *Mineralium Deposita* en 2007. L'introduction de cette partie reprend le résumé de cet article, qui présente les principales caractéristiques qui nous intéressent ici.

Table 8.2 : Séquence paragenétique de la minéralisation de Saint-Aubin-des-Châteaux (extrait de Gloaguen et al., 2007).

		Diagenesis	Pre-ore stage metamorphic?	Stage 1 Massive sulphidation	Stage 2 Polymetallic stage	Stage 3 Gold-Sulfosalts stage	Stage 4 Late carbonate stage
Mineral			Si-Al-Fe	As	Cu-Zn	Pb-Sb-Au	FeS-carbonates
Sulphides and sulfosalts	Arsenopyrite			█			
	Pyrite			█	█		
	Marcasite			█			
	Pyrrhotite			█			
	Chalcocopyrite				█		
	Sphalerite				█		
	Galena				█		
	Boulangerite					█	
	Bourmonite					█	
	Tetrahedrite					█	
Elements	Electrum					█	
	Graphite			█			
Oxides	Quartz ^a		█	█		█	█
	Rutile ^a	█					
	Ilmenite ^a						
Silicates ^b	Zircon ^a			█			
	Chamosite	█	█	█		█	
	Berthierine				█		
	Tourmaline					█	
	White mica					█	
	Dickite					█	
Carbonates	Siderite	█	█	█			
	Calcite						█
	Dolomite						█
Phosphates ^c	Fluorapatite	█	█	█			
	Lulzacite			█			
	Goyazite				█		
	Pretulite				█		
	Xenotime-(Y) ^d						
Monazite-(Ce) ^{d a}							

^aMinéraux détritiques.

^bD'autres silicates ont été décrits dans les faciès ferreux de bas grade métamorphique du Domaine Centre Armoricaïn (Chauvel, 1971) mais n'ont pas été observés dans la carrière.

^cLa minéralogie détaillée des phosphates et des zircons est donnée dans Moëlo et al. (2002).

^dLe timing exact de cristallisation du xénotime et de la monazite reste incertain.

L'analyse de la déformation a permis à Gloaguen et al. (2007) d'identifier des structures développées par incréments de déformation en cisaillement simple dextre, compatibles avec la déformation régionale qui a affecté le Domaine Centre Armoricaïn durant le Carbonifère. Chaque incrément correspond à un jeu de fractures remplies avec une paragenèse spécifique, les venues hydrothermales successives enregistrant la rotation horaire de la direction horizontale de raccourcissement (Fig. 8.14).

Les géothermomètres basés sur la composition chimique de la chlorite et de l'arsénopyrite suggèrent que les fluides ayant circulé durant le premier stade de cristallisation de sulfures massifs étaient relativement chauds (390-350°C, estimation maximale). Les stades suivants sont caractérisés par une diminution significative de la température. La composition isotopique du Pb des galènes implique une source de Pb similaire à chaque stade qui correspondrait à celle du socle Briovérien sous-jacent.

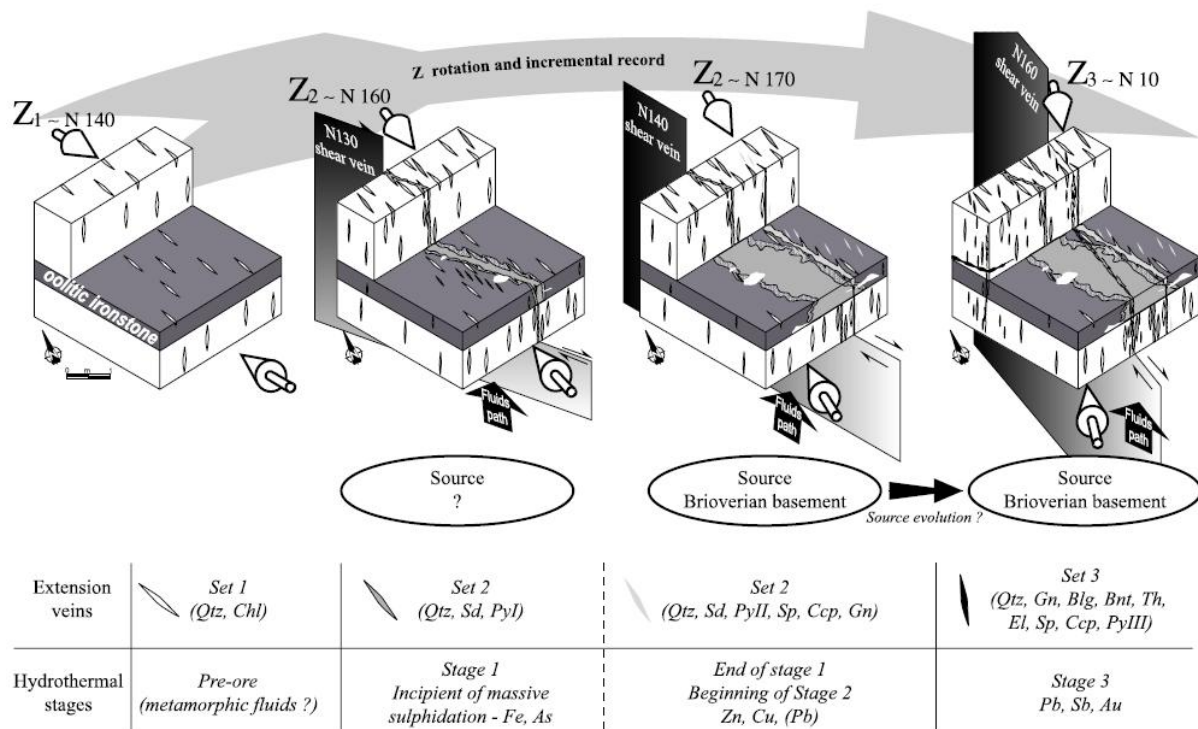


Figure 8.14 : Modèle proposé par Gloaguen et al. (2007) pour expliquer les circulations de fluides et la minéralisation dans la carrière de Saint-Aubin-des-Châteaux.

Selon Gloaguen et al. (2007), les données structurales et la composition isotopique en Pb des galènes plaident pour un âge antérieur à 310 Ma pour le premier stade de cristallisation de sulfures massifs. Le dernier stade de minéralisation en Au, notamment, apparaît compatible avec un âge classique tardi-Varisque (310-300 Ma). Néanmoins, des datations absolues portant sur la minéralisation de Saint-Aubin-des-Châteaux ont été réalisées dans cette étude, avec pour objectif de caler sa mise en place dans l'histoire géologique régionale.

3.1. Datation U-Pb de la minéralisation

3.1.1. Minéraux datés

Plusieurs échantillons ont été collectés dans les niveaux riches en fer du Grès Armoricaïn. Ces niveaux riches en fer sont essentiellement composés de sidérite et de chlorite et présentent localement des concentrations très importantes de fluorapatite riches en Sr (jusqu'à 4 pds.% SrO d'après Chauvel et Phan, 1965) et de sulfures (Fig. 8.15). La matière organique et le graphite sont disséminés dans la masse et sont responsables de la couleur noire de la roche (Fig. 8.15). De nombreux zircons (Zrn) détritiques parsèment la matrice chloriteuse. L'une des caractéristiques de ces échantillons est la présence ubiquiste de phosphates. La deuxième occurrence mondiale de prétéulite (Ptl), un phosphate de scandium

ScPO_4 , y a par exemple été décrite par Moëlo et al. (2002). Le xénotime (Xnt), phosphate d'yttrium YPO_4 , est également présent. Ces deux minéraux se sont développés en surcroissance sur les zircons détritiques (Fig. 8.16), et constituent des cibles d'application de la méthode de datation U-Th-Pb. Enfin, quelques petites monazites (Mnz), généralement associées aux sulfures, ont été observées.

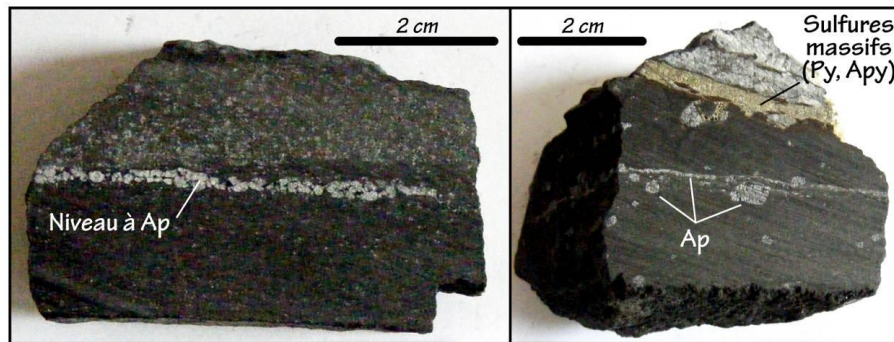


Figure 8.15 : Photos des échantillons des niveaux ferreux du Grès Armorica dans lesquels ont été réalisées les datations U-Pb.

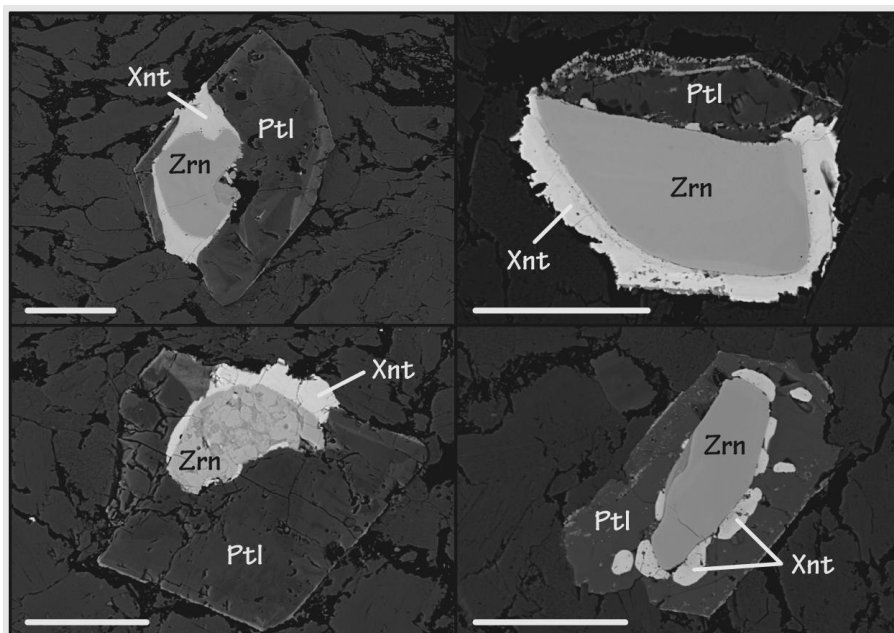


Figure 8.16 : Clichés MEB (électrons rétrodiffusés) illustrant l'association xénotime-prétulite en surcroissance sur les zircons détritiques. La barre d'échelle représente 50 μm .

Les observations au MEB montrent que la cristallisation des pré-tulites est plus tardive que celle des xénotimes (Fig. 8.16). Elles montrent également que plusieurs générations de xénotimes ont cristallisé, ce qui est marqué notamment par différentes textures (massive vs. poreuse ; Fig. 8.17 et voir aussi Moëlo et al., 2002). Sur la figure 8.17, il est possible d'identifier trois zones différentes de cristallisation : la première (Xnt1) est la plus sombre au

MEB et possède une texture poreuse ; la deuxième zone (Xnt2) présente des teintes de gris plus claires et ne semble pas poreuse ; la troisième zone (Xnt3) est encore plus claire et forme de petits lisérés en bordure de la surcroissance. Moëlo et al. (2002) ont décrit les mêmes textures et ont montré que ces différentes zones ont des compositions chimiques différentes. D'après ces auteurs, la teneur en Y du xénotime décroît du cœur vers la bordure de la surcroissance. Xnt2 est enrichi en Dy et Gd et appauvri en Er et Yb par rapport à Xnt1. Xnt3 a une composition chimique similaire à Xnt2 bien que légèrement enrichi en Sm et Eu. Ces trois générations de xénotime de compositions chimiques différentes, et dont les contacts sont nets, doivent donc être liées à trois épisodes fluïdo-thermiques distincts. Des datations U-Pb ponctuelles ont été réalisées par LA-ICP-MS sur toutes ces phases phosphatées afin d'essayer de contraindre leurs âges de cristallisation.

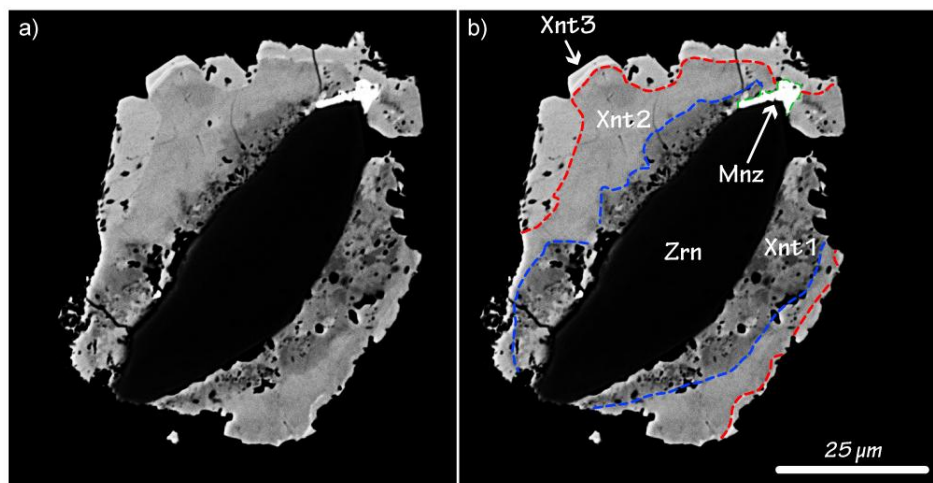


Figure 8.17 : Cliché MEB original (a) et interprété (b) illustrant les différentes générations de xénotime qui compose certaines surcroissances autour des zircons détritiques.

3.1.2. Résultats

Très peu de monazites, et de taille très limitée (20-40 μm) ont été observées, ce qui a limité le nombre d'analyses réalisées à 5. Parmi ces cinq points, trois s'alignent sur une droite de régression interceptant la concordia à 377 ± 11 Ma (2σ , MSWD = 1,9 ; la droite de régression est ancrée à 0,8608, composition du $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ commun à 375 Ma d'après le modèle de Stacey et Kramers, 1975 ; voir Fig. 8.18).

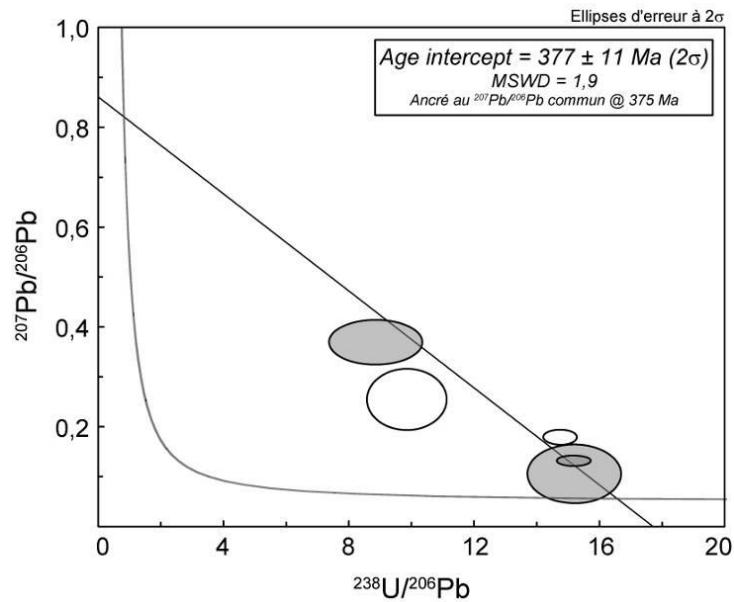


Figure 8.18 : Diagramme Terra-Wasserburg présentant les résultats des datations U-Pb sur les monazites de Saint-Aubin-des-Châteaux.

Les surcroissances de prétéulite étant pour certaines de taille considérable (Fig. 8.16), cela a permis de réaliser plus d'analyses U-Pb. Dans le diagramme Terra-Wasserburg, la plupart des points sont discordants (Fig. 8.19). Trois points permettent néanmoins de calculer un âge concordant à 376 ± 11 Ma (2σ , MSWD = 1,05 ; voir Fig. 8.19). A partir de ces trois points et de deux autres points discordants, il est possible de calculer un âge intercept de 371 ± 8 Ma (2σ , MSWD = 0,97 ; la droite de régression est ancrée à 0,8608, composition du $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ commun à 375 Ma d'après le modèle de Stacey et Kramers, 1975 ; voir Fig. 8.19). Cet âge est identique à l'âge moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de ces cinq points (Fig. 8.19), calculé à partir des dates individuelles $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, corrigées du Pb commun par la méthode ^{207}Pb (cette méthode considère que les âges « vrais » $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ et $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ sont concordants). Il faut néanmoins considérer cet âge avec prudence car les analyses LA-ICP-MS n'ont pas été standardisées avec une prétéulite standard (il n'en existe pas) mais avec une monazite, cela pouvant induire un effet de matrice (voir Partie Méthodologique).

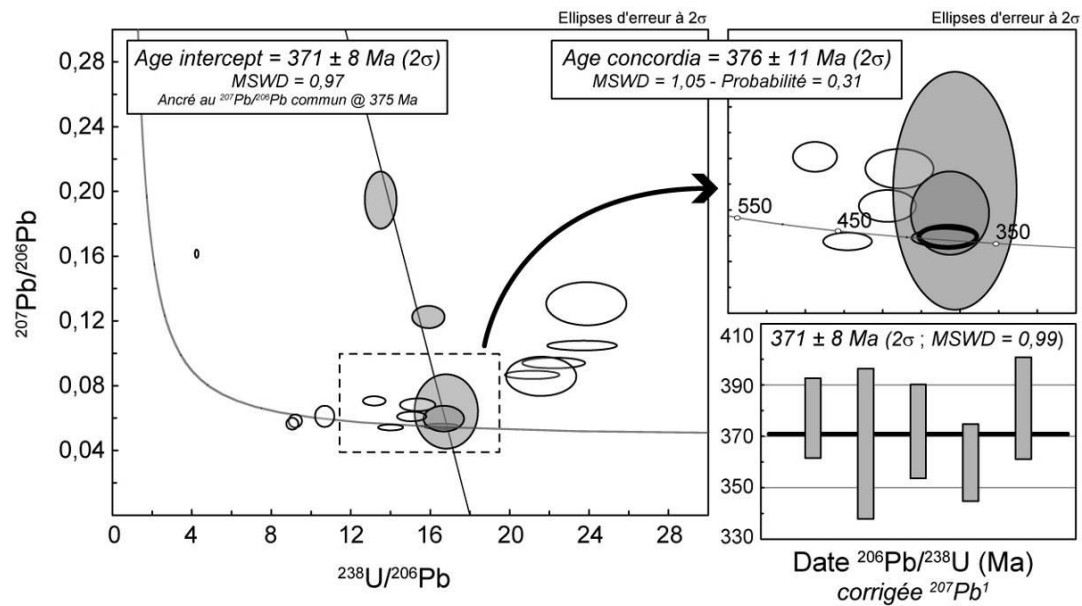


Figure 8.19 : Diagrammes Terra-Wasserburg, et de l'âge moyen pondéré, présentant les résultats des datations U-Pb sur les prétilites de Saint-Aubin-des-Châteaux.

¹L'âge moyen pondéré de 371 ± 8 Ma est calculé à partir des cinq dates $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ qui définissent la droite de régression, dates $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ corrigées du Pb commun par la méthode ^{207}Pb (détails dans le texte).

Les surcroissances de xénotime autour des zircons détritiques ont également été analysées. Deux sessions analytiques ont été réalisées, la première avec un ICP-MS mono-collecteur (Thermo Finnigan Element 2) et la deuxième avec un ICP-MS multi-collecteur (Thermo Finnigan Neptune). L'avantage de l'acquisition avec un ICP-MS multicollecteur est qu'il permet la mesure des masses 202 (^{202}Hg) et 204 (^{204}Hg et ^{204}Pb) précisément. Il est ainsi possible de connaître plus précisément la quantité de ^{204}Pb moyennant la connaissance du rapport $^{202}\text{Hg}/^{204}\text{Hg}$. Cela permet ainsi de corriger les rapports isotopiques mesurés sur des minéraux contenant du Pb commun à partir de la mesure de ^{204}Pb , et non en postulant la concordance des différents chronomètres.

La plupart des analyses obtenues lors la première session sont discordantes et présentent des degrés variables de contamination par le Pb commun. Quatre analyses concordantes définissent un âge concordant à 437 ± 12 Ma (2σ , MSWD = 0,1 ; voir Fig. 8.20). Au total, sur les dix-huit analyses, douze définissent un âge intercept identique de 437 ± 9 Ma (2σ , MSWD = 0,97 ; la droite de régression est ancrée à 0,8650, composition du $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ commun à 435 Ma d'après le modèle de Stacey et Kramers, 1975 ; voir Fig. 8.20).

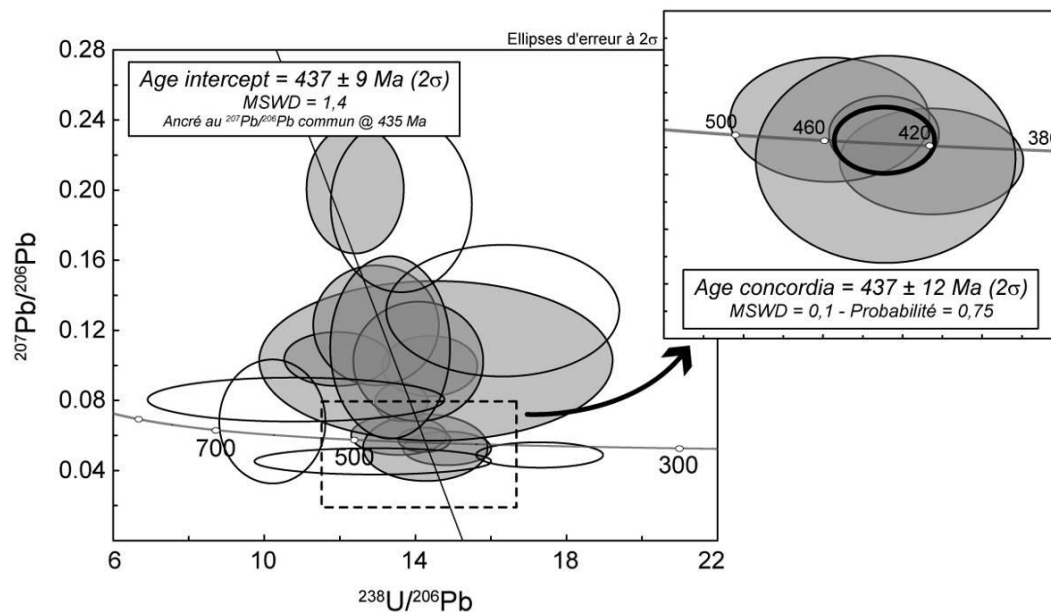


Figure 8.20 : Diagramme Terra-Wasserburg présentant les résultats des datations U-Pb, réalisées avec un ICP-MS mono-collecteur, sur les xénotimes de Saint-Aubin-des-Châteaux.

La deuxième série d'analyses en multicollecion a été réalisée par Kerstin Drost à l'Université de Bergen qui travaille sur les fondamentaux de la datation U-Th-Pb des xénotimes par LA-ICP-MS⁷. Seuls les âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ corrigées du Pb commun sont disponibles à l'heure actuelle. Les quatorze analyses définissent deux populations, constituées de six analyses chacune, avec deux âges significativement différents de 389 ± 7 (2σ , MSWD = 0,09 ; voir Fig. 8.21) et 338 ± 7 Ma (2σ , MSWD = 0,59 ; voir Fig. 8.21). Ces deux âges sont différents de l'âge de ca. 437 Ma obtenu lors de la première session, bien qu'une date $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de ca. 420 ± 15 Ma obtenue par ICP-MS multi-collecteur (Fig. 8.21) soit comparable.

3.2. Interprétation

Les images MEB montrent que trois générations de xénotimes ont cristallisé (Fig. 8.17). De façon intéressante, les âges U-Pb obtenus sur les phosphates des niveaux minéralisés du Grès Armoricaïn définissent trois populations à ca. 435 Ma (Xnt), ca. 385-375 Ma (Xnt, Mnz et Ptl) et ca. 340 Ma (Xnt). Typiquement, le xénotime qui cristallise en surcroissance sur des zircons détritiques est post-dépôt sédimentaire (Rasmussen, 2005).

⁷ Cette étude fait actuellement l'objet de l'écriture d'un article par Kerstin Drost, auquel je participe, dans lequel les données complètes (images MEB, composition chimique, données U-Th-Pb) obtenues sur les xénotimes de Saint-Aubin-des-Châteaux seront intégrées.

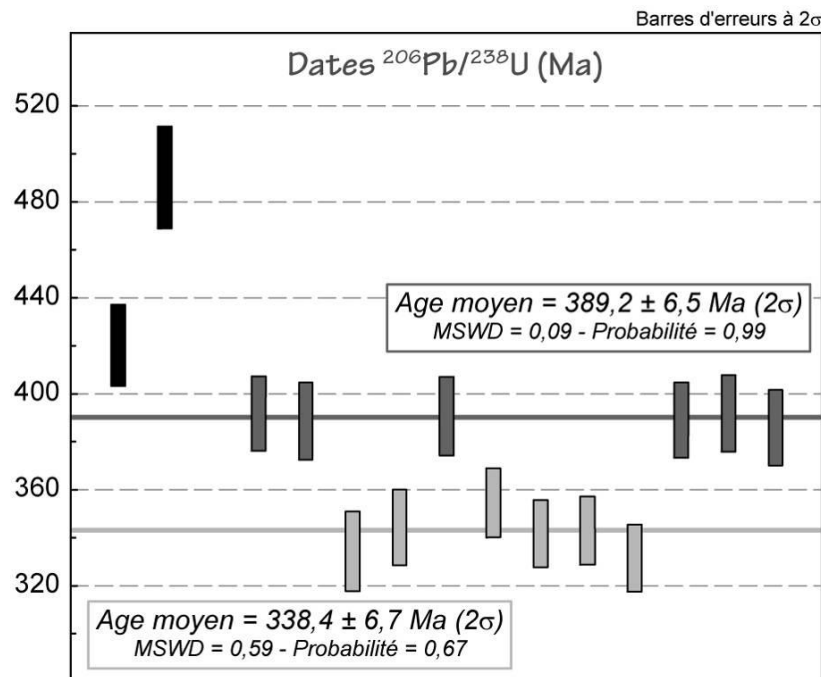


Figure 8.21 : Dates $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ corrigées du Pb commun obtenues lors de la série d'analyse par ICP-MS multi-collecteur. Ces dates définissent deux populations avec deux âges significativement différents.

Le dépôt de la formation du Grès Armoricaïn est considéré comme datant de l'Arenig (Ordovicien inférieur), étage maintenant appelé le Floian et qui s'étend de $478,6 \pm 1,7$ Ma à $471,8 \pm 1,6$ Ma (Gradstein et al., 2004). L'âge le plus vieux obtenu sur certains xénotimes est ainsi environ 40 Ma plus jeune que l'âge du dépôt des sédiments, rendant improbable une cristallisation durant la diagenèse précoce ; nous favorisons une hypothèse où la croissance du xénotime a lieu en réponse à une circulation de fluides localisée le long des discontinuités structurales (limites de bancs) vers 435 Ma. De nouveaux épisodes de circulation de fluides, enregistrés à 385-375 Ma et 340 Ma, ont ensuite eu lieu. Il faut maintenant confronter ces âges à l'évolution tectonique connue du Massif Armoricaïn à l'époque, et en discuter le bien fondé.

3.3. Timing de la minéralisation

Dans le Massif Armoricaïn, un âge de 440-430 Ma n'est relié à aucun événement tectonique ou thermique majeur. En revanche, de tels âges ont été identifiés récemment lors d'analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur des muscovites détritiques dans les formations dévoniennes et carbonifères du bassin d'Ancenis, situé à environ 80 km au Sud-Est de Saint-Aubin-des-Châteaux (Ducassou, 2010 ; Ducassou et al., en préparation). Ces auteurs ont également daté les zircons détritiques présents dans ces formations mais n'ont pas trouvé de tels âges, ce

qu'ils ont interprété comme étant le signe d'un événement métamorphique modéré ayant provoqué la (re)-cristallisation des muscovites mais n'ayant provoqué ni réouverture du système U-Pb dans les zircons ni (re)-cristallisation de ces derniers. Cet épisode métamorphique serait à relier à une phase de subduction, mais il n'existe pas plus de contraintes à l'heure actuelle. Cet événement métamorphique à ca. 440-430 Ma pourrait être à l'origine de la première phase de cristallisation de xénotime dans la formation du Grès Armoricaïn.

L'âge à 385-375 Ma a été obtenu à la fois sur les xénotimes, les monazites et les prétilites. Cet âge date donc un épisode important de cristallisation de phosphates. Un important événement métamorphique, associé à la fusion partielle de la croûte, a probablement eu lieu à cette époque. Berger et al. (2010) ont par exemple daté par LA-ICP-MS des zircons d'une unité éclogitique de ultra-haute pression du Limousin. Ils ont obtenu des âges de 412 ± 10 Ma et 382 ± 7 Ma qu'ils attribuent respectivement à l'épisode de ultra-haute pression et à une remise à zéro ultérieure du fait d'un épisode de fusion partielle, bien connu dans la région du Limousin mais également dans le Sud-Est du Massif Armoricaïn (e.g. Faure et al., 2008). Cet épisode de fusion partielle généralisée de la croûte Varisque a vraisemblablement induit des circulations de fluides à grande échelle, possiblement responsables de la cristallisation des phosphates dans la formation du Grès Armoricaïn.

Enfin, l'âge le plus jeune de ca. 340 Ma obtenu sur les xénotimes est également connu dans la région. Pitra et al. (2010) ont obtenu des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ similaires sur muscovite et biotite dans le complexe de Champtoceaux. Ces auteurs interprètent ces âges comme résultant du chevauchement des unités allochtones supérieures chaudes sur les unités allochtones inférieures et moyennes plus froides, induisant le développement d'un gradient métamorphique inverse. Ducassou (2010) et Ducassou et al. (en préparation) ont également identifié une population de muscovites détritiques avec un âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de ca. 350-340 Ma. Ces auteurs attribuent l'origine de ces muscovites au complexe de Champtoceaux. Une fois encore, cet événement tectonique est susceptible d'avoir entraîné la mise en circulation de fluides qui ont provoqué la (re)-cristallisation de xénotime dans la formation du Grès Armoricaïn. Les images MEB montrent que la croissance de la prétilite semble plus tardive que celle du xénotime (Fig. 8.16). Cet épisode daté à 340 Ma sur les xénotimes uniquement n'a donc pas pu induire la cristallisation d'une nouvelle génération de xénotime mais a plutôt provoqué la recristallisation et la remise à zéro du système U-Pb dans des xénotimes pré-existants.

D'après la séquence paragenétique (Table 8.2), le xénotime cristallise depuis la diagenèse et le métamorphisme jusqu'au stade 1, la monazite pendant la diagenèse et le stade 1, et la prétéulite durant le stade 1. Le stade 1 de cristallisation de sulfures massifs est ainsi le moment durant lequel les trois phosphates pourraient cristalliser. Les datations U-Pb réalisées sur ces trois phosphates donnent un âge commun vers 385-375 Ma. Cet âge pourrait ainsi être celui de la cristallisation de sulfures massifs (stade 1). L'âge le plus jeune de ca. 340 Ma obtenu sur les xénotimes pourrait lui dater le stade 2 de minéralisation en Zn, Cu et Pb. D'après Gloaguen et al. (2007), ces minéralisations précipitent dans des veines compatibles avec une orientation de la contrainte principale de raccourcissement autour de N170° (Fig. 8.22a). Dans leur étude sur l'histoire tectonique du Massif Armoricain, Gumiaux et al. (2004) propose que cette orientation de la contrainte principale autour de N170° remonte à la période 355-345 Ma (Fig. 8.22a). Il est donc cohérent de considérer l'âge de ca. 340 Ma obtenu sur les xénotimes comme datant le stade 2. Aucune donnée radiométrique ne daterait ici le stade 3 de minéralisation en Au. L'orientation des veines associées à ce stade 3 est compatible avec une orientation de la contrainte principale vers N010° (Fig. 8.22b), orientation que Gumiaux et al. (2004) attribue à l'époque 310-300 Ma (Fig. 8.22b).

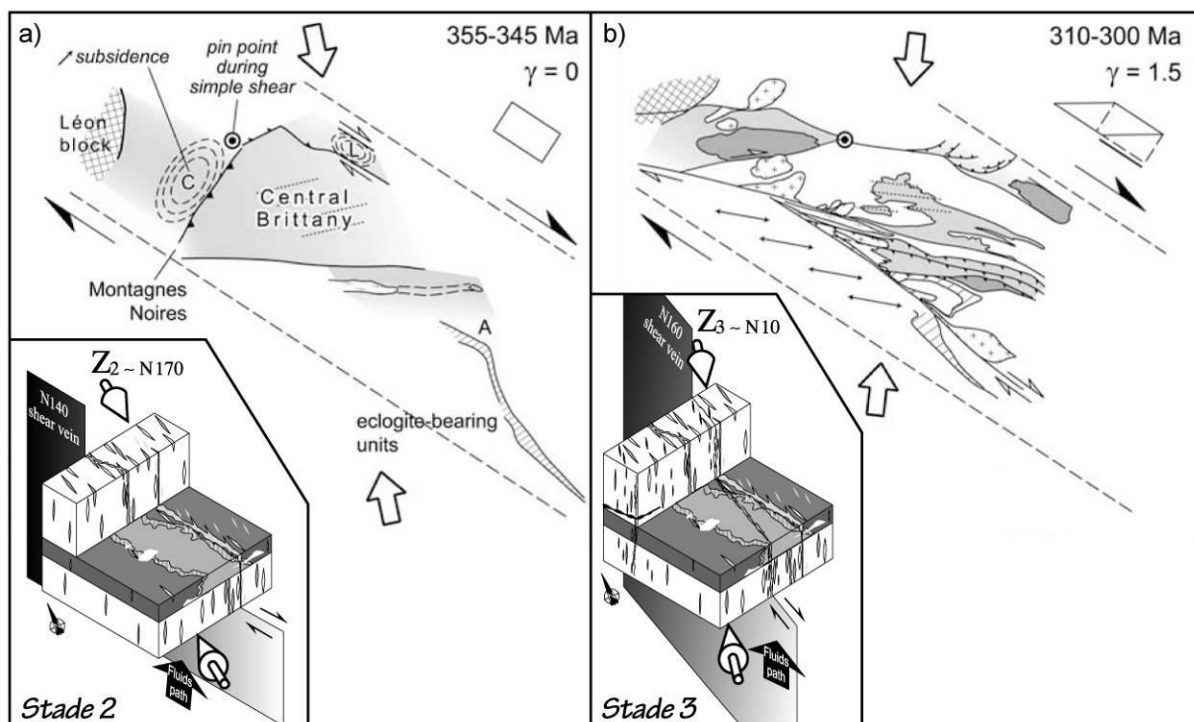


Figure 8.22 : Schémas illustrant l'orientation de la contrainte principale de raccourcissement dans le Domaine Centre Armoricain au Carbonifère inférieur (a) et au Carbonifère supérieur (b) d'après Gumiaux et al. (2004). Les encarts représentent l'orientation des veines minéralisées et de la contrainte principale de raccourcissement associée, durant les stades 2 (a) et 3 (b) de la minéralisation de Saint-Aubin-des-Châteaux (d'après Gloaguen et al., 2007).

4. Intégration à l'échelle régionale

La branche nord du Cisaillement Sud Armoricaïn (CSA) offre une coupe dans la croûte continentale, depuis des domaines supracrustaux à l'Est, composés de sédiments peu métamorphiques, jusqu'à des domaines de croûte moyenne à inférieure à l'Ouest (Fig. 8.23).

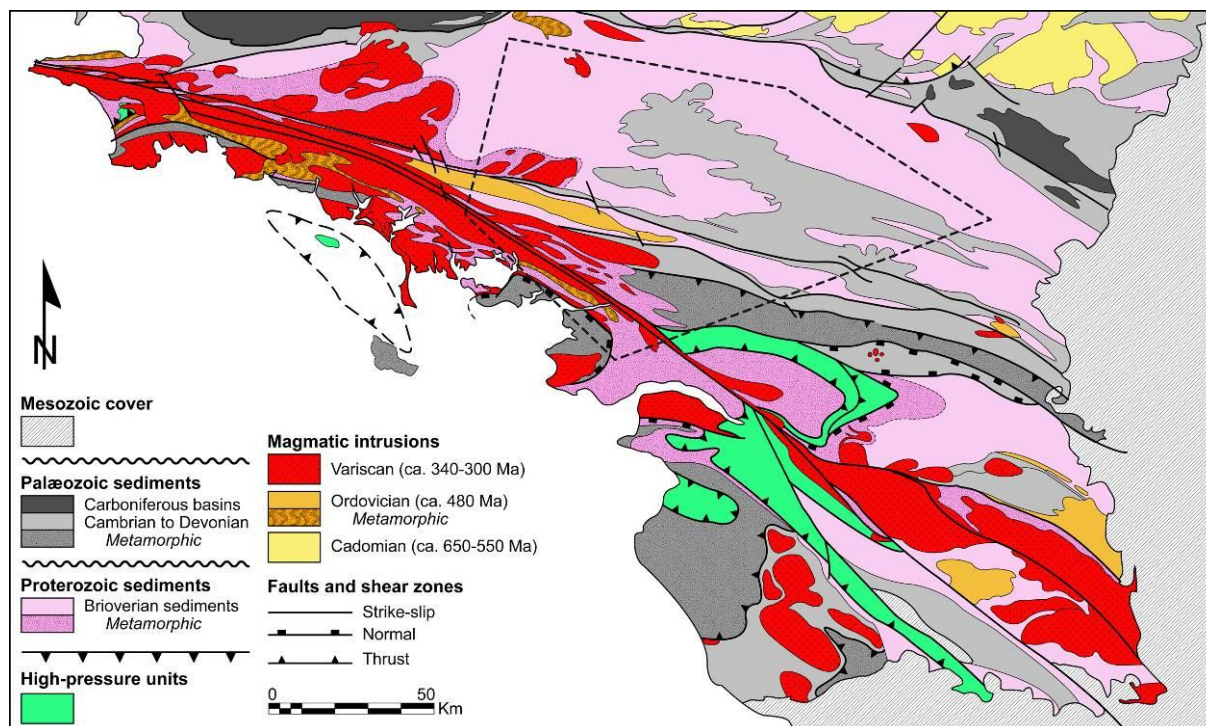


Figure 8.23 : Carte géologique simplifiée de la partie sud du Massif Armoricaïn. Le trapèze en pointillés matérialise la zone présentée sur la figure 8.24.

L'une des caractéristiques de cette coupe est la présence de minéralisations de natures variées (Fig. 8.24). La minéralisation stannifère du granite de Lizio et la minéralisation polymétallique de Saint-Aubin-des-Châteaux en sont deux exemples. Le long du CSA, on trouve également plusieurs indices minéralisés en Au (e.g. Beslé) et Sb (e.g. Erbray). D'autres minéralisations en Sb (e.g. Le Semnon) ou Pb-Zn (e.g. Pont-Péan, La Telhaie) se sont formées dans la couverture sédimentaire Paléozoïque, et sont plus éloignées du CSA.

Dans une telle portion de croûte, les sources de fluides sont potentiellement nombreuses (Fig. 8.25) et les interactions entre les différents types de fluide complexes. Des granites peralumineux de type Lizio, résultant de la fusion partielle de métasédiments, remontent dans la croûte. Ces granites sont typiquement riches en fluides dissous (> 5 pds.%, Holtz et al., 2001). Lorsque la pression environnante diminue du fait de la remontée du magma puis lorsque la quantité de liquide granitique diminue du fait de sa cristallisation progressive, ces fluides dissous sont expulsés.

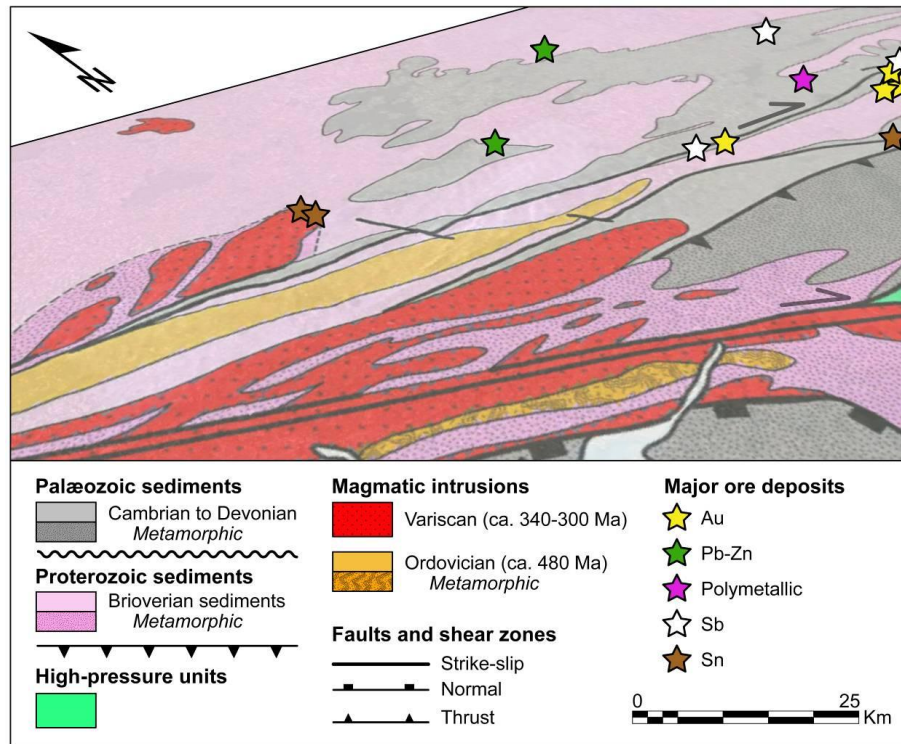


Figure 8.24 : Vue oblique de l'ensemble granite de Lizio – couverture sédimentaire présentant les principaux indices minéralisés (d'après Méloux et al., 1979).

D'autres fluides peuvent s'infiltrer depuis la surface et circuler dans la croûte à cause de gradients topographiques par exemple. Les zones de déformation intense localisent également les circulations de fluides, du fait de l'accroissement de la perméabilité induit par la déformation. Tous ces fluides transportent potentiellement des éléments qu'ils ont lessivés préalablement, qui précipitent lors d'un changement des conditions environnantes (pression, température, état d'oxydation...).

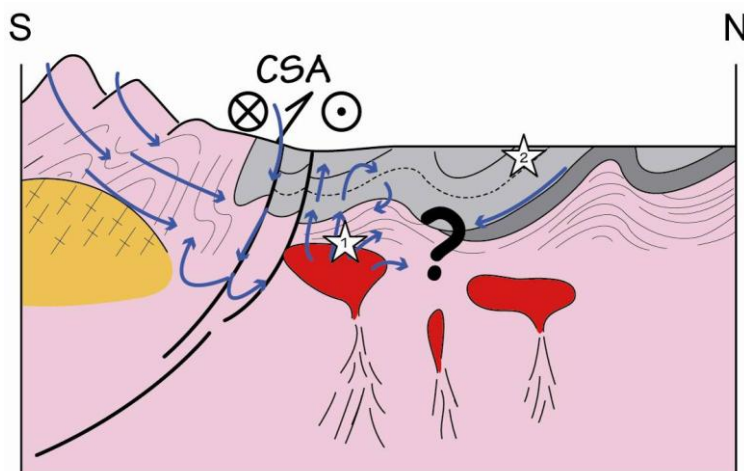


Figure 8.25 : Coupe schématique présentant les différentes sources de fluides mis en jeu à l'échelle de la croûte supérieure (le modèle n'est pas à l'échelle). Des minéralisations en Sn sont associées aux granites peralumineux (1), tandis que la couverture sédimentaire est caractérisée par des minéralisations en Pb, Zn, Au ou Sb par exemple (2). La figure ne présage pas de la synchronicité entre les deux minéralisations.

Les données géochronologiques obtenues sur le granite de Lizio et ses minéralisations stannifères ainsi que sur Saint-Aubin-des-Châteaux excluent au premier ordre une synchronicité et donc un lien de parenté entre les deux événements. En effet, aucun âge plus jeune que ca. 340 Ma n'a été obtenu sur Saint-Aubin-des-Châteaux alors que l'âge maximum de la minéralisation en étain autour du granite de Lizio correspond à l'âge du granite lui-même, c'est-à-dire 316 ± 6 Ma. La déformation et la métasomatose du granite de Lizio le long du CSA ne peut constituer la source des métaux de base que l'on retrouve minéralisés à Saint-Aubin-des-Châteaux (e.g. Pb, Zn).

Dans les mylonites du CSA, nous avons daté la précipitation de carbonates vers 300 Ma (voir chapitre 6), au moment même de l'infiltration d'eau météorique dans le CSA. La composition isotopique du carbone de ces carbonates est homogène ($\delta^{13}\text{C}$ de -8,6 à -11,2‰) et correspond à une composition isotopique crustale, non spécifique. Le $\delta^{13}\text{C}$ de la dolomite des veines de la carrière de Quily est identique (-9,2 à -10,8‰), les $\delta^{18}\text{O}$ sont proches et les températures de précipitation estimées comparables ; cette dolomite a ainsi vraisemblablement précipité dans des conditions, et à partir de fluides similaires, que les carbonates précipités dans les mylonites du CSA. A Saint-Aubin-des-Châteaux, le tableau paragénetique indique la précipitation de carbonates durant le dernier stade (calcite et dolomite, Table 8.2), après le stade de dépôt de la paragenèse Sb-Au. En attendant de mesurer la composition isotopique en O et C de ces carbonates, afin d'en établir la possible parenté avec les carbonates disséminés dans les mylonites et dans les veines de Quily, nous pouvons proposer que la carbonatation soit d'extension régionale, développée en contexte tardi-hercynien. L'âge U-Pb moyen de 298 ± 5 Ma obtenu sur les monazites des échantillons de Quily et Plinet pourrait dater cet épisode de précipitation de dolomite.

Les âges obtenus sur les phosphates de Saint-Aubin-des-Châteaux ne semblent pas dater l'épisode à Sb-Au. Gloaguen et al. (2007) ont proposé que cet épisode à Sb-Au se situe entre 310 et 300 Ma en se basant sur l'orientation des veines et en la comparant aux contraintes tectoniques régionales (Fig. 8.22). Cette période 310-300 Ma correspond au pic métallifère dans le Massif Central, notamment pour le dépôt des minéralisations Au-Sb (Bouchot et al., 2005). Vallance et al. (2004) ont étudié la minéralisation aurifère du Moulin de Chéni situé dans le district de Saint-Yrieix (Massif Central). Là-aussi, un stade tardif de cristallisation de quartz en peigne et de dolomite dans les failles suit immédiatement le stade de minéralisation aurifère. L'étude des inclusions fluides et la composition isotopique de ce quartz tardif associé à la dolomite suggèrent que cet assemblage Qz + Dol ait précipité à 150-

210°C à partir d'une eau météorique infiltrée depuis la surface ($\delta^{18}\text{O} = 0,3-3,0\text{‰}$; Vallance et al., 2004). La précipitation tardive de carbonates après la minéralisation aurifère semble être un phénomène commun à de nombreux gisements aurifères du Massif Central ; toujours dans le district de Saint-Yrieix, Bouchot et al. (1989) et Touray et al. (1989) ont décrit de la dolomite ferrifère dans des veines de quartz tardives. Dans le bassin de Villeranges, les dépôts aurifères présentent notamment de l'ankérite, précipitée vers 175°C (Boiron et al., 1989).

En résumé, il apparaît donc que dans les massifs Varisques français, des paragenèses à carbonates succèdent aux minéralisations aurifères. A l'échelle de la chaîne Varisque européenne, Boiron et al. (2003) ont proposé un modèle expliquant l'origine des minéralisations aurifères (Fig. 8.26).

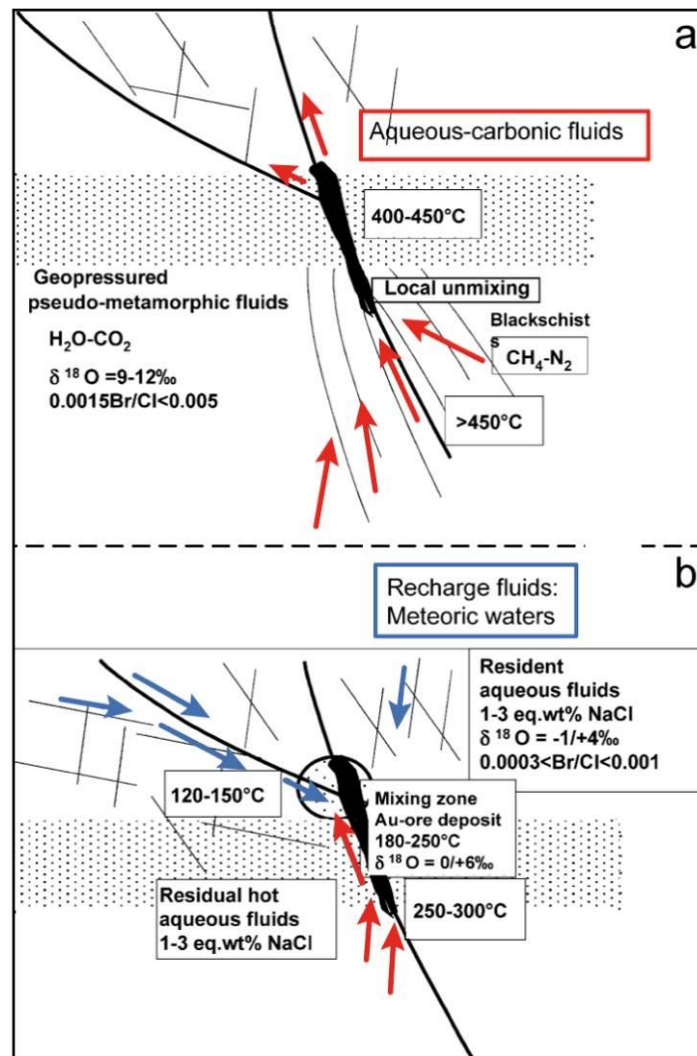


Figure 8.26 : Modèle de formation en deux temps des minéralisations aurifères dans la chaîne Varisque européenne, d'après Boiron et al. (2003). La première étape (a) consiste en une remontée de fluides « métamorphiques » contenant l'or le long de failles. La deuxième étape (b) voit le mélange de ces fluides avec des fluides infiltrés depuis la surface, processus responsable du dépôt de l'or.

Les fluides précoces en équilibre avec l'encaissant métamorphique circulent vers la surface dans des fractures, et y précipitent de la silice sous forme de quartz. Ces fluides ont pu interagir avec de larges volumes de croûte, récupérer des quantités importantes d'or et les transporter vers les failles. Ces failles ont eu une longue période d'activité et ont fini par mettre en connexion ce réservoir de fluides métamorphiques avec des fluides météoriques infiltrés depuis la surface. Le mélange de ces deux types de fluides, accompagné d'une chute de la température et de la pression, a provoqué une diminution de la solubilité de l'or qui s'est retrouvé piégé au niveau de sulfures précoces. Les deux paramètres clés d'un tel modèle sont ainsi l'infiltration d'eau météorique depuis la surface et son mélange avec des fluides métamorphiques, potentiellement produits du fait de l'exhumation de la croûte profonde. Cela a lieu autour de 300 Ma, âge qui caractérise le dépôt de l'or. Les carbonates que nous documentons ici à travers le Massif Armoricaïn peuvent représenter la continuation immédiate de ce système et enregistrer la fin de l'activité hydrothermale Varisque.

Chapitre 9

Implications tectoniques

1. Introduction

Dans ce chapitre, nous allons tenter, dans un premier temps, d'intégrer les différents événements datés dans leur cadre tectonique global. Pour cela, il est indispensable de s'intéresser à l'évolution de la chaîne Varisque à une plus grande échelle que la seule échelle du Massif Armoricain. Une discussion plus spécifique à l'arc Ibéro-Armoricain et au domaine Sud Armoricain conclura ce chapitre.

En Europe, les terrains de la chaîne Varisque affleurent principalement dans la partie occidentale de l'Espagne, dans le Massif Armoricain, le Massif Central en France et en Bohême (Fig. 9.1). Dans ces différents massifs, plusieurs terrains ont été reconnus (voir Ballèvre et al., 2009 pour le Massif Armoricain ; Martínez Catalán et al., 2007 pour le Massif Ibérique ; Franke, 2000 pour le Massif de Bohême) et plusieurs auteurs ont proposé une corrélation entre eux (e.g. Ballèvre et al., 1992, 2009 ; Franke, 2000 ; Martínez Catalán et al., 2007 ; Matte, 1986, 2001). La figure 9.2, re-dessinée d'après Ballèvre et al. (2009, 2011) et Martínez Catalán et al. (2007), présente la corrélation globale entre les différents terrains qui va nous servir de base pour la suite de ce chapitre.

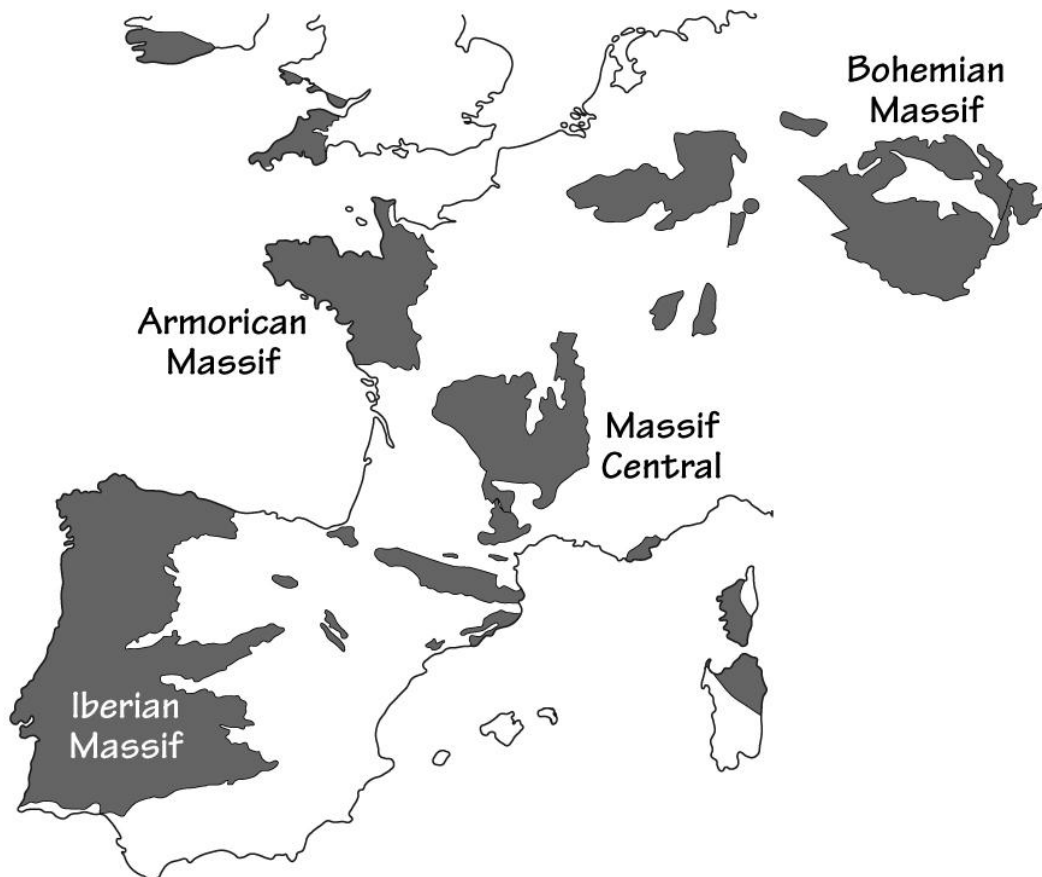


Figure 9.1 : Localisation des restes de la chaîne Varisque en Europe occidentale.

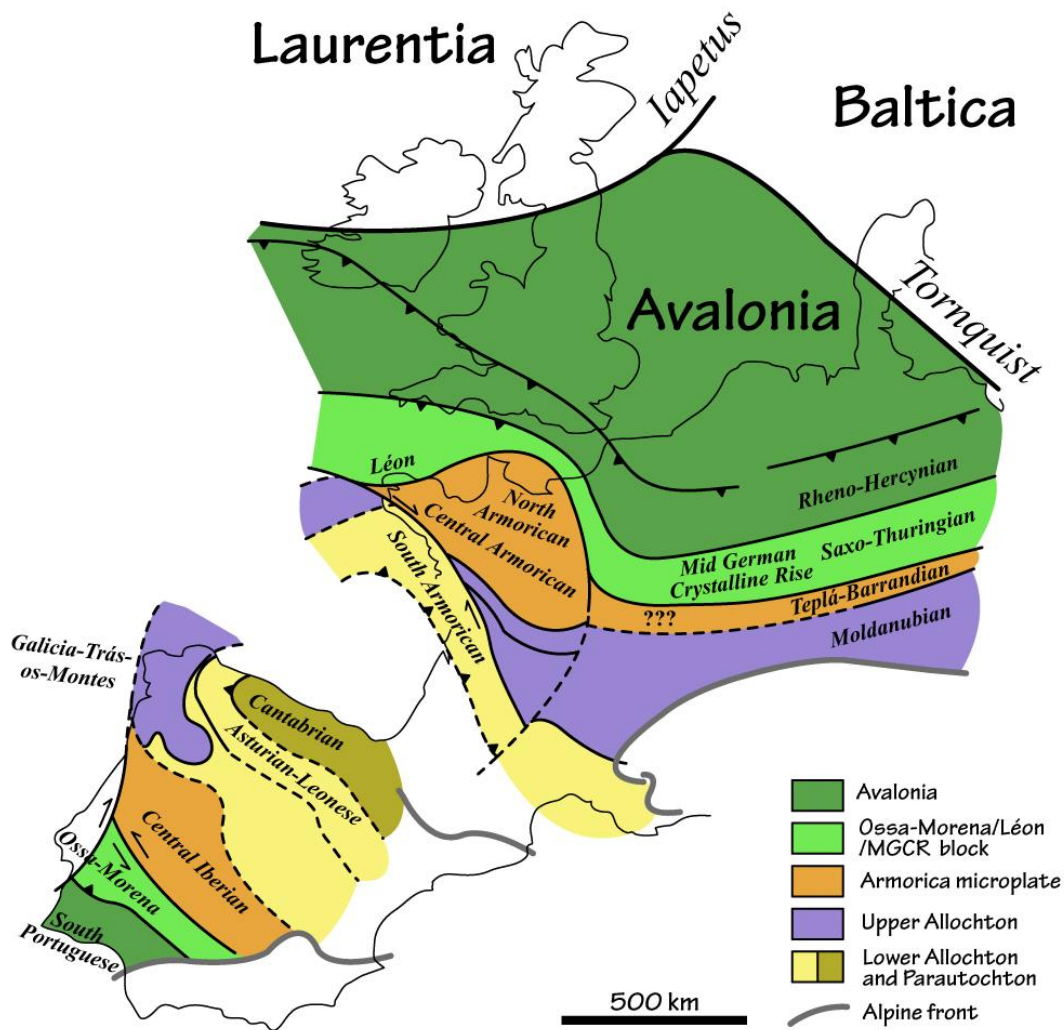


Figure 9.2 : Carte de l'Europe occidentale illustrant de façon simplifiée les différents terrains que l'on peut observer dans les divers massifs Varisques, et proposition de corrélation entre les différents terrains.

Globalement, pourraient-êre corréliées ensemble les zones :

- Sud-Portugaise et Rhéno-Hercynienne, représentant la marge sud du bloc Avalonia.
- D'Ossa Morena, du Léon, du Mid-German Crystalline Rise et Saxo-Thuringienne, représentant un bloc pris dans la collision
- Centre Ibérique, Centre et Nord Armoricaines et Teplá-Barrandienne, représentant également un microcontinent pris dans la collision.
- Asturienne-Léonese et Sud Armoricaine, représentant la marge nord de Gondwana.

- Cantabrique, qui pourrait être corrélée avec les nappes du versant sud de la Montagne Noire et les formations pyrénéennes en France, représentant également une partie de la marge nord de Gondwana.
- Galice-Trás-os-Montes, de Champtoceaux et Nord Massif Central et Moldanubienne, représentant un ensemble de nappes allochtones.

La plupart des auteurs s'accordent sur cette zonalité, à quelques petites différences près. Il y a également un consensus à propos de la double vergence de la chaîne Varisque, les structures septentrionales étant à vergence nord et les structures méridionales à vergence sud. En revanche, le nombre de sutures, c'est-à-dire de zone où un océan qui séparait deux domaines continentaux à été refermé, est encore très débattu. De une à trois sutures majeures entre différents blocs ou microcontinents ont en effet été proposées. Martínez Catalán (2011) propose qu'il existe une seule suture, celle de l'océan Rhéique, qui a été ensuite disloquée par les nombreuses zones de cisaillement décrochantes ayant fonctionné durant le Carbonifère. Pour Franke (2000) et Matte (1986, 2001), deux sutures, correspondant à deux océans majeurs, existent de part et d'autre du microcontinent Armorica : la suture de l'océan Rhéique à vergence nord au Nord et la suture d'un océan « Galice-Bretagne Sud-Massif Central-Moldanubien » à vergence sud au Sud. Enfin, la présence d'une troisième suture entre un domaine Léon-Mid German Crystalline Rise (potentiellement corrélable avec la zone d'Ossa Morena) au Sud et Avalonia au Nord a également été proposée (e.g. Faure et al., 2010). Pour plus de détails, le lecteur peut se référer à Ballèvre et al. (2009) pour une synthèse complète à propos des sutures entourant le Massif Armorica, et à Keppie et al. (2009) pour une discussion à l'échelle de l'Europe occidentale.

2. La chaîne Varisque en Europe occidentale

2.1. L'arc Ibéro-Armoricain

L'un des traits caractéristique de la chaîne Varisque européenne est sa forme très arquée dans sa partie occidentale. L'un des premiers à avoir accepté l'idée d'une continuité des structures entre l'Ouest de la France et le Nord-Ouest de l'Espagne, et donc de l'existence d'un arc Ibéro-Armoricain (AIA), fut Lotze (1963). Cela a été admis par toute la communauté par la suite, et il a été démontré que les successions sédimentaires composant les domaines Centre Ibérique et Centre Armorica sont identiques (Paris et Robardet, 1977), tout comme le sont les nappes allochtones métamorphisées de Galice-Trás-os-Montes et le complexe de

Champtoceaux (Ballèvre et al., 1999). Le cœur de l'AIA, dans la zone Cantabrique, présente un plissement d'environ 180° (Weil et al., 2001), en faisant l'un des systèmes orogéniques curvilignes les plus spectaculaires sur Terre. L'origine de l'AIA a été très débattue. Jusque dans les années 90, différents mécanismes ont été invoqués pour expliquer la formation de l'AIA, tous impliquant la formation de l'arc durant la collision continentale (e.g. Brun et Burg, 1982 ; Dias et Ribeiro, 1995; Matte, 1986, 1991; Matte et Ribeiro, 1975 ; Pérez-Estaún et al., 1988 ; Ribeiro et al., 1995 ; Ries and Shackleton, 1976 ; Voir Fig. 9.3).

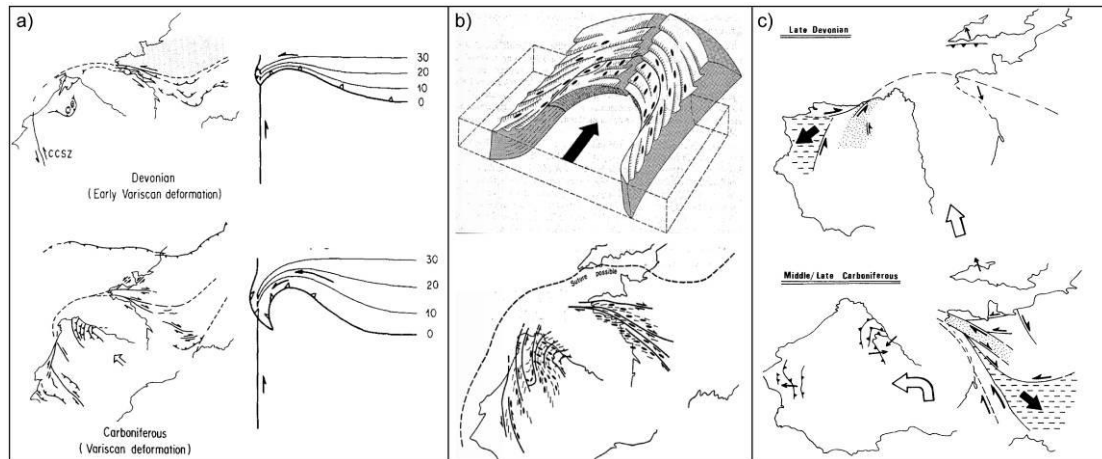


Figure 9.3 : Illustration de quelques uns des modèles proposés pour expliquer la formation de l'arc Ibéro-Armoricain durant l'orogénèse Varisque par a) Brun et Burg (1982), b) Matte et Ribeiro (1975) et c) Dias et Ribeiro (1995).

Tous ces modèles impliquent le fonctionnement de grands cisaillements en décrochement dès le Dévonien (Fig. 9.3). Dans le mécanisme d'effet de coin proposé par Brun et Burg (1982), une zone décrochante sénestre accomode la subduction puis la collision continentale vers le Nord (Fig. 9.3a), que Brun et Burg (1982) identifient comme étant la zone de cisaillement de Coimbra-Córdoba (CCSZ). Les modèles d'indentation de Matte et Ribeiro (1975) et Dias et Ribeiro (1995), impliquent également que le cisaillement sénestre sur la CCSZ ait débuté au Dévonien (Fig. 9.3b et c). Cependant, des datations récentes réalisées sur des gneiss et des granites syncinématiques montrent que la CCSZ n'a été active en décrochement sénestre qu'à partir de 335 Ma et jusqu'à 318 Ma (LA-ICP-MS sur zircon et monazite, Pereira et al., 2010), invalidant les modèles de formation de l'AIA durant la collision dévonienne. Les modèles d'indentation requièrent également un jeu dextre le long du CSA depuis le Dévonien. Les granites syncinématiques de Lizio et Questembert datés dans le cadre de cette thèse ont livré des âges de mise en place de ca. 315 Ma (voir chapitre 4 et 5). Le granite du Vallet, localisé à une dizaine de kilomètres au Nord de la branche sud du CSA, recoupe et post-date donc l'empilement et l'exhumation des nappes de Champtoceaux. En

revanche, cette intrusion pré-date le plissement de nappes, attribué au fonctionnement du CSA. La mise en place et le refroidissement du granite du Vallet ont été datés à 337-336 Ma (Gumiaux et al., 2004). Cet âge représente donc l'âge maximum du début du fonctionnement du CSA en cisaillement dextre, et remet ainsi en cause les modèles de formation de l'AIA depuis le Dévonien.

De nombreuses études structurales et paléomagnétiques récentes réalisées en Espagne, dans la zone Cantabrique, qui forme le cœur de l'AIA, montrent que l'AIA est une structure secondaire (Kollmeier et al., 2000 ; Weil, 2006 ; Weil et al., 2000 ; 2001 ; 2010) formée entre ca. 310 et 295 Ma (Pastor-Galán, 2011 ; Weil et al., 2010). La formation tardive de cet arc implique donc que les chevauchements et les plis de la zone Cantabrique se soient formés longitudinalement en réponse à une contraction E-W (par rapport au Nord actuel), produisant une ceinture externe de plis et de chevauchements orientés N-S dans la chaîne Varisque. A la fin du Carbonifère (ca. 310 Ma), le raccourcissement a été réorienté selon une direction N-S produisant le plissement progressif des plis et des chevauchements initialement linéaires (Fig. 9.4). Selon Gutiérrez-Alonso et al. (2008), cette réorientation brutale, à ca. 90°, des contraintes a été causée par un changement dramatique dans la configuration et la dynamique des plaques lithosphériques durant les derniers stades d'amalgamation de la Pangée.

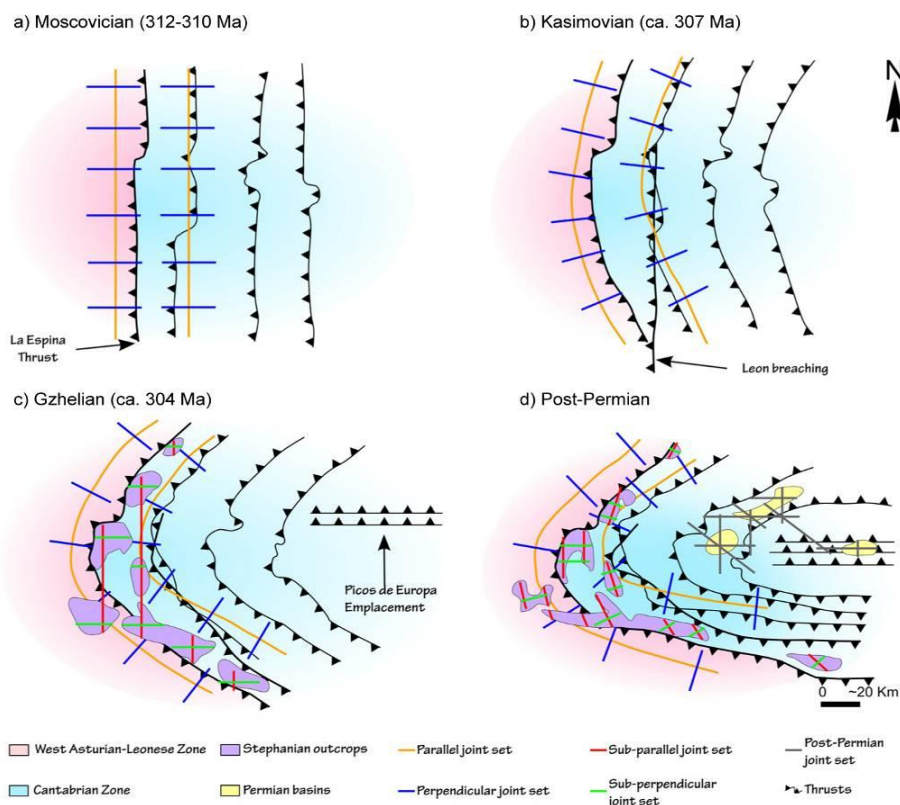


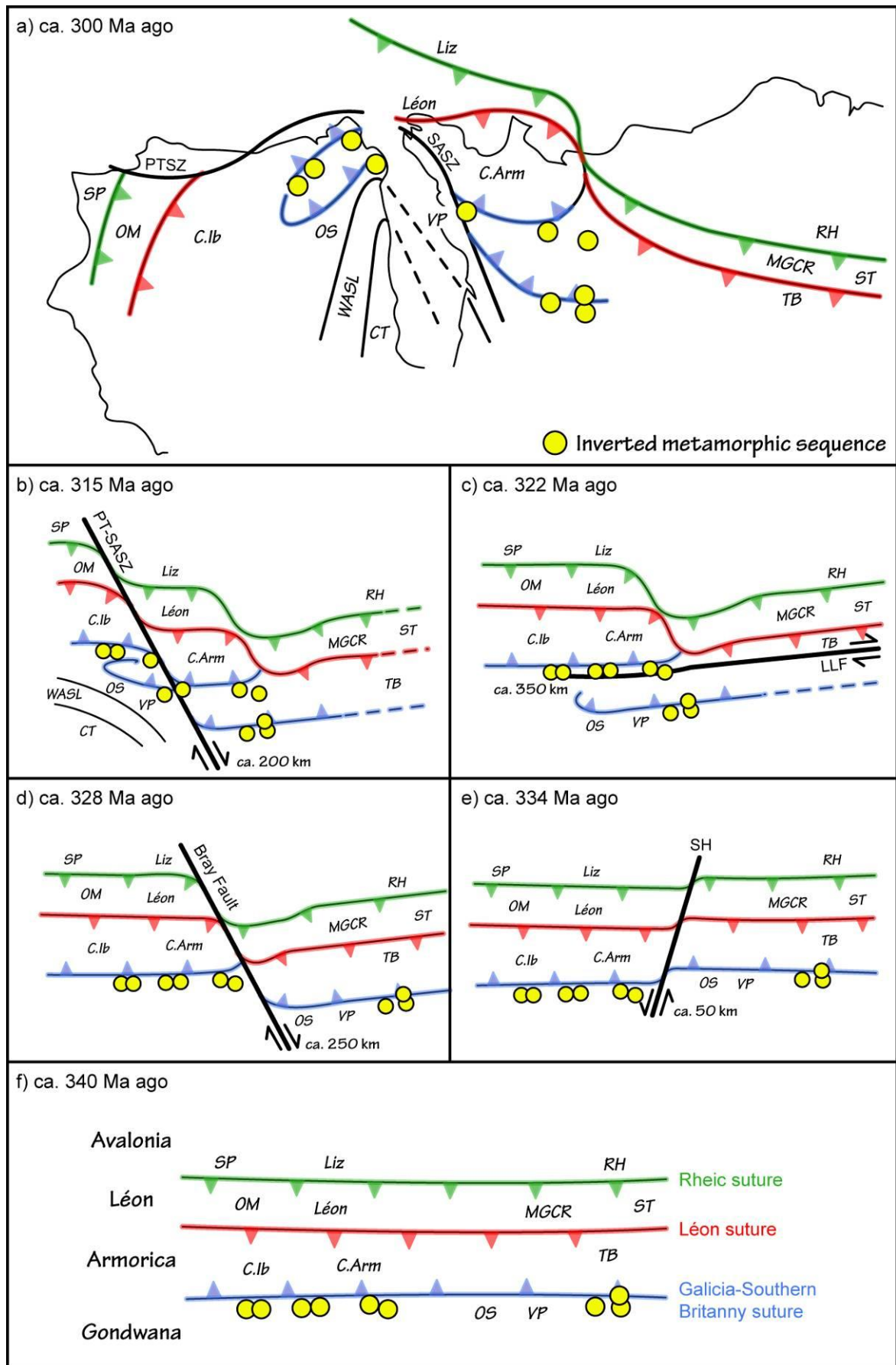
Figure 9.4 : Développement des différentes générations de joints dans les zones Cantabrique et Asturienne-Léonèse durant la formation de l'arc Ibéro-Armoricain (Pastor-Galán et al., 2011).

2.2. Evolution de la chaîne au Carbonifère

2.2.1. A l'échelle globale

La figure 9.5 présente un essai de reconstruction de l'évolution de la chaîne Varisque européenne durant le Carbonifère. Il y a environ 300 Ma, l'AIA est tout juste formé (Fig. 9.5a). Nous allons remonter dans le temps en proposant différentes étapes intermédiaires. Il y a 310 Ma, l'AIA se retrouve déplié et les différentes unités de la chaîne Varisque Européenne se retrouve ainsi dans une configuration sub-linéaire (Fig. 9.5b). Les cisaillements Sud Armoricaïn (SASZ, Fig. 9.5a) et de Porto-Tomar (PTSZ, Fig. 9.5a) se retrouvent en continuité, et ne forment alors qu'un seul cisaillement dextre d'échelle lithosphérique (PT-SASZ, Fig. 9.5b). Nous avons daté la mise en place des granites syntectoniques de Lizio et de Questembert le long du CSA à ca. 315 ± 5 Ma (cf. chapitres 4 et 5), qui est également l'âge que nous avons obtenu sur un échantillon paragneissique ultramylonitisé et que nous avons interprété comme l'âge du fonctionnement ductile du CSA (cf. chapitre 6). Valle Aguado et al. (2005) ont obtenu des données U-Pb sur zircon et monazite, par dilution isotopique, sur deux granites syncinématiques du fonctionnement de la PTSZ. Ces deux granites se sont mis en place à 314 ± 5 et 311 ± 1 Ma. Les âges de mise en place des granites syntectoniques le long du CSA et de la PTSZ sont ainsi comparables, ce qui semble confirmer que ces deux zones de cisaillement dextres n'en formaient en fait qu'une seule il y a 310 Ma. En considérant les incertitudes associées aux âges obtenus, la mise en place des granites syncinématiques contraint le fonctionnement de la PT-SASZ à la période 320-310 Ma. Valle Aguado et al. (2005) ont également daté l'intrusion composite acide-basique de Cota-Viseu à ca. 306 Ma. Cette intrusion recoupe et post-date le fonctionnement de la PTSZ, et montre donc que cette zone de cisaillement n'était plus active après ca. 306 Ma.

Figure 9.5 : Tentative de reconstruction simplifiée de la géométrie de la chaîne Varisque il y a environ 340 Ma. A partir de la géométrie de la chaîne après la formation de l'arc à 300 Ma (a), le jeu de quatre grandes zones de cisaillement décrochantes a été oté : le cisaillement Porto-Tomar – Sud Armoricaïn (PT-SASZ) à ca. 315 Ma (b), le cisaillement de Lalaye-Lubine (LLF) à ca. 322 Ma (c), le cisaillement de Bray (Bray fault) à ca. 328 Ma (d) et le cisaillement du Sillon Houiller (SH) à ca. 334 Ma (e). La chaîne se retrouve ainsi dans une configuration simple et linéaire à ca. 340 Ma (f). Les différentes zones figurées sont C.Arm : Centre Armoricaïne ; C.Ib : Centre Ibérique ; CT : Cantabrique ; Léon ; Liz : Lizard ; MGCR : Mid German Cristalline Rise ; OM : Ossa Morena ; OS : Ollo de Sapo ; RH : Rhéno-Hercynienne ; SP : South-Portuguese ; ST : Saxo-Thuringienne ; TB : Tepla-Barrandienne ; VP : Porphyroides de Vendée ; WASL : West-Asturian – South-Leonese. →



Durant cette période d'activité d'environ 10 Ma de la PT-SASZ, environ 200 km de déplacement ont été accommodés (Fig. 9.5), impliquant un taux de cisaillement d'environ 2 cm/an. Quelques temps avant le cisaillement sur la PT-SASZ, un important mouvement dextre a du avoir lieu sur le cisaillement de Lalaye-Lubine (LLF, Fig. 9.5c) et sur le cisaillement de Baden-Baden qui le prolonge vers l'Est. L'intrusion de granites à deux micas à 316-322 Ma post-date le jeu dextre de cette zone de cisaillement (Wickert et al., 1990). Dans le modèle proposé, plus de 300 km de déplacement latéral est requis sur la LLF. Cela à pour effet primordial de dupliquer la suture de l'océan « Galice-Bretagne Sud » (Fig. 9.5c). Lorsque l'on remonte de quelques millions d'années dans le temps, la zone de cisaillement dextre de Bray (BF) a du être active autour de 330-325 Ma (Fig. 9.5d). Malheureusement, il n'existe pas à notre connaissance de contrainte géochronologique précise pour caler son fonctionnement de façon absolue. Le cisaillement dextre le long de la BF a provoqué le décalage des trois sutures d'environ 250 km. Enfin, un jeu sénestre d'environ 50 km a eu lieu sur le Sillon Houiller (SH) durant le Viséen (Fig. 9.5e). Thiery et al. (2009) ont daté des rhyolites intercalées avec des tuffs dans le bassin Carbonifère de Pontaurum à 326 ± 3 Ma (SHRIMP U-Pb sur zircon). Ce bassin n'est pas affecté par la déformation qui a eu lieu le long du SH. Le fonctionnement du SH a ainsi du avoir lieu vers 335-330 Ma. Vers 340 Ma, on se retrouve ainsi avec une configuration linéaire de la chaîne, avec les trois sutures espacées d'environ 200 km (Fig. 9.5f).

Dans la figure 9.5, les différentes zones présentant un gradient métamorphique inverse reconnues dans la chaîne Varisque (d'après Pitra et al., 2010) ont été reportées sur toutes les étapes de la reconstruction. Vers 340 Ma, les neuf zones identifiées se trouvent toutes au niveau des nappes exhumées au niveau de la suture de l'océan « Galice-Bretagne Sud ». C'est justement aux alentours de 340 Ma que Pitra et al. (2010) ont daté l'âge du métamorphisme inverse. Dans le Massif Central, le complexe de la Sioule présente également une séquence métamorphique inverse, datée vers 340-335 Ma (Faure et al., 2002 ; Schultz, 2009). Enfin dans le complexe métamorphique d'Ordenes, dans la zone de Galice-Trás-os-Montes, Arenas et al. (1995) ont également décrit une séquence métamorphique inverse. Dans cette zone, des roches ultramafiques dérivées du coin de manteau chaud au dessus de la zone de subduction ont été transportées au-dessus des unités basales allochtones, provoquant leur fusion partielle et le développement d'un gradient métamorphique inverse (e.g. Martínez Catalán et al., 2002). Les migmatites d'Agualada, qui résultent de cet événement, ont donné des âges U-Pb sur monazite et rutile de 346 ± 2 et 341 ± 3 Ma (dilution isotopique ; Abati et Duning, 2002), âges qui datent le métamorphisme inverse. Le développement de séquences métamorphiques

inverses vers 345-340 Ma apparaît ainsi comme général au niveau des nappes de haute-pression enfouies puis exhumées dans la zone de subduction de l’océan « Galice-Bretagne Sud » et de la marge nord de Gondwana sous Armorica.

Globalement la reconstruction proposée ici montre que les différentes sutures devaient être continues et linéaires vers 340 Ma. Elles ont ensuite été démembrées par de grandes zones de cisaillement décrochantes entre 335 et 310 Ma, ce qui a rendu leur identification et leur corrélation délicate.

Si l’on replace les sutures sur la carte simplifiée présentant les corrélations entre les différentes unités (Fig. 9.6), on observe deux sutures sub-continues ; la suture de l’océan Rhéique sépare l’ensemble Avalonia – Sud Portugais de l’ensemble Ossa Morena – Léon – MGCR et la suture d’un petit domaine océanique « Léon » sépare l’ensemble Ossa Morena – Léon – MGCR de la microplaque Armorica (Centre Ibérique – Centre Armoricain – Teplá-Barrandien). Enfin, la troisième suture de l’océan Galice-Bretagne Sud se retrouve dédoublée dans les zones Galicia-Trás-os-Montes – Champtoceaux – Nord Massif Central.

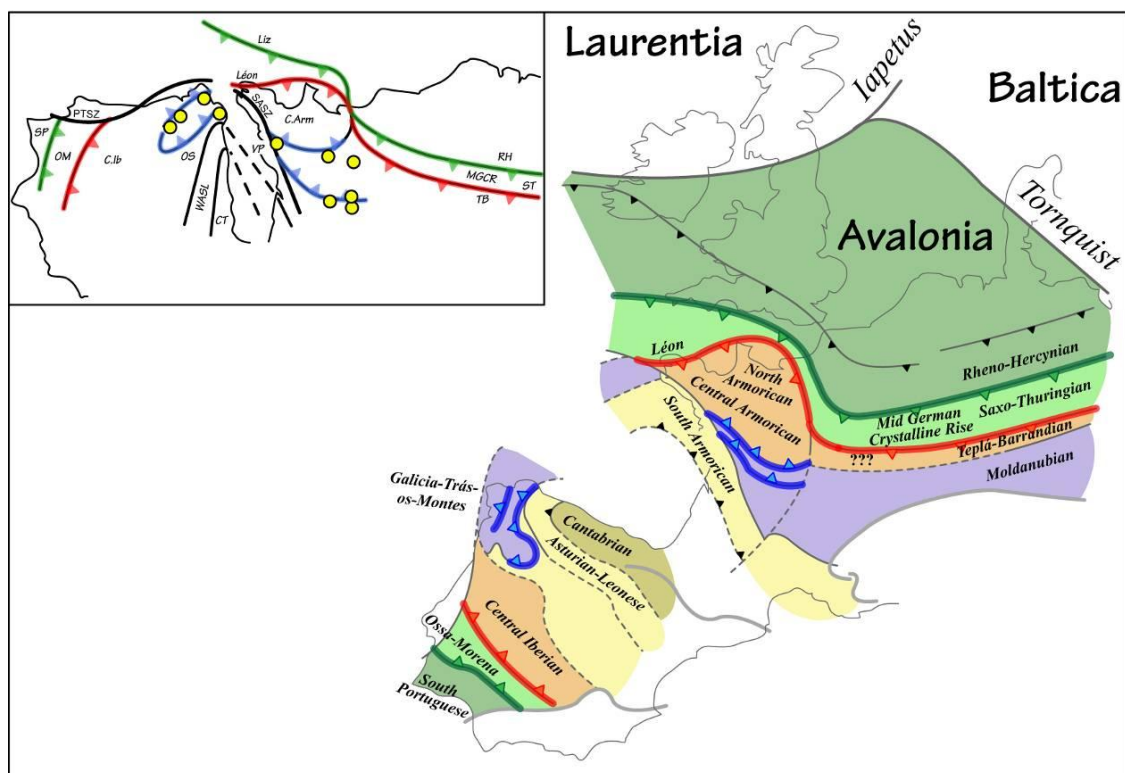


Figure 9.6 : Carte simplifiée des différents terrains composant la chaîne Varisque européenne. Les sutures des trois domaines océaniques refermés ont été indiquées : En vert, suture de l’océan Rhéique ; en rouge, suture de l’océan « Léon » ; en bleu, suture de l’océan Galice – Massif Central.

Afin de tester la viabilité du modèle proposé, il est intéressant de regarder l'évolution de l'orientation de la contrainte principale de raccourcissement horizontal σ_1 aux différentes étapes. En théorie, cette contrainte σ_1 doit se trouver à environ 45° de la direction principale de cisaillement (e.g. Tchalenko, 1970 ; Sylvester, 1988). Dans un premier temps, nous avons reporté la direction actuelle des quatre plans de cisaillement que nous avons considéré dans la reconstruction ainsi que la direction des quatre σ_1 associés (Fig. 9.7). A ce stade, il n'y a pas de logique qui se dégage lorsque l'on observe la variation de la direction de σ_1 au cours du temps. Un point important à prendre en compte est la rotation globale de la chaîne Varisque durant le Carbonifère. Cette rotation a été contrainte grâce aux données paléomagnétiques, notamment. Edel et al. (2003) ont ainsi démontré, quantifié et calé temporellement les phases de rotation de la chaîne Varisque qui ont eu lieu au Carbonifère. Selon Edel et al. (2003), la chaîne Varisque a subi deux phases majeures de rotation horaire de 70 - 75° entre 332 et 325 - 320 Ma et de 45° entre ca. 320 - 315 et 305 Ma. Depuis la fin du Viséen, la chaîne Varisque a donc tourné d'environ 115° .

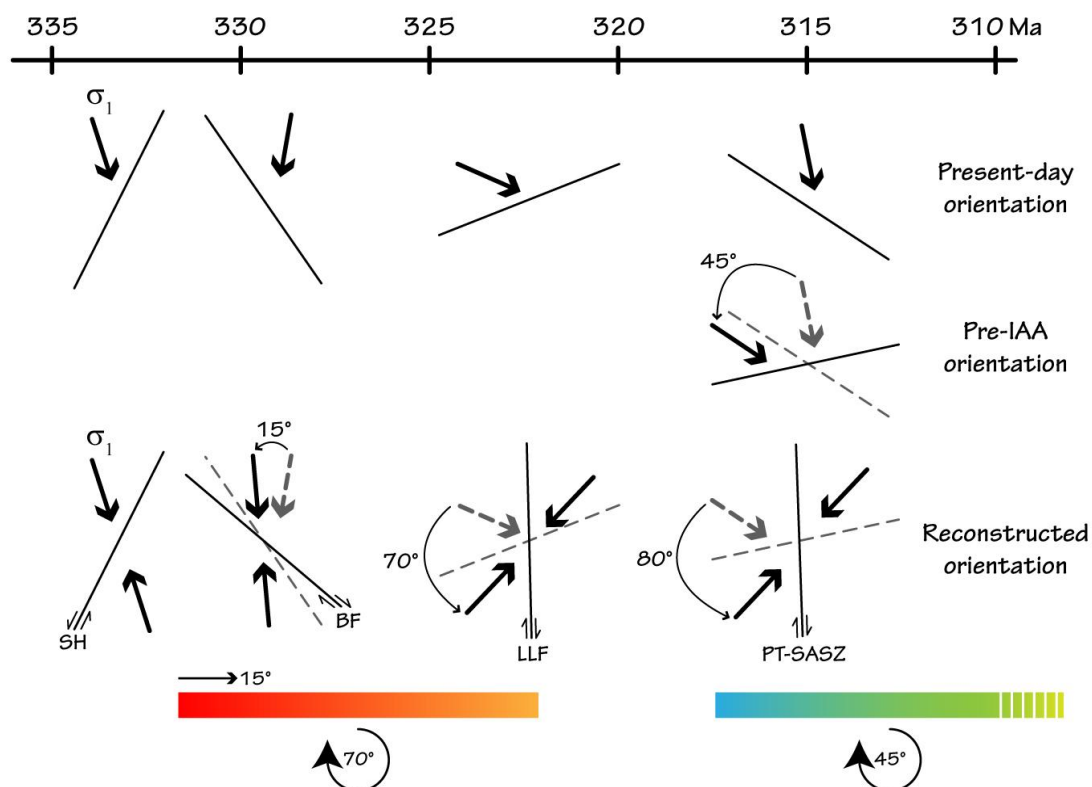


Figure 9.7 : Orientation des quatre zones de cisaillement considérées dans la reconstruction présentée figure 9.5 et des contraintes de raccourcissement maximal σ_1 associées, dans la configuration actuelle et après restauration des rotations ayant affecté la chaîne Varisque depuis la fin du Viséen (les rotations sont d'après Edel et al., 2003). SH : Sillon Houiller ; BF : faille de Bray ; LLF : cisaillement de Lalaye-Lubine ; PT-SASZ : Cisaillement de Porto-Tomar – Sud Armoricaïn.

Le SH va ici nous servir comme zone de cisaillement de référence et nous fixons donc son orientation (Fig. 9.7). L'âge du fonctionnement de la faille de Bray (BF) est mal contraint géologiquement, mais dans la reconstruction de la figure 9.5, nous considérons qu'il a fonctionné vers 330-328 Ma. A ce moment, la rotation horaire de 70° a commencé depuis quelques millions d'années et nous appliquons donc, arbitrairement, 15° de rotation anti-horaire à la BF afin de remonter à son orientation de l'époque (Fig. 9.7). Le cisaillement dextre sur la LLF a eu lieu vers 325-322 Ma, au moment de la fin de la rotation horaire de 70°, que nous lui appliquons donc de façon anti-horaire pour retrouver son orientation originelle (Fig. 9.7). Enfin, la PT-SASZ a joué en cisaillement dextre à ca. 315 Ma. Il existe néanmoins une complication supplémentaire quant à l'orientation actuelle de cette zone de cisaillement, car elle a été plissée durant la formation de l'arc Ibéro-Armoricain entre 310 et 295 Ma. Aujourd'hui les Cisaillements Sud Armoricaire et de Porto-Tomar forment un angle d'environ 90° (Fig. 9.5). Le déplissement de l'arc Ibéro-Armoricain nécessaire à la mise en continuité de ces deux zones de cisaillement implique donc une rotation de 45°, antihoraire pour le Cisaillement Sud Armoricaire et horaire pour le Cisaillement de Porto-Tomar (Fig. 9.7). Au moment du cisaillement dextre sur la PT-SASZ restaurée, à ca. 315 Ma, la deuxième phase de rotation globale de la chaîne devait être entamée depuis quelques millions d'années. Nous avons choisi d'appliquer à la PT-SASZ 10° de rotation anti-horaire en plus des 70° déjà réalisés auparavant afin de la replacer dans son orientation de l'époque (Fig. 9.7). Globalement, cette restauration met en évidence une rotation horaire continue de la contrainte principale σ_1 depuis ca. 335 Ma jusqu'à ca. 315 Ma. Gumiaux et al. (2004) avaient également abouti à une rotation horaire de la contrainte de raccourcissement principale dans leur restauration du cisaillement ayant affecté la Bretagne centrale durant le Carbonifère. Dans notre modèle, σ_1 tourne d'environ 60° en 20 Ma, correspondant à une vitesse angulaire de rotation horaire d'environ 3°/Ma. De telles vitesses de rotation des contraintes ne sont pas exceptionnelles. Dans les Carpathes, en Roumanie, Gibson (2001) a par exemple estimé des taux de rotation de la contrainte principale σ_1 d'environ 2°/Ma durant la première partie du Miocène.

2.2.2. A l'échelle de la zone Sud Armoricaire

La figure 9.8 présente l'évolution en coupe d'une zone allant de la marge sud de la microplaque Armorica jusqu'à la marge nord de Gondwana, au niveau du Massif Armoricaire (d'après Ballèvre et al., 2011). Durant le Cambrien et le début de l'Ordovicien, le Massif

Armoricain est situé le long de la marge nord de Gondwana. Au début de l'Ordovicien (490-480 Ma), un épisode de rifting intra-gondwanien est enregistré dans les formations sédimentaires. En effet, les formations « rouges » dites de Pont-Réan, dans le Massif Armoricain, se sont déposées dans des blocs basculés (Brun et al., 1991). Un épisode de fusion partielle a lieu à la fois dans le manteau supérieur et dans la croûte inférieure.

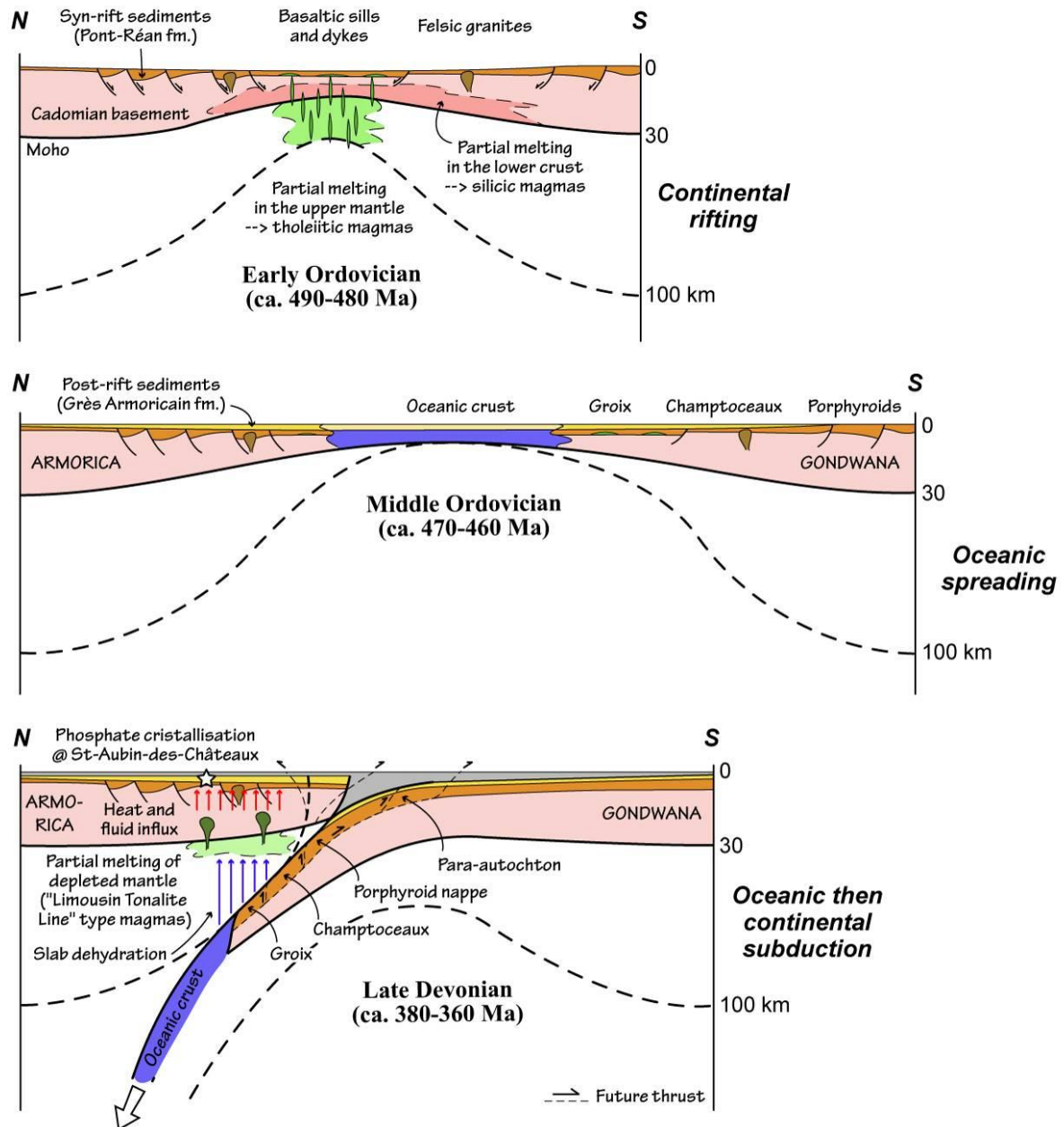


Figure 9.8 : Coupes simplifiées représentant l'évolution de la zone sud du futur Massif Armoricain depuis le début de l'Ordovicien jusqu'à la fin du Carbonifère (l'échelle verticale a été exagérée pour plus de clarté).

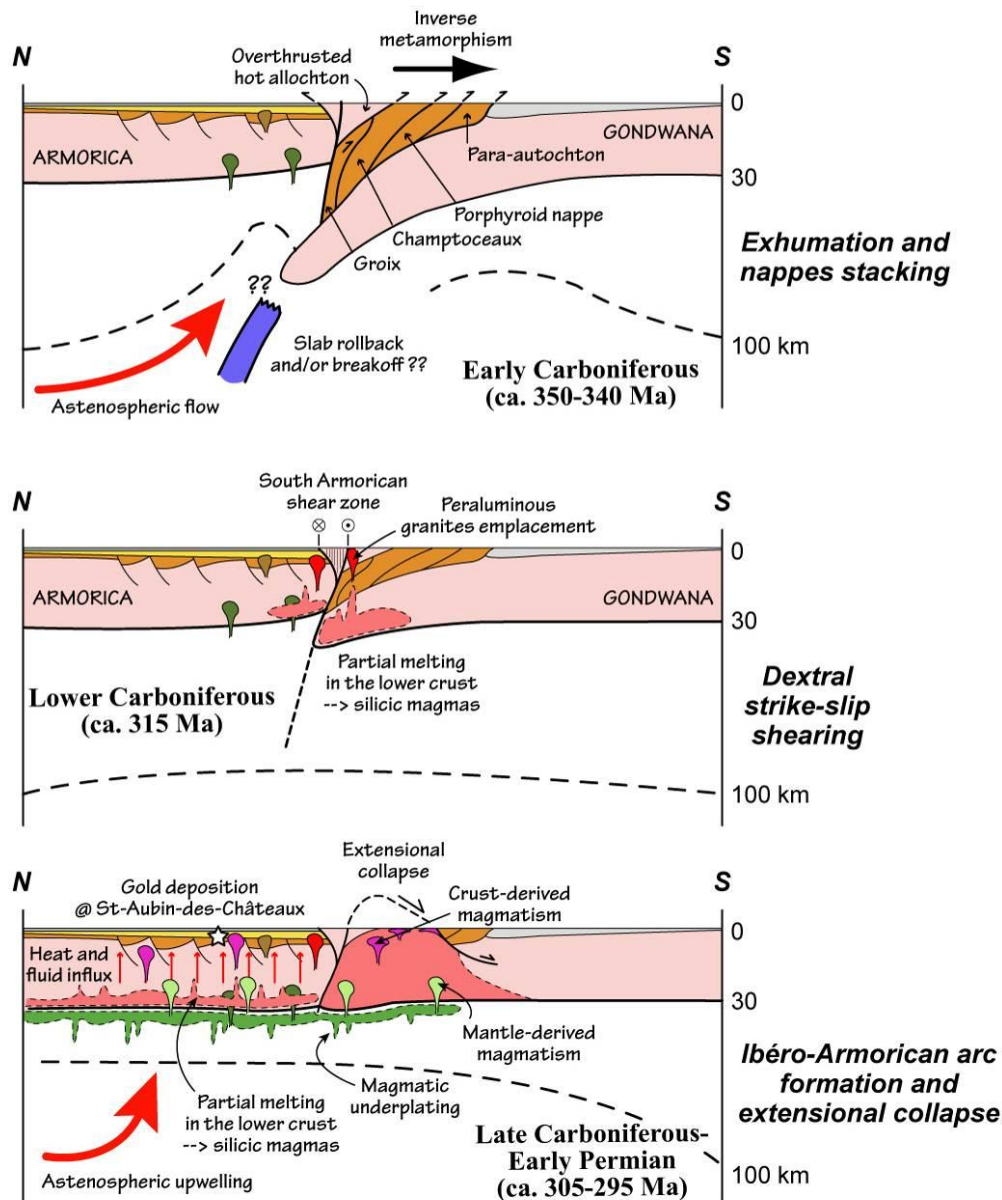


Figure 9.8 (suite) : Coupes simplifiées représentant l'évolution de la zone sud du futur Massif Armoricain depuis le début de l'Ordovicien jusqu'à la fin du Carbonifère.

La fusion partielle du manteau produit des magmas tholéïtiques qui se mettent en place dans la croûte sous forme de dykes et de sills. Ces magmas constituent les protolithes des roches basiques ayant été affectées par un métamorphisme HP-BT, comme celles de l'île de Groix (El Korh et al., 2009) ou de l'unité du Cellier à Champtoceaux (Paquette, 1987) par exemple. La fusion partielle de la croûte inférieure produit des magmas acides qui se sont mis en place dans la croûte (granite de Lanvaux par exemple) ou atteignent la surface et provoquent un important volcanisme dans ce qui constitue maintenant la nappe des Porphyroïdes.

A l'Ordovicien moyen (470-460 Ma), le rifting intra-gondwanien est suivi d'un épisode d'expansion océanique donnant naissance à l'océan Galice-Bretagne Sud (Fig. 9.8), et

séparant Armorica au Nord de Gondwana au Sud. Sur les marges de ces deux blocs continentaux se dépose alors la formation proximale du Grès Armoricain. Des données paléomagnétiques indiquent qu'à la fin de l'Ordovicien, Armorica dérivait vers le Nord et était effectivement séparé de Gondwana (Tait et al., 1997).

Quelque part au cours du Silurien, l'océan Galice-Bretagne Sud a du commencer à se refermer. En effet à l'Emsien (ca. 400 Ma), un épisode de rifting affecte Armorica (Ducassou et al., 2011), possiblement causé par la subduction de l'océan Galice-Bretagne Sud sous Armorica. On se trouve donc en présence d'un bassin arrière-arc (le bassin de Saint-Georges-sur-Loire), séparé de la zone de subduction par un arc magmatique dont l'existence est confirmée par l'enregistrement sédimentaire détritique dans les formations composant la marge sud du bassin de Saint-Georges-sur-Loire (Ducassou et al., 2011). Il est intéressant d'ajouter qu'en Espagne, Gutiérrez-Alonso et al. (2008) ont daté des roches volcaniques basiques à 395 Ma qui se trouvent dans un contexte structural tout à fait similaire, en bordure de la zone Centre Ibérique, c'est-à-dire de la microplaque Armorica. Ces auteurs attribuent également ce volcanisme à un épisode de rifting, bien que leur interprétation quant à la cause de cet épisode extensif diffère totalement de celle de Ducassou et al. (2011).

La subduction océanique a été suivie par la subduction continentale de la marge nord gondwanienne durant le Dévonien Supérieur (380-360 Ma, Fig. 9.8). Les différentes unités composant cette marge ont ainsi été enfouies et métamorphisées dans la zone de subduction. La convergence a provoqué l'empilement des nappes dans la zone de subduction. Les unités de plus haut grade de type Groix (14-18 kbar et 500-550°C, Ballèvre et al., 2003 ; Bosse et al., 2002) chevauchant les unités de type Cellier (12-18 kbar et 500-550°C, Ballèvre et Marchand, 1991; Bosse et al., 2000), elles-mêmes chevauchantes sur la nappe des Porphyroïdes (ca. 8 kbar et 350 ± 50°C, Le Hébel et al., 2002). Le décollement principal de toutes ces unités a du avoir lieu à l'interface avec le socle Cadomien étant donné qu'il est très rare d'en retrouver des reliques dans l'empilement des nappes (Ballèvre et al., 2011). La déshydratation du panneau plongeant a probablement provoqué la fusion partielle du coin manteau (Fig. 9.8) et la mise en place de magmas calco-alcalins, comme les plutons composant la Ligne Tonalitique du Limousin, par exemple, datés vers 380-360 Ma (e.g. Faure et al., 2008). Cet épisode magmatique s'est accompagné d'un influx de chaleur et de fluides vers la surface. La cristallisation de phosphates (xénotime, monazite, prétéulite) dans la formation sus-jacente du Grès Armoricain datée à ca. 385-375 Ma (voir chapitre 8) pourrait être liée à un tel événement fluïdo-thermique.

Au début du Carbonifère (ca. 350-340 Ma), l'empilement des nappes métamorphiques continentales est exhumé, potentiellement en réponse au recul du panneau plongeant et/ou à son détachement (Fig. 9.8). Ce mécanisme crée en effet l'espace nécessaire à l'exhumation des roches enfouies (e.g. Brun et Faccenna, 2008). L'asthénosphère remplit l'espace ouvert entre le panneau plongeant et les roches exhumées. L'empilement des nappes subit également un métamorphisme inverse, daté à ca. 345-340 Ma dans les complexes de Champtoceaux, (Pitra et al., 2010), de la Sioule (Faure et al., 2002 ; Schultz, 2009) ou d'Ordenes (Abati et Dunning, 2002), par exemple. Pour Pitra et al. (2010), le développement de ce gradient métamorphique inverse est causé par le chevauchement d'une unité allochtone supérieure sur les unités allochtones intermédiaires et inférieures. Nous pouvons proposer que cette unité allochtone supérieure chaude soit une portion de la croûte inférieure et/ou du manteau d'Armorica pris dans l'empilement des nappes lors de leur exhumation (Fig. 9.8), comme proposé par Martínez Catalán et al. (2002) pour le développement du métamorphisme inverse dans le complexe d'Ordenes en Galice.

Dans l'intervalle 335-310 Ma, la déformation a été accomodée principalement, à l'échelle de la chaîne Varisque européenne, par le jeu de failles décrochantes s'étendant sur plusieurs centaines de kilomètres (Fig. 9.5). Dans le système Sud Armoricain, la datation des granites syncinématiques de Lizio et de Questembert a permis de contraindre le jeu du CSA aux alentours de 315 Ma. La remontée de l'asthénosphère après le recul du panneau plongeant vers 350-340 Ma a provoqué un important apport de chaleur à la base de la croûte, induisant très probablement sa fusion partielle progressive, et finalement la mise en place à proximité des nappes de haute pression de granites peralumineux (leucogranites et granites à deux micas) à 320-310 Ma. Le délai d'environ 25 Ma entre l'exhumation des roches de haute pression et le magmatisme granitique est similaire à celui enregistré en Egée dans les Cyclades, où les nappes de HP-BT ont été exhumées vers 52-38 Ma et les granites mis en place à proximité de ces nappes à ca. 23-10 Ma (Jolivet et Brun, 2010), et où ces deux processus ont été attribués au recul de la zone de subduction vers le Sud (e.g. Brun et Faccenna, 2008 ; Jolivet et Brun, 2010). Dans le Nord-Ouest de l'Espagne, les granites à deux micas et les leucogranites syntectoniques se sont mis en place à peu près au même moment que dans le Massif Armoricain, à ca. 325-315 Ma (Fernández-Suárez et al., 2000 ; voir Fig. 9.9). La présence généralisée d'une croûte inférieure partiellement fondue à l'échelle européenne a d'ailleurs sans doute facilité le fonctionnement des grandes zones décrochantes.

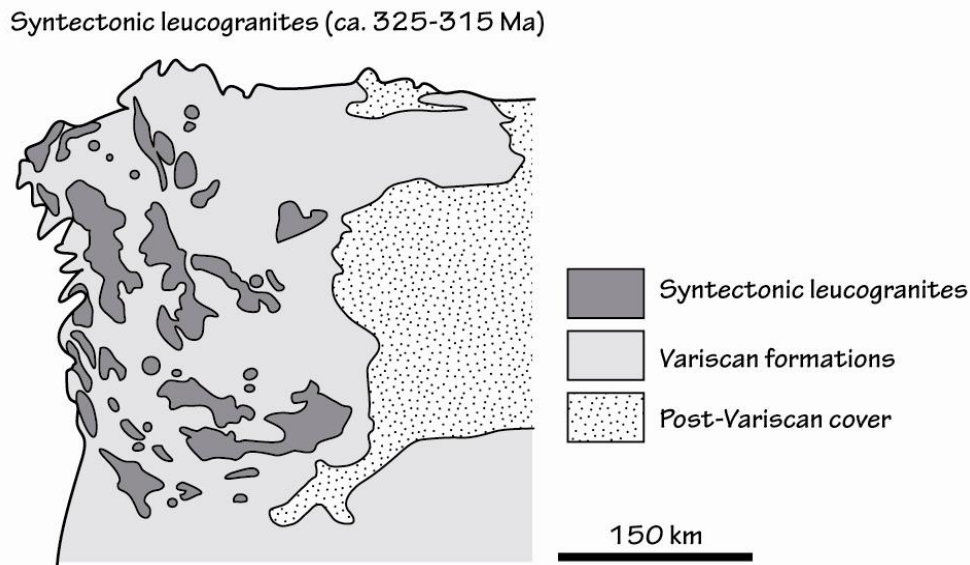


Figure 9.9 : Carte représentant la distribution spatiale des granites syntectoniques (ca. 325-315 Ma) dans le Nord-Ouest de l'Espagne (d'après Fernández-Suárez et al., 2000).

Enfin, la période 310-295 Ma est caractérisée par la formation de l'Arc Ibéro-Armoricain (e.g. Pastor-Galán, 2011 ; Weil et al., 2010). Selon Gutiérrez-Alonso et al. (2004), le plissement de la lithosphère autour d'un axe vertical lors de la formation de l'arc a entraîné un étirement parallèle à l'arc dans la zone externe et un raccourcissement parallèle à l'arc dans la zone interne (Fig. 9.10a). Cela a également provoqué un amincissement de la lithosphère au niveau de la zone externe, contrebalancé par la formation d'une racine lithosphérique très épaisse à l'aplomb de la zone interne (Fig. 9.10a). Dans l'AIA, les domaines Centre Ibérique et Centre Armorica correspondent à la zone externe, et les domaines Cantabrique – Ouest Asturien et Léonèse (avec leurs possibles équivalents français de la Montagne Noire et des Pyrénées) à la zone interne (Fig. 9.10b).

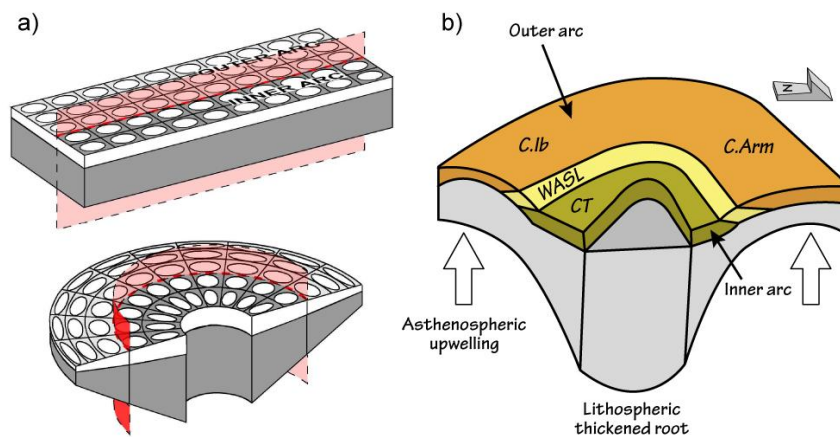


Figure 9.10 : a) Bloc diagramme illustrant les effets de la formation d'un arc à l'échelle de la lithosphère (Gutiérrez-Alonso et al., 2004) ; b) Schéma représentant la position des différents domaines dans l'AIA.

Le magmatisme est l'une des manifestations observable de la formation de l'AIA, et des déplacements de matière mantellique associés. De nombreuses données géochronologiques sont disponibles du côté ibérique de l'AIA et nous allons résumer les conclusions de Gutiérrez-Alonso et al. (2011), synthétisées dans la figure 9.11, concernant les caractéristiques du magmatisme post-orogénique induit par la formation de l'AIA :

1) A ca. 310-305 Ma, la formation de l'AIA débute, provoquant l'amincissement de la lithosphère, la remontée de l'asthénosphère au niveau de l'arc externe et la fusion partielle du manteau lithosphérique et de la croûte inférieure. Des roches basiques, des granitoïdes infracrustaux « chauds » de type I ainsi que des granodiorites peralumineuses à biotite et cordiérite sont alors produits.

2) A ca. 305-300 Ma, la fusion partielle continue sous l'arc externe et se propage à la croûte moyenne, générant des granites « froids » à deux micas et des monzogranites. Les magmas mantelliques ne sont plus produits ou sont arrêtés en base de croûte. Pendant ce temps, la racine lithosphérique s'épaissit sous l'arc interne du fait de la fermeture de ce dernier. La racine devient progressivement instable et commence à se détacher de la partie supérieure du manteau lithosphérique.

3) A ca. 300-292 Ma, la fusion partielle du manteau et de la croûte inférieure sous la zone interne de l'arc s'initie du fait du remplacement de l'ancienne racine lithosphérique par de l'asthénosphère. Cela provoque la production de magmas similaires à ceux produits dans la zone externe quelques 10 Ma plus tôt. La fusion partielle sous la zone externe commence, elle, à diminuer d'intensité.

4) A ca. 292-285 Ma, la lithosphère refroidit progressivement, il n'y a presque plus de granitoïdes infracrustaux « chauds » produits, seulement des granites « froids » issus de la fusion partielle de la croûte moyenne. A ca. 285 Ma, les effets thermiques de la formation de l'AIA s'estompent ne permettant plus la production significative de magmas.

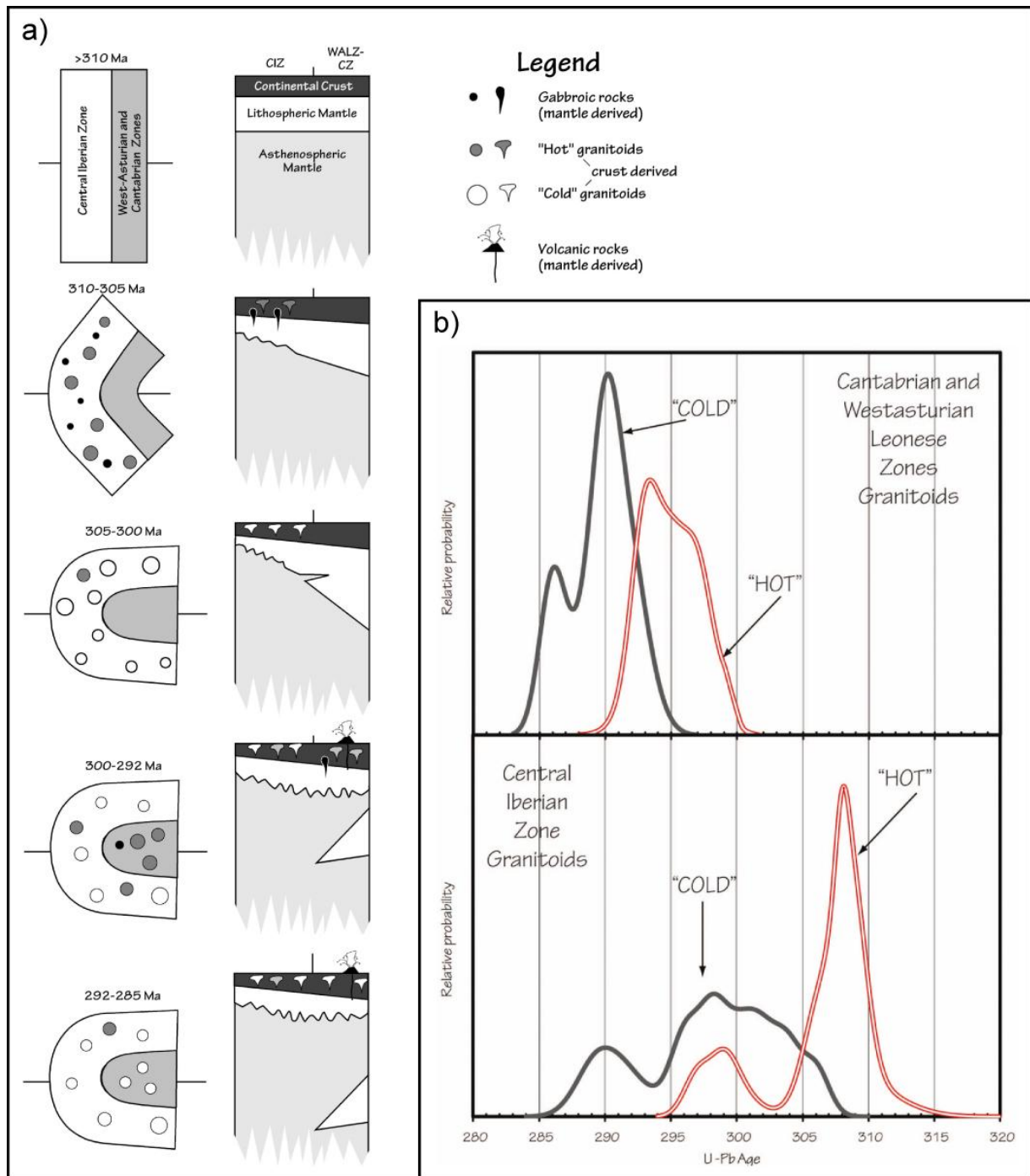


Figure 9.11 : a) Schémas illustrant le développement séquentiel de l'AIA et la genèse des granitoïdes et des roches basiques post-orogéniques en réponse aux mouvements de matière dans le manteau ; b) Diagrammes de probabilité montrant les différences d'âge de cristallisation des granitoïdes « chauds » + roches basiques et des granites « froids » dans l'arc interne (en haut) et l'arc externe (en bas). Ce diagramme représente une compilation des datations (U-Pb sur zircon) de 52 plutons. Cette figure est extraite de Gutiérrez-alonso et al. (2011).

Comme suggéré par Gutiérrez-Alonso et al. (2011) à la fin de leur conclusion, ce modèle doit être testé dans la partie nord de l'AIA, c'est-à-dire en France. Regardons donc quelles sont les données dont nous disposons sur le magmatisme post-orogénique dans le Massif Armoricain, et en France. Dans le Nord du Massif Armoricain affleure la lignée des granites rouges, dont l'intrusion concentrique de Ploumanac'h est emblématique (e.g. Barrière, 1977). Ces granites métalumineux sont parfois associés à des roches mafiques, comme en témoignent les célèbres figures de mélange observable à l'anse Saint-Anne dans le complexe de Ploumanac'h (Fig. 9.12). Des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenus sur différents minéraux séparés du complexe de Ploumanac'h indiquent un refroidissement à ca. 300 Ma (communication de G. Ruffet). Le granite de l'Aber Ildut fait également partie de cette lignée des granites rouges. Sa mise en place a récemment été datée à 301 ± 4 Ma (Marcoux et al., 2009 ; dilution isotopique sur zircon). La monzodiorite de Plounévez-Lochrist est également associée à la mise en place de la lignée des granites rouges. Sa mise en place a été datée par Marcoux et al. (2009) à 296 ± 3 Ma (dilution isotopique sur zircon). La lignée des granites rouges du Nord du Massif Armoricain s'intègrent bien dans le modèle de Gutiérrez-Alonso et al. (2011) impliquant la formation de roches mafiques et de granitoides dans la zone externe de l'arc à ca. 300 Ma.

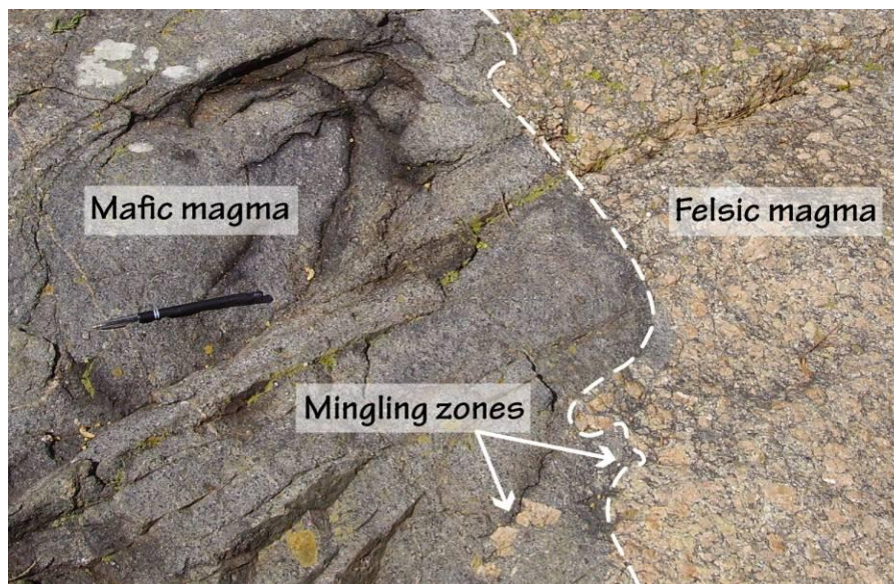


Figure 9.12 : Mélange entre un magma mafique et un magma felsique dans le complexe de Ploumanac'h (Anse Saint-Anne).

La zone de la Montagne Noire pourrait correspondre à la zone Cantabrique, et représenterait donc la zone interne de l'AIA. Dans cette zone, Poilvet et al. (2011) ont récemment daté la mise en place du granite du Montalet, un granite peralumineux à deux micas, syntectonique, à

294 ± 1 Ma (LA-ICP-MS sur zircon et monazite). Des cendres volcaniques intercalées dans les séries Carbonifères du bassin de Lodève-Graissessac ont également été datées par Bruguier et al. (2003) à 295 ± 5 Ma (sonde ionique sur zircon). Selon Bruguier et al. (2003), les tuffs dans lesquels les zircons ont été datés comprennent une composante mantellique. En considérant que la Montagne Noire correspond bien à une zone interne de l'AIA, ces âges témoignant d'une activité magmatique durant le début du Permien confirment également le modèle de Gutiérrez-Alonso et al. (2011).

Du côté nord de l'AIA, les données géochronologiques contraignant le timing du magmatisme sont encore trop peu nombreuses. Les quelques données présentées ici semblent confirmer le modèle associant magmatisme post-orogénique et formation de l'AIA de Gutiérrez-Alonso et al. (2011). Les granites de Lizio et de Questembert, mis en place le long du CSA et datés dans le cadre de cette thèse, sont syn-orogéniques (ca. 315 Ma), et précèdent donc la formation de l'arc. Néanmoins, des datations U-Pb sur zircon et monazite, et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite, réalisées dans le cadre de ce travail ont donné des âges tardi-Carbonifères à Permien :

- Dans le granite de Questembert, les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite qui s'étalent entre ca. 310 et 303 Ma, et un âge U-Pb sur monazite à ca. 307 Ma, ont été interprétés comme des âges de remise à zéro de ces chronomètres du fait d'une altération hydrothermale (chapitre 5).
- Dans les mylonites du CSA, les monazites et une population de zircons ont livré un âge U-Pb de ca. 300 Ma dans un échantillon paragneissique. Un autre échantillon granitique contient également une population de zircons à ca. 300 Ma. Ces âges à 300 Ma ont également été interprétés comme résultant de l'interaction des roches avec des fluides, possiblement dérivés de la surface (chapitre 6).
- En bordure du granite de Lizio dans la province stannifère de Quily-La Villeder, les monazites ont été datées dans quatre échantillons à 301 ± 3, 297 ± 5, 296 ± 6 et 293 ± 5 Ma. Nous avons interprété ces âges Carbo-Permien comme des âges de remise à zéro du chronomètre U-Pb dans les monazites en lien avec un événement fluïdo-thermique tardif (chapitre 8).

Tous ces âges, majoritairement obtenus sur des monazites, et reproductibles à l'échelle régionale, doivent donc dater un événement de grande ampleur. Le magmatisme post-orogénique associé à la formation de l'AIA dans le modèle de Gutiérrez-Alonso et al. (2011) peut correspondre cet événement. La production importante de matériel magmatique dans le manteau et dans la croûte a constitué un moteur thermique idéal, nécessaire à la mise en circulation des fluides crustaux (Fig. 9.5). A l'échelle du domaine Sud Armoricaïn, la circulation de ces fluides chauds dans la croûte a induit la recristallisation et la remise à zéro du chronomètre U-Pb dans la plupart des monazites, cette dernière étant très sensible aux interactions avec des fluides (e.g. Ayers et al., 2002 ; Bosse et al., 2009 ; Poujol et al., 2010). Dans le leucogranite de Penedo Gordo, situé dans la zone Ouest Asturienne – Léonese (c'est-à-dire dans la zone interne de l'AIA), Fernández-Suárez et al. (2000) ont obtenu par dilution isotopique des âges U-Pb sur zircon et monazite de $317^{+9/-5}$ et de 293 ± 2 Ma, respectivement. Ces auteurs considèrent l'âge de ca. 317 Ma comme celui de la cristallisation du granite, l'âge de ca. 293 Ma obtenu sur les monazites étant à lier à une recristallisation. Encore une fois, cela va dans le sens d'un événement fluïdo-thermique de très grande ampleur ayant affecté l'AIA dans son ensemble. La circulation des fluides profonds (crustaux et/ou mantelliques) vers la surface et leur rencontre avec d'autres fluides dérivés de la surface pourrait être à l'origine des minéralisations aurifères formées vers 300 Ma dans la chaîne Varisque (e.g. Boiron et al., 2003 ; Bouchot et al., 2005), comme à Saint-Aubin-des-Châteaux dans la formation du Grès armoricaïn (Fig. 9.5 ; voir chapitre 8).

Enfin, la présence d'une croûte en partie fondue à la fin du Carbonifère et au début du Permien dans l'AIA a probablement facilité l'effondrement gravitaire de la chaîne Varisque. Cela est matérialisé par les grands détachements à faible pendage, comme ceux de Quiberon et de Sarzeau dans le domaine Sud Armoricaïn (e.g. Gapais et al., 1993 ; Turrillot et al., 2009), ou de l'Espinouse dans la Montagne Noire (e.g. Van Den Driessche et Brun, 1989 ; 1992), ainsi que par les bassins extensifs formés au Stéphano-Permien (e.g. Pochat et Van Den Driessche, 2011).

Conclusion

Dans cette thèse, nous avons couplé des données pétro-géochimiques, isotopiques et géochronologiques afin (i) d'identifier et de caractériser les circulations de fluides ayant eu lieu dans le Cisaillement Sud Armoricaïn et (ii) de dater ces circulations. Des conclusions intermédiaires présentées dans chaque chapitre, il ressort que deux événements hydrothermaux principaux, synthétisés dans la figure 1, ont eu lieu durant l'évolution du système Sud Armoricaïn à la fin du Carbonifère :

1. **Vers 315 Ma**, les granites de Lizio et de Questembert se mettent en place, durant la déformation, le long du Cisaillement Sud Armoricaïn (chapitres 4 et 5). Ces deux granites, issus de la fusion partielle des métasédiments Protérozoïques de la croûte inférieure, se mettent en place à différents niveaux crustaux, ce qui leur confère leurs caractéristiques pétro-géochimiques particulières (chapitre 2). Lors de leur décompression et de leur cristallisation, ces magmas granitiques libèrent des fluides magmatiques. Dans le même temps, des réactions de déshydratation métamorphique sont responsables de la libération de fluides métamorphiques. Ces réactions ont lieu à tous les niveaux de la croûte, tant dans la croûte inférieure du fait d'un gradient géothermique élevé, que dans la croûte supérieure du fait du métamorphisme de contact associé à la mise en place des granites. **A 315 Ma, les fluides drainés par le Cisaillement Sud Armoricaïn sont donc des fluides magmato-métamorphiques.**

Les veines de quartz géantes localisées le long du Cisaillement Sud Armoricaïn (chapitre 3), et parallèles à de dernier, marquent la circulation de ces fluides magmato-métamorphiques dans les zones intensément déformées et perméables, les mylonites (chapitre 6). Bien que l'étude des inclusions fluides de ces veines parallèles au Cisaillement Sud Armoricaïn n'ait pas permis d'identifier un pôle « fluides magmatiques », la contribution des fluides magmatiques dans leur formation pourrait néanmoins représenter 30 à 40%. Ces veines ont cristallisé à 400-500°C à partir de fluides ayant des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ typiquement crustales vers 5-15%. En conséquence, ces fluides n'ont pas modifié la composition isotopique de l'oxygène des mylonites.

2. **Vers 300 Ma**, un important influx de fluides aqueux d'origine météorique est enregistré à l'échelle régionale. Grâce à la composition isotopique de l'oxygène, nous documentons la trace de cet événement dans certains échantillons mylonitiques du Cisaillement Sud Armoricaïn (chapitre 6), les veines de quartz géantes obliques au Cisaillement Sud Armoricaïn (chapitre 3), et les feldspaths altérés du granite de Questembert (chapitre 2). L'eau météorique est en effet capable d'infiltrer la croûte continentale jusqu'à la croûte moyenne et d'être réchauffée jusqu'à environ 350°C. Lors de ce trajet *per descensum*, elle peut lessiver de la silice des roches avec lesquelles elle interagit. Les fluides météoriques réchauffés remontent ensuite vers la surface, induisant une diminution de la solubilité de la silice et à terme sa précipitation. Dans les inclusions fluides des veines de quartz obliques au Cisaillement Sud Armoricaïn, des traces de fluides métamorphiques associés à ces fluides météoriques ont été observées. Ces fluides métamorphiques proviennent vraisemblablement des unités de haut grade métamorphique de la croûte inférieure, en train d'être exhumées à cette époque au Sud du Cisaillement Sud Armoricaïn.

A partir de la composition isotopique des veines de quartz obliques au Cisaillement Sud Armoricaïn, et en considérant qu'elles ont cristallisé à 250-350°C, nous avons estimé le $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$ entre -7,6 et -11‰. Dans l'un des sites mylonitique étudié, la composition de la chlorite néoformée permet de calculer une température de ca. 225°C. A cette température, le $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$ en équilibre avec le quartz et le feldspath des roches est compris entre -1 et -4‰. **Globalement, les veines de quartz obliques et certaines zones mylonitisées enregistrent donc l'influx d'un fluide météorique à très bas $\delta^{18}\text{O}$ vers 300 Ma.**

Le Cisaillement Sud Armoricaïn enregistre donc une histoire hydrothermale impliquant deux pôles « fluide » entre ca. 315 Ma et ca. 300 Ma. Cette histoire n'est cependant pas bimodale et limitée à deux événements séparés dans le temps, mais implique plutôt des mélanges entre les différents types de fluides, et un continuum hydrothermal entre les deux pôles principaux. Les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ réalisées sur les muscovites du granite de Questembert, par exemple, ont donné des âges de ca. 319 Ma, 315 Ma, 312 Ma, 309 Ma, 307 Ma et 303 Ma (chapitre 5). Ce granite a donc été altéré de façon pervasive par la circulation de fluides durant toute l'histoire hydrothermale du sud du Massif Armoricaïn.

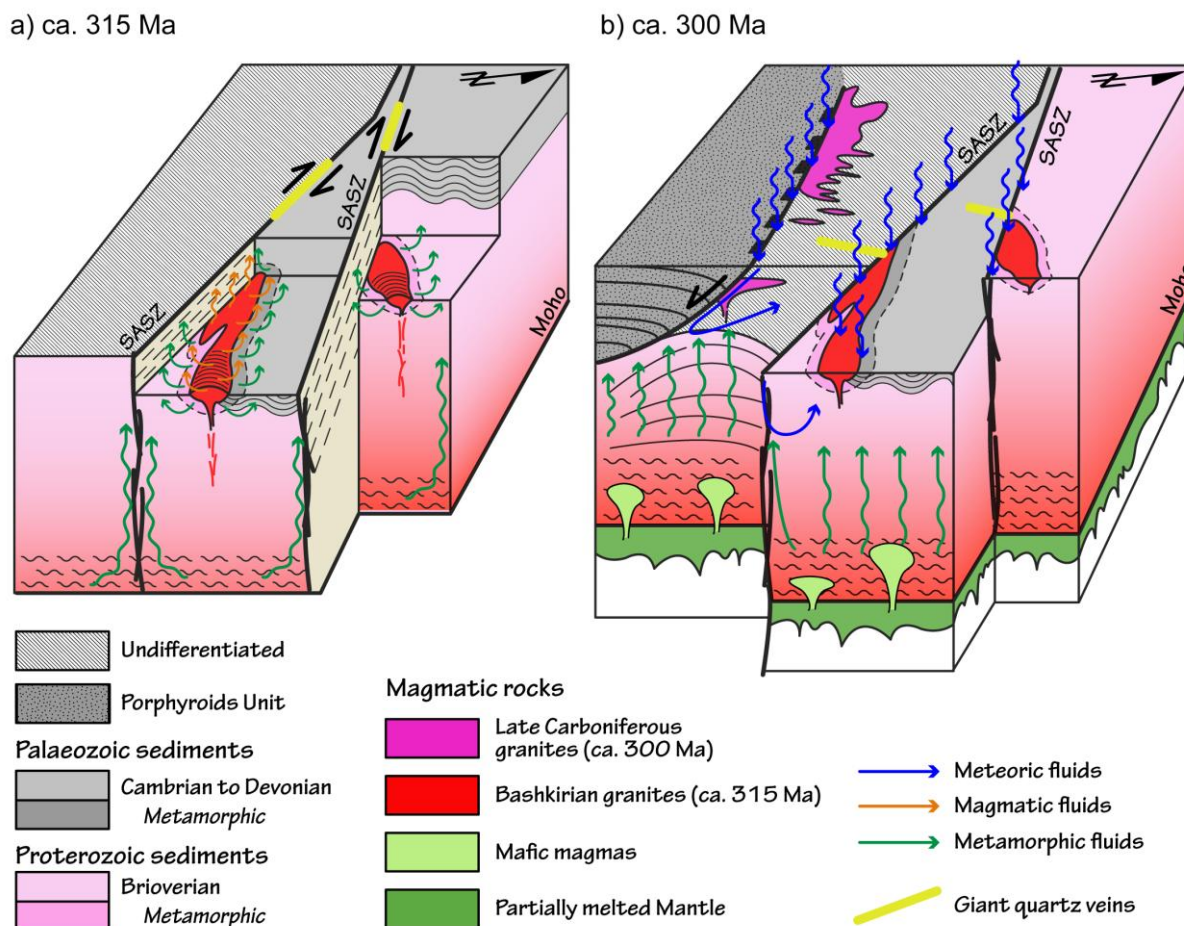


Figure 1 : Schéma synthétique illustrant les conclusions majeures de cette thèse. A) Vers 315 Ma, des granites peralumineux se mettent en place le long du Cisaillement Sud Armoricaïn, alors actif à cette époque. Des fluides magmato-métamorphiques circulent dans les zones perméables de la croûte, et sont à l'origine de la cristallisation de veines de quartz parallèles au Cisaillement Sud Armoricaïn. b) Vers 300 Ma, la déformation ductile le long du Cisaillement Sud Armoricaïn a cessé. En réponse à l'effondrement gravitaire de la chaîne, des détachements accommodent l'extension au Sud du Cisaillement Sud Armoricaïn, où des unités de croûte profonde sont exhumées et des magmas peralumineux se mettent en place. Des fluides météoriques s'infiltrent dans la croûte et se mélangent avec les fluides métamorphiques issus de la croûte inférieure. Lors de leur remontée vers la surface, ces fluides provoquent la précipitation de quartz dans des fentes de tension d'échelle crustale.

Du point de la vue de la déformation, les mylonites du Cisaillement Sud Armoricaïn enregistrent le même continuum, depuis des déformations ductiles de haute température (> 400°C) vers 315 Ma jusqu'à des déformations froides, cataclase et bréchification, accompagnées de la précipitation de carbonates, vers 300 Ma. La mise en place des granites syntectoniques de Lizio et Questembert, à ca. 315 Ma, est contemporaine de la déformation ductile accomodée par le Cisaillement Sud Armoricaïn.

Le jeu d'échantillons collectés dans le cadre de cette thèse présente des caractéristiques remarquables pour le développement des techniques d'analyse ponctuelle, tant au niveau de la datation que de la mesure de la composition isotopique de l'oxygène. L'échantillon paragneissique ultramytonitisé GUI14 en est le symbole. Il est caractérisé par un $\delta^{18}\text{O}$ très bas de 1,7‰, démontrant qu'il a interagi avec des fluides météoriques. Les échantillons granitiques mylonitisés et altérés d'Elliant ont eux des $\delta^{18}\text{O}$ entre 5,2 et 7,1‰, très éloignées des $\delta^{18}\text{O}$ typiques des granites peralumineux de la région (ca. 11-12‰).

Dans l'échantillon GUI14, les analyses U-Pb sur zircon définissent deux dates à ca. 313 Ma et 299 Ma, cette dernière étant identique à la date obtenue grâce aux analyses U-Pb sur monazite. Nous avons interprété la date la plus vieille de ca. 313 Ma comme l'âge de l'ultramytonitisation et de la fusion partielle et la date de ca. 300 Ma comme l'âge de l'infiltration des fluides météoriques.

Nous nous trouvons donc en présence d'échantillons présentant des compositions isotopiques de l'oxygène et des âges U-Pb (zircon et monazite) contrastés et significativement différentes, en considérant les incertitudes analytiques associées aux techniques d'analyses employées durant cette thèse. Ces échantillons constituent donc une cible de choix pour une étude future, fondamentale, du comportement des géochronomètres en réaction aux circulations de fluides, et ainsi bousculer les paradigmes actuels de la géochimie isotopique et de la géochronologie. Des outils de pointe comme la Nanosims, en compléments des techniques utilisées durant cette thèse, constituent les instruments idéaux de cette recherche nouvelle.

Partie méthodologique

Les méthodes d'analyse ponctuelle

1. Introduction

L'apparition des méthodes d'analyse isotopique ponctuelle durant les années 70 a révolutionné la géochimie isotopique et en particulier la géochronologie U-Pb. Les sondes ioniques furent les premiers instruments utilisés dans le but de dater des échantillons lunaires rapportés par les missions Apollo (e.g. Andersen et Hinthorne, 1972). Cependant, la première sonde ionique ARL utilisée disposait d'une faible résolution de masse et ne permettait ni de séparer totalement les interférences observées, ni de mesurer le ^{204}Pb , rendant toute correction du Pb commun impossible. Ces premières analyses furent limitées à la mesure des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mais la technique évolua rapidement et à la fin des années 70, il était possible de mesurer de façon fiable les rapports Pb/U (Hinthorne et al., 1979) malgré une perte de sensibilité importante causée par l'augmentation de la résolution de masse nécessaire pour éliminer les interférences sur les isotopes du Pb. C'est ce qui poussa Clement et Compston à construire, de 1974 à 1979, à l'Australian National University à Canberra (Australie), un instrument de haute résolution permettant d'éliminer les interférences moléculaires tout en gardant une bonne sensibilité, la SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion MicroProbe). Depuis lors, la technique n'a cessé d'être améliorée tant au niveau de la résolution de masse, afin de pouvoir séparer les différentes interférences affectant les isotopes du Pb, qu'au niveau de la résolution spatiale afin d'étudier des minéraux présentant une grande complexité dans leurs structures internes. En parallèle des développements géochronologiques, la technique s'est également tournée vers la mesure de la composition isotopique des isotopes stable (e.g. H, C, O...). Ces mesures apportent des compléments aux datations, permettant en particulier le traçage de processus variés comme les interactions fluide-roche.

Durant les années 90, une autre technique d'analyse ponctuelle fut utilisée pour la géochronologie U-Pb, l'ablation laser couplée à un spectromètre de masse à torche plasma (LA-ICP-MS). Les premiers travaux de Feng et al. (1993), Fryer et al. (1993), Hirata et Nesbitt (1995) et Jackson et al. (1996) illustrèrent la faisabilité de la datation U-Pb par LA-ICP-MS. Néanmoins, ces études mirent en évidence des difficultés majeures inhérentes à la méthode, à savoir une discrimination forte et variable des différents isotopes (biais en masse) ainsi que le fractionnement élémentaire de l'U et du Pb dans le plasma et au niveau du site d'ablation. Certains de ces problèmes ont été partiellement résolus par une meilleure connaissance des fondamentaux de l'ablation laser ainsi que grâce à l'amélioration des lasers, des cellules d'ablation et des spectromètres de masse.

L'analyse isotopique ponctuelle nécessite l'utilisation de standard, dont les rapports isotopiques sont précisément connus, afin de corriger les différents biais instrumentaux (sonde ionique et LA-ICP-MS). Cependant, des incertitudes existent sur les rapports isotopiques de certains standards. Pour certains types d'analyses, il n'existe pas pour l'instant de standard avec des valeurs recommandées. Cette discussion à propos des standards, utilisés lors des différentes séries analytiques réalisées, fait l'objet de la première partie de ce chapitre, et est illustrée à travers les exemples (1) de la mesure de la composition isotopique de l'oxygène et (2) de la datation U-Th-Pb de la monazite. L'analyse détaillée des données U-Th-Pb obtenues sur la monazite dans différentes roches nous a permis de mettre en évidence un comportement inattendu, à savoir le fractionnement possible des isotopes radiogéniques du Pb dans des monazites affectées par des circulations hydrothermales.

Les techniques d'analyse isotopique ponctuelles, en permettant la détermination d'un âge sur une zone d'un grain de quelques dizaines de micron, ont mis en avant l'existence d'hétérogénéités en termes d'âge dans de nombreux minéraux (e.g. Williams et Claesson, 1987 ; Compston et Kröner, 1988). Paradoxalement, cela a également complexifié la géochronologie U-Pb car il aurait été difficile de résoudre ces différences d'âge intra-minéral si le grain avait été dissout et les isotopes du Pb et de l'U analysés ensuite. Le dernier instrument créé permettant l'analyse isotopique ponctuelle est la sonde ionique Nanosims50 de Cameca (Hillion et al., 1993). Pour l'analyse U-Pb, la source d'ions primaires utilisée est la source à oxygène, qui permet en théorie d'atteindre une résolution spatiale d'environ 100 nm tout en gardant une bonne sensibilité. Toutefois, dans les quelques études publiées jusqu'à aujourd'hui, les spots produits lors de l'analyse sont bien plus gros : Stern et al. (2005) ont analysés les isotopes du Pb dans des minéraux riches en U (uraninite, zirconolite et xénotime) en produisant des cratères de 3-5 μm ; Sano et al. (2006) ont obtenu des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ cohérents sur des monazites avec des cratères de 5-7 μm ; Takahata et al. (2008) ont mesurés les âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sur des zircons standards en produisant des cratères de 15 μm et ont obtenu des résultats en accord avec les valeurs recommandées pour ces standards. Un important travail de calibration et de réglage de l'instrument est encore nécessaire afin d'améliorer la résolution spatiale tout en mesurant des âges cohérents et précis.

Nous avons la chance de posséder une Nanosims à l'Université de Rennes 1 et avons donc entrepris des analyses préliminaires afin de développer un protocole analytique pour la datation U-Pb, mais également pour la mesure des isotopes de l'oxygène. Les résultats de ces expériences préliminaires sont présentés dans la deuxième partie de ce chapitre.

2. Analyse ponctuelle de la monazite

AN UNUSUAL STATE OF MATTER

*In the beach sands of Kerala,
 abraded from the gneiss,
 in the stream sands of North Carolina
 one finds monazite, the solitary
 mineral. In its crystalline beginning
 there was order, there was a lattice.
 And the atoms - cerium, lanthanum,
 thorium, yttrium, phosphate - danced
 round their predestined sites,
 tethered by the massless springs
 of electrostatics
 and by their neighbors' bulk.
 They vibrated,
 and sang
 in quantized harmony.
 to absent listeners, to me.*

*But the enemy is within.
 The radioactive thorium's
 nervous nuclei explode
 in the random thrum
 of a hammer
 of no Norse god.*

*The invisible searchlights
 of hell, gamma rays,
 flash down the lattice.
 Alpha particles, crazed nuclear
 debris, are thrust on megavolt
 missions of chance destruction.
 The remnant atom, transmuted, recoils,
 freeing itself from its lattice point,
 cannonballs awry through
 a crowded dance floor.
 There are no exits to run to.
 In chain collisions of disruption
 neighbors are knocked from their sites.
 The crystal swells from once limpid
 long-range, short-range order
 to yellow-brown amorphousness.
 Faults,
 defects,
 vacancies,
 dislocations,
 interstitials,
 undefine the metamict state.*

Roald Hoffmann, prix Nobel de Chimie 1981.
 Extrait de "Bound" (Eds. W. Carleton et C. Bond), Université de Cornell, 1986.

2.1. *Mesure de la composition isotopique de l'oxygène dans la monazite*

Les analyses ponctuelles nécessitent l'utilisation de matériels standards dont les rapports isotopiques sont connus afin de corriger les rapports obtenus sur les échantillons « inconnus » des biais analytiques. Les biais analytiques sont notamment fonction de la composition chimique et de la structure du matériel analysé (un phénomène connu comme l'effet de matrice). C'est pourquoi il est nécessaire d'utiliser pour la standardisation un matériel identique au matériel analysé, un zircon standard pour l'analyse de zircons ou une monazite pour l'analyse de monazites. Pour l'analyse de la composition isotopique de l'oxygène dans la monazite, il n'existe malheureusement pas à ce jour de standard dont les teneurs en ^{16}O et ^{18}O sont standardisées.

Des analyses de la composition isotopique de l'oxygène ont été réalisées sur des monazites de l'échantillon QRT07 du granite de Questembert avec le SHRIMP II à l'Australian National University, à Canberra en Australie. Tous les détails sur la configuration de l'instrument sont donnés dans Ickert et al. (2008). En même temps que les échantillons « inconnus », des analyses ont été réalisées durant la série analytique sur la monazite 44069, qui est utilisée comme standard pour les datations U-Th-Pb (Aleinikoff et al., 2006). La composition isotopique de l'oxygène de cette monazite n'est pas connue, et nous avons donc standardisé toutes les valeurs obtenues pour la monazite 44069 et les échantillons « inconnus » par rapport aux mesures réalisées sur le zircon Temora 2, en dépit des possibles effets de matrice que cela pourrait induire. Ce zircon a une valeur de $\delta^{18}\text{O}$ mesurée par fluorination de 8,2‰ (Black et al., 2004). La valeur moyenne pondérée de $8,21 \pm 0,08$ (MSWD = 1,0 sur 27 analyses ; Fig. 10.1) obtenue durant la série est en parfait accord avec la valeur recommandée. Après standardisation par rapport au zircon Temora 2, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ obtenues sur la monazite 44069 s'échelonnent entre 7,3 et 8,4‰ et sont associées à une incertitude externe d'environ 0,5‰ (2σ). Ces 31 mesures donnent ainsi un $\delta^{18}\text{O}$ moyen pondéré de $7,81 \pm 0,11$ ‰ (MSWD = 1,7 ; Fig. 10.1). Cinq analyses par fluorination du $\delta^{18}\text{O}$ de la monazite 44069 entreprises par Daniella Rubatto et réalisées à l'Université de Lucerne en Suisse ont donné une valeur préliminaire de $7,75 \pm 0,25$ ‰ (communication personnelle de P. Holden).

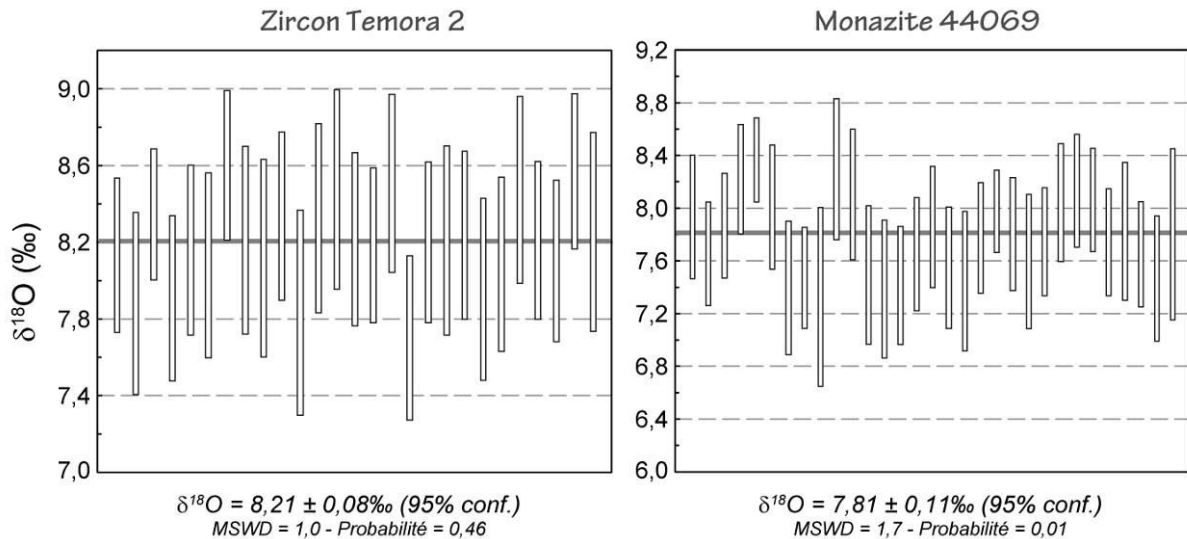


Figure 10.1 : Valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ mesurées avec la SHRIMP sur le zircon Temora 2 et la monazite 44069 (les barres d'erreur sont à 2σ).

Le $\delta^{18}\text{O}$ moyen, standardisé par rapport au zircon Temora 2, obtenu avec la SHRIMP, est donc identique à la valeur préliminaire mesurée par fluorination, bien que plus d'analyses soient nécessaires afin de vérifier la justesse du $\delta^{18}\text{O}$ préliminaire obtenu pour la monazite 44069. Néanmoins, les valeurs identiques obtenues par fluorination et par SHRIMP suggèrent qu'il n'existe pas d'effet de matrice important entre le zircon et la monazite lors de l'analyse de la composition isotopique de l'oxygène avec la sonde ionique SHRIMP.

2.2. Les standards de monazite

Les analyses isotopiques U-Th-Pb par LA-ICP-MS induisent plusieurs types de biais :

- La discrimination en masse

Ce phénomène entraîne une déviation des rapports isotopiques mesurés des rapports réels qui est constante au moins durant la période de temps correspondante à une analyse. Il résulte de transmissions différentielles des ions de différentes masses depuis l'interface de l'ICP-MS jusqu'aux collecteurs.

- Le fractionnement inter-élémentaire dans le plasma

Ce phénomène résulterait d'un échantillonnage sélectif et non-représentatif de l'aérosol lors de son passage vers le plasma, et plus particulièrement d'une incomplète atomisation et ionisation des particules les plus larges (e.g. Guillong et Günther, 2002).

- Le fractionnement inter-élémentaire produit par l'ablation laser

Des processus complexes ont lieu lors de l'interaction laser-solide, comme l'émission d'électrons, d'ions, d'atomes et de molécules, la conversion de l'énergie reçue en chaleur, la fusion, l'ébullition et/ou la vaporisation de l'échantillon. Des variations d'énergie dans le faisceau laser peuvent provoquer un fort gradient de température dans le site ablaté. Comme les différents éléments ont différentes températures de fusion et d'ébullition et différents taux de vaporisation, la présence de gradients de températures induit un échantillonnage sélectif et non-représentatif des solides produits. Enfin, l'approfondissement progressif du cratère provoque la condensation préférentielle des éléments réfractaires comme l'uranium sur les parois, alors que les éléments volatils comme le plomb continuent à être évacués plus facilement. Durant une analyse, le rapport Pb/U augmente donc régulièrement. Ce fractionnement est particulièrement important pour des cratères à faible rapport d'aspect (diamètre/profondeur).

Afin de corriger de ces biais les rapports isotopiques mesurés, il est ainsi nécessaire d'analyser des standards, c'est-à-dire des monazites dont les différents rapports isotopiques sont précisément connus. De nombreuses monazites de références existent et l'utilisation de telle ou telle monazite comme standard varie d'un laboratoire à l'autre. Cette absence de consensus peut représenter un problème lorsque l'on souhaite comparer des données obtenues avec différentes monazites de référence.

2.2.1. La monazite Moacir

Lors des analyses LA-ICP-MS au laboratoire Magmas et Volcans à Clermont-Ferrand, le standard de référence est la monazite Moacir (Seydoux-Guillaume et al., 2002). Selon Seydoux-Guillaume et al. (2002), la composition chimique mesurée à la microsonde électronique de ce standard apparaît homogène à l'échelle micrométrique et est typique d'une monazite avec des teneurs de 6,92 pds.% ThO₂, 0,13 pds.% UO₂ et 0,16 pds.% PbO. Cela correspond à des teneurs élémentaires de 60814 ppm Th, 1485 ppm Pb et 1146 ppm U (Table 10.1). Dumond et al. (2008) et Mahan et al. (2010) ont également publiés des données obtenues à la microsonde électronique sur la monazite Moacir. Ces auteurs ont obtenu, respectivement, des teneurs de 63870 ± 695 ppm Th, 1493 ± 20 ppm Pb, 592 ± 49 ppm U et 63668 ± 530 ppm Th, 1501 ± 23 ppm Pb, 626 ± 77 ppm U (Table 10.1). Ces trois sets de données présentent des teneurs en Pb et en Th similaires. En revanche, les teneurs en U

mesurées par Dumond et al. (2008) et Mahan et al. (2010) sont environ deux fois plus faibles que celle mesurée par Seydoux-Guillaume et al. (2002).

Table 10.1 : Composition chimique en Th, U et Pb de la monazite Moacir, mesurée à la microsonde électronique, issue de trois références différentes.

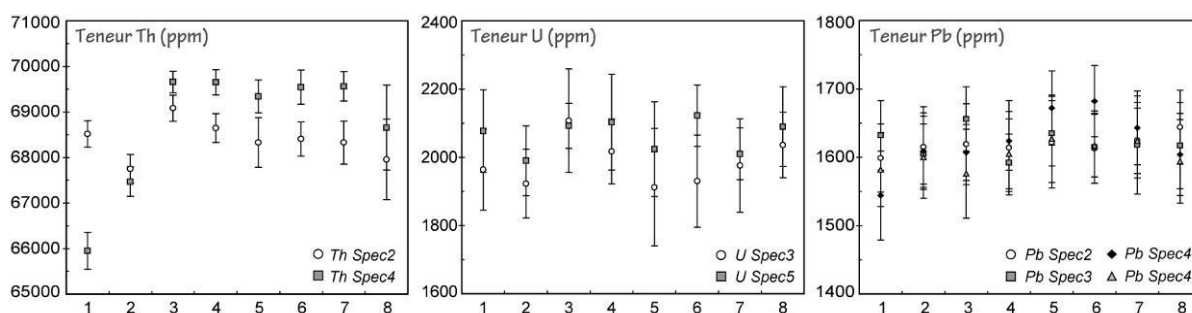
Référence		Th (ppm)	2 σ	U (ppm)	2 σ	Pb (ppm)	2 σ	
Seydoux-Guillaume et al. (2002)		60814	-	1146	-	1485	-	
Dumond et al. (2008)	Moacyr 07-03-07	64413	196	661	18	1506	10	
	Moacyr 07-04-07	64462	210	532	18	1488	12	
	Moacyr 07-04-07-2	64799	198	671	18	1535	10	
	Moacyr 07-04-07-3	63100	272	595	24	1481	14	
	Moacyr 07-05-07	62798	222	579	20	1477	12	
	Moacyr 07-06-07	63535	224	573	20	1489	12	
	Moacyr 07-10-07	64005	276	557	24	1496	14	
	Moacyr 07-11-07	63844	246	568	22	1472	14	
		<i>Moyenne</i>	63870		592		1493	
	<i>Ecart type</i>	695		49		20		
Mahan et al. (2010)	06/09/2007	64121	694	549	62	1520	24	
	06/10/2007	64226	472	544	70	1512	26	
	06/12/2007	64393	514	517	52	1541	10	
	7/30/07	63566	652	667	52	1498	50	
	7/25/08	63178	936	687	68	1495	36	
	7/26/08	62922	1196	686	58	1488	30	
	7/27/08	63613	1050	711	76	1490	52	
	7/28/08	63325	1134	650	66	1467	68	
		<i>Moyenne</i>	63668		626		1501	
		<i>Ecart type</i>	530		77		23	

Spear et al. (2009) ont récemment publié une étude détaillée sur la mesure de la composition chimique des monazites à la microsonde électronique et ont également basé leur étude sur la monazite Moacir. Le premier point important à noter est qu'ils aboutissent à la même conclusion que Seydoux-Guillaume et al. (2002) à savoir que la monazite Moacir est chimiquement homogène. En revanche, ils montrent que les teneurs en Th, U et Pb mesurées peuvent sensiblement différer en fonction du spectromètre de la microsonde utilisé (Table 10.2 et Fig. 10.2). La reproductibilité obtenue sur les 8 sessions analytiques (réalisées entre le 9 mai 2008 et le 15 août 2008) varie elle aussi : pour le Th, elle est de 1,9% et 5,5% sur les spectromètres 2 et 5 respectivement ; pour l'U, elle est de 9,7% et 6,4% sur les spectromètres 3 et 5 respectivement ; enfin pour le Pb, elle est de 2,8%, 3,9%, 8,6% et 3,2% sur les spectromètres 2, 3, 4 et 5 respectivement. Les moyennes de toutes les données analytiques qu'ils ont obtenues sont 68276 ± 669 ppm (Spec2) et 68505 ± 1378 ppm (Spec4) pour le Th, 1989 ± 132 ppm (Spec3) et 2065 ± 117 ppm (Spec5) pour l'U et 1622 ± 58 ppm (Spec2), 1620 ± 56 (Spec3), 1615 ± 67 ppm (Spec4) et 1600 ± 58 ppm (Spec5) pour le Pb. La teneur en Pb de la monazite Moacir est presque identique dans toutes ces études aux alentours de 1500-1600 ppm.

Table 10.2 : Composition chimique en Th, U et Pb de la monazite Moacir, mesurée à la microsonde électronique sur différents spectromètres (Spear et al., 2009).

Session		Th Spec2	Th Spec4	U Spec3	U Spec5	Pb Spec2	Pb Spec3	Pb Spec4	Pb Spec5
May 9, 2008	<i>Moyenne</i>	68516	65951	1964	2077	1599	1632	1544	1582
	<i>Ecart type</i>	293	405	119	121	50	51	65	54
May 19, 2008	<i>Moyenne</i>	67751	67469	1923	1990	1615	1605	1609	1600
	<i>Ecart type</i>	315	323	101	102	59	44	56	60
June 8, 2008 Line 1	<i>Moyenne</i>	69081	69659	2107	2092	1619	1656	1607	1576
	<i>Ecart type</i>	288	235	152	66	59	47	41	65
June 8, 2008 Line 2	<i>Moyenne</i>	68646	69651	2017	2103	1614	1592	1624	1605
	<i>Ecart type</i>	317	280	95	140	69	42	43	51
June 8, 2008 Line 3	<i>Moyenne</i>	68331	69340	1912	2024	1622	1635	1672	1627
	<i>Ecart type</i>	543	363	172	139	67	48	54	64
June 8, 2008 Line 4	<i>Moyenne</i>	68405	69543	1930	2122	1613	1615	1682	1617
	<i>Ecart type</i>	375	375	135	90	51	53	52	46
June 8, 2008 Line 5	<i>Moyenne</i>	68328	69562	1976	2010	1625	1618	1643	1624
	<i>Ecart type</i>	472	323	137	76	55	72	54	48
August 15, 2008	<i>Moyenne</i>	67958	68657	2036	2090	1644	1617	1604	1594
	<i>Ecart type</i>	883	933	96	117	54	63	60	61
Toutes données	<i>Moyenne</i>	68276	68505	1989	2065	1622	1620	1615	1600
	<i>Ecart type</i>	669	1378	132	117	58	56	67	58

En revanche, Spear et al. (2009) obtiennent une teneur en Th d'environ 68000 ppm, soit environ 8000 ppm de plus (ca. 12%) que Seydoux-Guillaume et al. (2002), et 4500 ppm de plus (ca. 6,6%) que Dumond et al. (2008) et Mahan et al. (2010). La situation est encore plus critique si on regarde la teneur en U. En effet, Spear et al. (2009) obtiennent une teneur en U d'environ 2000 ppm, soit environ 850 ppm de plus (ca. 42,5%) que Seydoux-Guillaume et al. (2002) et 1400 ppm de plus (ca. 70%) que Dumond et al. (2008) et Mahan et al. (2010).

**Figure 10.2 : Teneurs en Th, U et Pb de la monazite Moacir mesurées à la microsonde électronique sur différents spectromètres (Spear et al., 2009).**

Ces données montrent que la monazite Moacir semble homogène en Th, U et Pb lorsque les différentes données d'une même étude sont comparées, c'est-à-dire mesurées avec le même instrument dans le même laboratoire. En revanche, lorsque l'on compare les données de différents laboratoires, on observe une variabilité importante des teneurs en Th, U et Pb, bien supérieure aux seules incertitudes analytiques. Cela pose clairement la question de la justesse de la mesure à la microsonde électronique des teneurs en Th, U et

Pb dans la monazite, ce qui peut avoir des conséquences importantes sur la datation chimique U/Th-Pb_{total}.

Des données obtenues par spectrométrie de masse après dilution isotopique (ID-TIMS) sont également disponibles concernant la monazite Moacir. Seydoux-Guillaume et al. (2002) ont réalisé des mesures sur cinq fractions qui ont donné des teneurs moyennes de 1561 ± 231 ppm Pb radiogénique et 1137 ± 172 ppm U (Table 10.3). Gasquet et al. (2010) ont également publié des mesures réalisées par ID-TIMS sur treize fractions de la monazite Moacir. Ils ont obtenu des teneurs moyennes de 1470 ± 94 ppm Pb radiogénique et 989 ± 69 ppm U (Table 10.3). Enfin, des données ID-TIMS ont été acquises par Fletcher et al. (2010), qui utilisent dans leur étude une monazite appelée « French » qu'ils ont obtenue par J.M. Montel. Dans leur article, ils écrivent que cette monazite, « French », est un fragment d'un gros cristal de Manangoutry, Madagascar, et non pas de Moacir. Néanmoins, les concentrations en Th, U et Pb, ainsi que les rapports isotopiques, sont tout à fait similaires à ceux de la monazite Moacir publiés dans les autres études. Il est donc probable qu'il y ait eu une erreur de communication et que leur monazite « French » soit bel et bien un fragment de la monazite Moacir. Fletcher et al. (2010) ont analysé deux fractions qui ont donné des teneurs de 1349 ± 199 ppm Pb et 911 ± 131 ppm U (Table 10.3). En considérant les déviations à la moyenne, les teneurs en Pb et U obtenues par ID-TIMS dans ces trois études sont identiques.

La figure 10.3 synthétise les différentes données obtenues par microsonde électronique et ID-TIMS. En considérant les incertitudes, les teneurs U et Pb radiogénique mesurées par ID-TIMS sont identiques à celles obtenues par Seydoux-Guillaume et al. (2002) à la microsonde électronique, ce qui indique que la monazite Moacir n'a pas incorporé de Pb commun. Dumond et al. (2008) et Mahan et al. (2010) obtiennent également des teneurs en Pb autour de 1500 ppm. La teneur en U obtenue par ID-TIMS est en revanche environ deux fois supérieure aux teneurs de Dumond et al. (2008) et Mahan et al. (2010) et deux fois inférieure à celle de Spear et al. (2009).

La reproductibilité observée entre les trois études ID-TIMS confirme que cette technique reste la plus juste pour mesurer les teneurs en U et Pb dans la monazite.

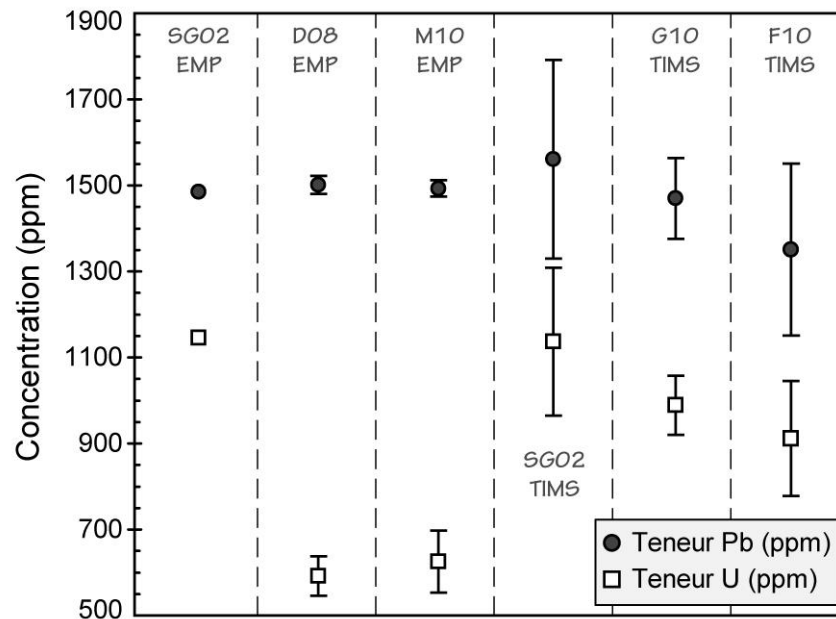


Figure 10.3 : Teneurs en Pb et en U de la monazite Moacir issues de différentes publications et obtenues par différentes méthodes. SG02 : Seydoux-Guillaume et al. (2002) ; D08 : Dumond et al. (2008) ; G10 : Gasquet et al. (2010) ; M10 : Mahan et al. (2010) ; F10 : Fletcher et al. (2010). EMP : mesures microsonde électronique ; TIMS : mesures par spectrométrie de masse à ionisation thermique après dilution isotopique.

Du point de vue de la géochronologie, la situation est également complexe. Les données ID-TIMS de Seydoux-Guillaume et al. (2002) sur cinq fractions définissent un âge concordant de 474 Ma (Table 10.3 et Fig. 10.4). Les données de Gasquet et al. (2010) obtenues sur treize fractions ne permettent pas en revanche de calculer un âge concordant car toutes présentent une discordance inverse (Table 10.3 et Fig. 10.4). En plus de cela, les points sont décalés vers des âges beaucoup plus vieux autour de 505-510 Ma dans le diagramme concordia (Fig. 10.4). En accord avec l'âge concordia calculé de 474 Ma, Seydoux-Guillaume et al. (2002) obtiennent des âges moyens pondérés $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ identiques de 474-475 Ma (Fig. 10.5). Gasquet et al. (2010) obtiennent un âge moyen pondéré $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ identique de 473 ± 1 Ma mais celui-ci est associé à des statistiques très médiocres (MSWD de 298 et probabilité de 0 ; Fig. 10.5). Les âges moyens pondérés $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ sont $511,2 \pm 0,4$ Ma et $504,3 \pm 0,2$ Ma respectivement (Fig. 10.5). Enfin, l'analyse de deux fractions par Fletcher et al. (2010) a donné un résultat presque identique à celui de Gasquet et al. (2010), les deux analyses présentant également une discordance inverse (Fig. 10.4). Les âges moyens pondérés $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ de Fletcher et al. (2010) sont $513,6 \pm 0,7$ Ma et $505,8 \pm 0,8$ Ma, respectivement. Comme Seydoux-Guillaume et al. (2002) et Gasquet et al. (2010), ils obtiennent un âge moyen pondéré $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 471 ± 2 Ma. Enfin,

Fletcher et al. (2010) sont les seuls à avoir mesuré le rapport $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ par ID-TIMS. L'âge moyen pondéré $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ correspondant est égal à $504,4 \pm 0,7$ Ma.

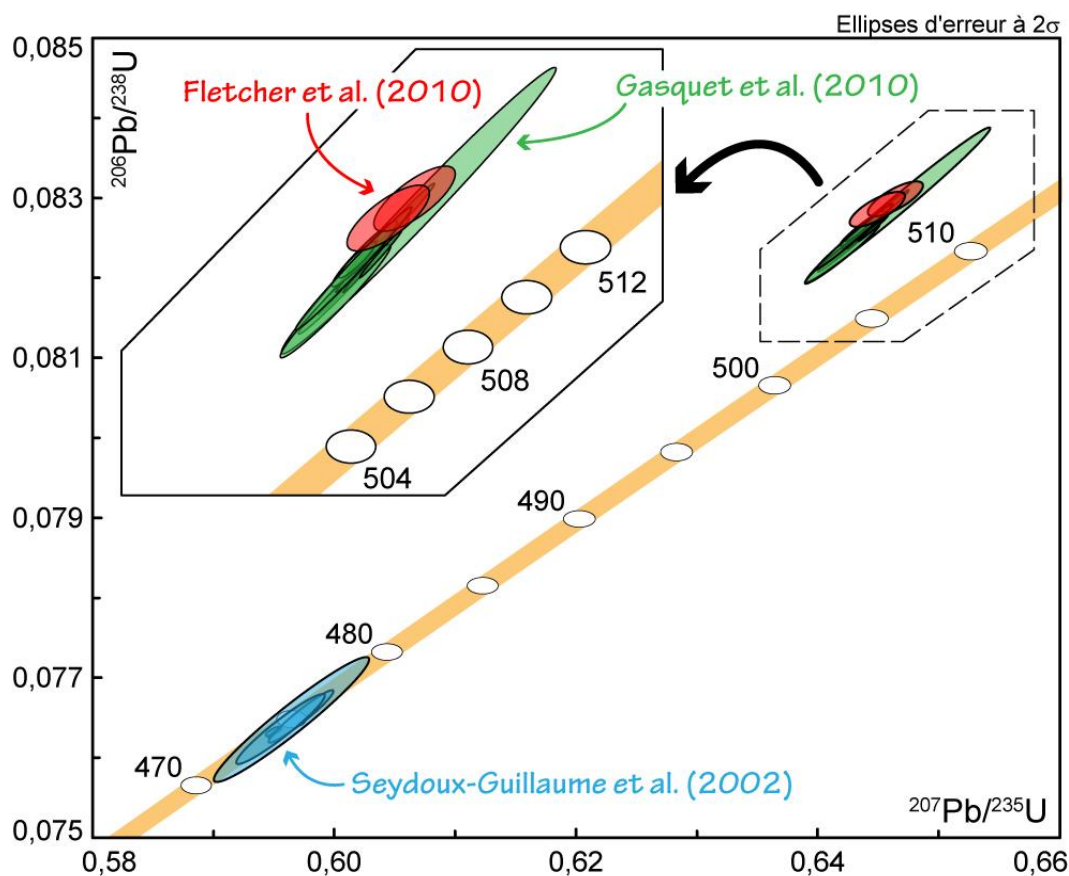


Figure 10.4 : Diagramme concordia représentant les données ID-TIMS obtenues par Seydoux-Guillaume et al. (2002), Gasquet et al. (2010) et Fletcher et al. (2010) sur la monazite Moacir.

La teneur élevée en Th de la monazite Moacir (ca. 6,0-6,8 pds.%) est possiblement responsable d'un déséquilibre dans le système $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ à l'origine de la discordance inverse observée avec les analyses de Gasquet et al. (2010) et Fletcher et al. (2010). En effet, ce phénomène est bien documenté dans les minéraux riches en Th comme la monazite et résulte d'un excès de ^{206}Pb due à la désintégration du ^{230}Th (e.g. Schärer, 1984). Le rapport $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ est très peu affecté par d'éventuels déséquilibres radioactifs dans la chaîne de désintégration de l'uranium (e.g. Schärer, 1984) ce qui a conduit Gasquet et al. (2010) à considérer l'âge $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ obtenu de $504,3 \pm 0,2$ Ma comme l'âge de cristallisation de la monazite Moacir. En revanche, ces auteurs ne discutent pas les écarts observés entre leurs données et celles de Seydoux-Guillaume et al. (2002) alors qu'ils argumentent un âge de cristallisation pour la monazite Moacir trente millions d'années plus vieux.

Réf.	Analyse	Concentrations (ppm)						Rapports isotopiques						Ages apparents (Ma)			
		Masse (µg)	U	Pb rad.	Th	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$2\sigma\%$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$2\sigma\%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma\%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$
A	1	40	1216	1670	-	3692	19.57	0.07631	0.07	0.5950	0.08	0.05665	0.04	-	474.1	474.1	474.0
	2	58	1310	1788	-	4651	19.46	0.07629	0.07	0.5951	0.07	0.05657	0.04	-	474.1	474.1	474.8
	3	41	868	1189	-	3773	19.46	0.07650	0.35	0.5973	0.37	0.05662	0.11	-	475.2	475.5	476.8
	4	38	1286	1758	-	3693	19.46	0.07634	0.47	0.5956	0.50	0.05659	0.07	-	474.2	474.4	475.6
	5	37	1005	1399	-	1350	19.61	0.07646	0.84	0.5965	0.87	0.05658	0.27	-	475.0	475.0	475.2
		Moyenne	1137	1561	-												
		Ecart type	172	231	-												
B	MO 1	112	889	1325	-	2676	19.52	0.08280	0.29	0.6451	0.29	0.05650	0.03	-	512.8	505.5	472.2
	MO 2	99	879	1300	-	2934	19.49	0.08235	0.14	0.6420	0.14	0.05655	0.02	-	510.1	503.6	473.9
	MO 3	132	878	1304	-	3170	19.54	0.08253	0.14	0.6433	0.15	0.05653	0.02	-	511.2	504.3	473.3
	MO 4	93	1043	1517	-	3444	19.14	0.08247	0.39	0.6429	0.39	0.05653	0.03	-	510.9	504.1	473.4
	MO 5	185	1010	1513	-	3710	19.65	0.08291	0.95	0.6465	0.96	0.05655	0.06	-	513.5	506.3	474.2
	MO 6	157	1070	1593	-	3390	19.63	0.08246	0.10	0.6431	0.10	0.05656	0.02	-	510.8	504.2	474.4
	MO 7	133	1043	1549	-	3020	19.58	0.08230	0.38	0.6419	0.39	0.05657	0.09	-	509.9	503.5	474.7
	MO 8	183	1021	1534	-	3033	19.75	0.08262	0.16	0.6444	0.15	0.05657	0.02	-	511.7	505.0	474.7
	MO 9	160	984	1463	-	2598	19.54	0.08250	0.14	0.6430	0.14	0.05653	0.02	-	511.1	504.2	473.1
	MO 10	250	1058	1541	-	4717	19.16	0.08260	0.11	0.6434	0.11	0.05650	0.02	-	511.6	504.4	472.0
	MO 11	170	1008	1473	-	3882	19.20	0.08262	0.22	0.6435	0.23	0.05649	0.03	-	511.7	504.5	471.8
	MO 12	199	1032	1502	-	2862	19.10	0.08258	0.12	0.6431	0.13	0.05648	0.06	-	511.5	504.2	471.2
	MO 13	113	945	1495	-	3583	20.90	0.08252	0.41	0.6429	0.41	0.05650	0.03	-	511.1	504.1	472.2
		Moyenne	989	1470	-												
		Ecart type	69	94	-												
C	M1A	42	818	1208	50568	5009	19.46	0.08299	0.22	0.64627	0.28	0.05648	0.14	0.02529	506.2	471.3	504.7
	M1B	42	1003	1490	62499	4883	19.62	0.08286	0.22	0.64479	0.29	0.05644	0.14	0.02525	505.3	469.6	504.1
		Moyenne	911	1349	56534												
		Ecart type	131	199	8436												

Références : A - Seydoux-Guillaume et al. (2002) ; B - Gasquet et al. (2010) ; C - Fletcher et al. (2010)

← Table 10.3 : Données ID-TIMS obtenues par Seydoux-Guillaume et al. (2002), Gasquet et al. (2010) et Fletcher et al. (2010) sur la monazite Moacir.

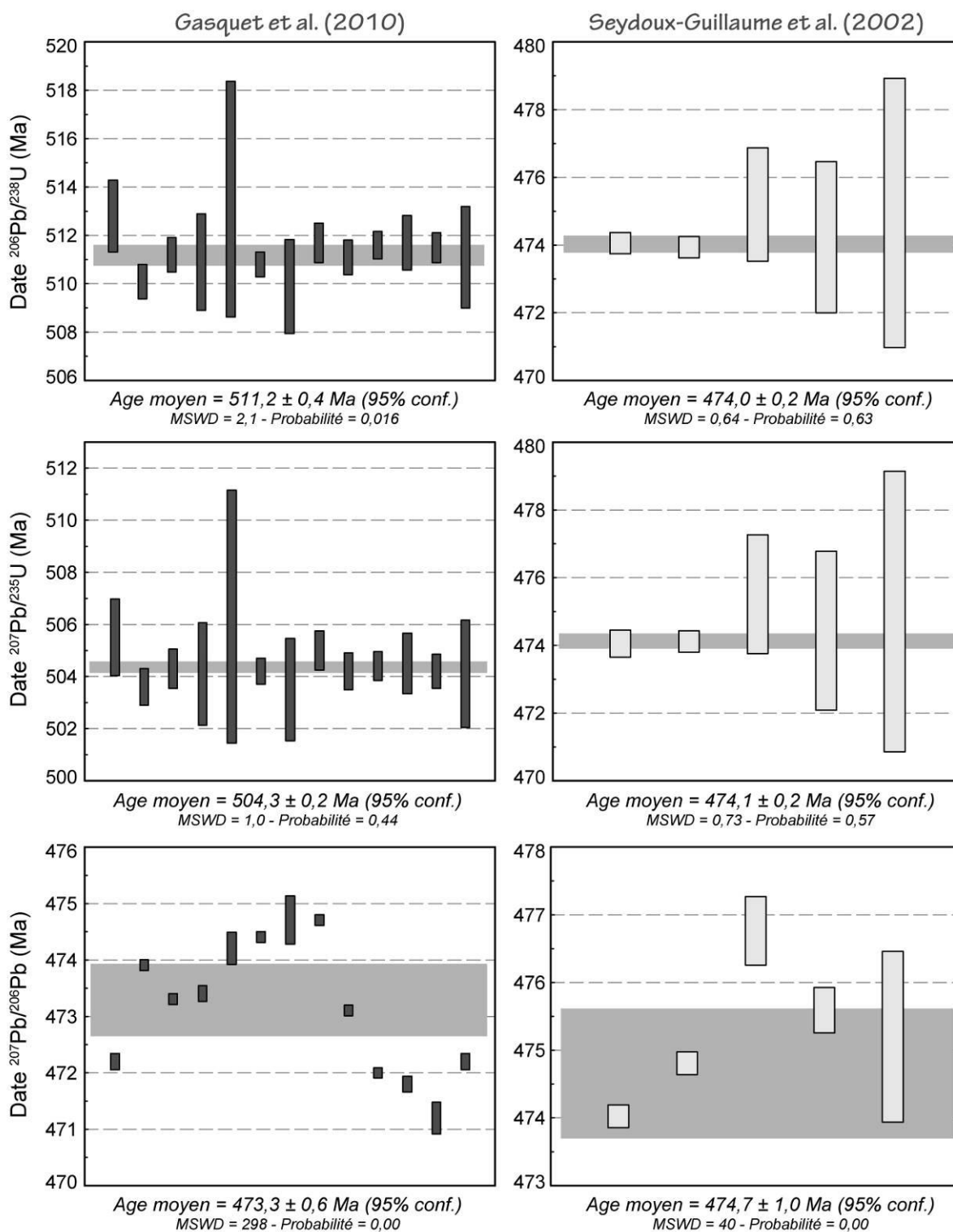


Figure 10.5 : Ages moyens pondérés $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenus par Seydoux-Guillaume et al. (2002) et Gasquet et al. (2010) sur la monazite Moacir.

Enfin, Gasquet et al. (2010) calculent un rapport théorique $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ de 0,02525 à partir de l'âge $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ de 504 Ma, rapport utilisé depuis afin de calculer les âges $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ des échantillons inconnus (Gasquet et al., 2010 ; Hurai et al., 2010 ; Poilvet et al., 2011). La mesure ID-TIMS du rapport $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ par Fletcher et al. (2010) à $0,02527 \pm 0,00002$ confirme la validité du rapport théorique calculé par Gasquet et al. (2010).

D'autres âges obtenus par ID-TIMS sur la monazite Moacir sont cités dans la littérature sans toutefois que les données correspondantes aient été publiées. Mahan et al. (2010) cite une communication personnelle de W.J. Davis du Service Géologique du Canada qui aurait obtenu des âges $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ de $506,0 \pm 1,0$ Ma, $515,2 \pm 0,6$ Ma et $506,7 \pm 0,8$ Ma respectivement (Fig. 10.6). Des données ID-TIMS préliminaires obtenues par Jim Crowley ont également données des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ de ca. 514 Ma et ca. 508 Ma (communication personnelle de J. Crowley). Les âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ obtenus par Gasquet et al. (2010) semble donc légèrement plus jeunes que ceux de Fletcher et al. (2010) et que les âges non publiés à ce jour (Fig. 10.6). Dans tous les cas, l'âge $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ est affecté par un excès de ^{206}Pb car il est systématiquement plus vieux que l'âge $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

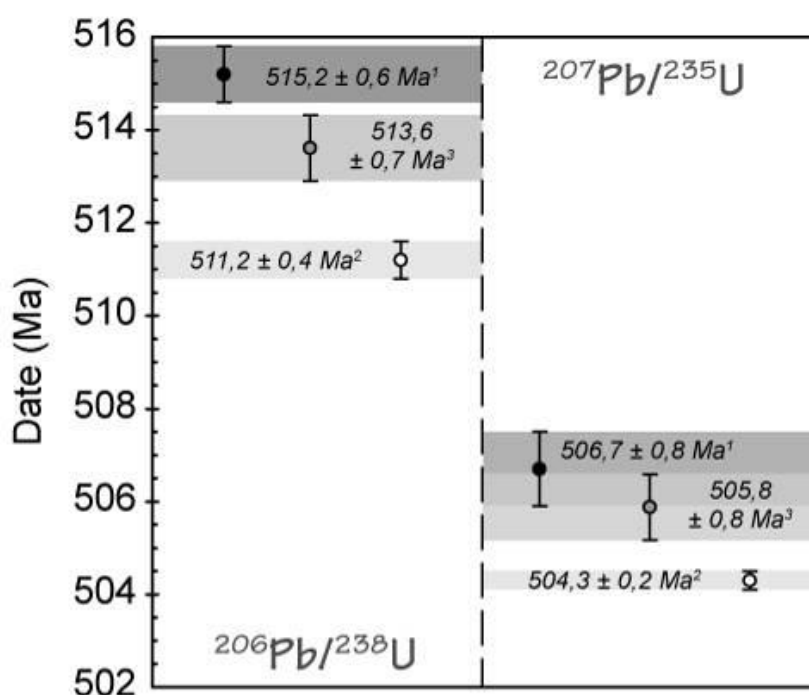


Figure 10.6 : Ages moyens pondérés $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ obtenues par ID-TIMS au ¹Service Géologique du Canada (non publiées et citées dans Mahan et al., 2010), par ²Gasquet et al. (2010) et ³Fletcher et al. (2010) sur la monazite Moacir.

En synthèse, quelques points restent problématiques concernant la monazite Moacir :

- Les trois chronomètres $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ont donné un âge identique de ca. 474-475 Ma dans l'étude de Seydoux-Guillaume et al. (2002) et il semble improbable que cela soit fortuit.
- Gasquet et al. (2010) et Fletcher et al. (2010) obtiennent un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ identique à celui obtenu par Seydoux-Guillaume et al. (2002) et cela n'est vraisemblablement pas non plus le fruit du hasard.
- En revanche, Gasquet et al. (2010) et Fletcher et al. (2010) ont mesuré des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ de 511-514 Ma et 504-506 Ma, respectivement, plus vieux de plus de 30 Ma que les âges de Seydoux-Guillaume et al. (2002).

Comme proposé par Spear et al. (2009), ces différences pourraient suggérer que la monazite Moacir contient un mélange de plusieurs populations d'âges. Cette monazite provient d'une pegmatite du district d'Itambé au Brésil (Cruz et al., 1996), située dans la partie nord de la grande province pegmatitique Est-Brésilienne (EBPP : East Brazilian Pegmatitic Province). Viana et al. (2003) propose une synthèse des différentes données géochronologiques, essentiellement des âges K-Ar sur muscovite et biotite, disponibles sur l'EBPP. Ces âges ont été traités à l'aide de la fonction « Unmix ages » du logiciel Isoplot (Ludwig, 2008), basée sur l'algorithme de Sambridge et Compston (1994), et le résultat est présenté sur la figure 10.7. Cette figure montre que deux populations principales d'âges dominant dans les pegmatites de l'EBPP à 474 ± 5 Ma et 516 ± 5 Ma. L'âge le plus jeune correspond parfaitement à l'âge de cristallisation de la monazite Moacir obtenu par Seydoux-Guillaume et al. (2002) tandis que l'âge le plus vieux est identique aux âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtenus par ID-TIMS. Cela pourrait indiquer que la monazite Moacir contient deux population d'âges ayant enregistré deux événements. Si tel était le cas, l'utilisation de cette monazite comme standard de référence serait nécessairement à remettre en cause. A l'verse, la conséquence positive est que la richesse de l'information géochronologique potentiellement contenue dans la monazite pourrait être totalement sous-estimée à ce jour (voir partie 2.3 de ce chapitre).

En tout état de cause, il apparaît indispensable d'effectuer une intercalibration entre différents laboratoires afin de valider, ou non, l'utilisation de la monazite Moacir comme standard de référence international pour la géochronologie U-Th-Pb.

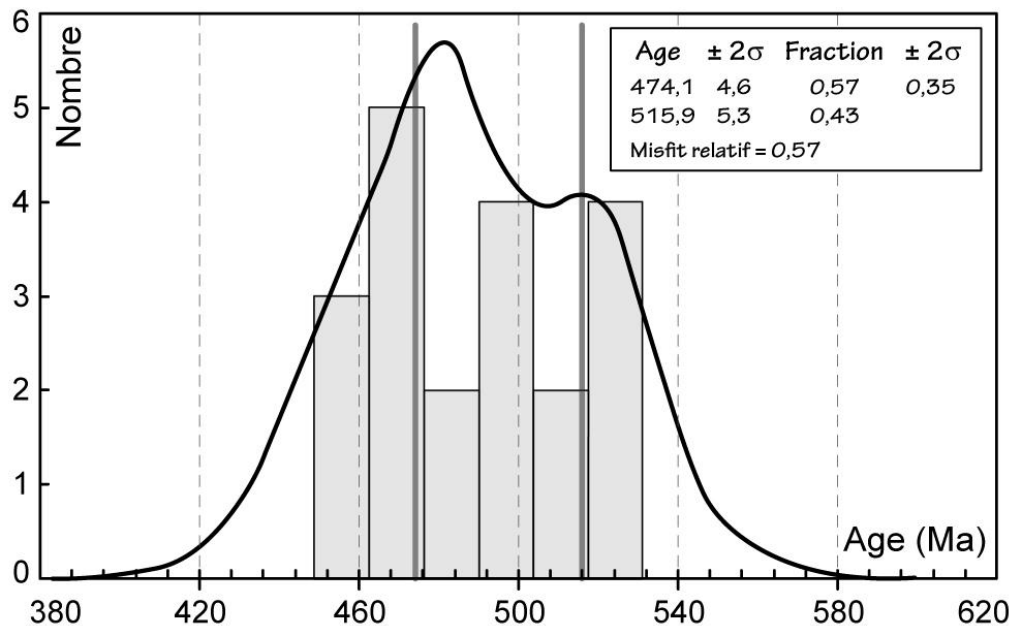


Figure 10.7 : Diagramme de probabilité des différents âges obtenus dans la grande province pegmatitique Est-Brésilienne (synthèse dans Viana et al., 2003) de laquelle provient la monazite Moacir.

2.2.2. La monazite Manangoutry

Une autre monazite a été utilisée comme standard de référence lors des datations LA-ICP-MS réalisées à l'Université de Bergen et comme standard « inconnu » lors des datations LA-ICP-MS réalisées à l'Université de Clermont-Ferrand, la monazite Manangoutry. Les fragments utilisés proviennent d'un large cristal de plusieurs centimètres extrait d'une lentille contenue dans le complexe granite-charnockite d'Anosyan au sud de Madagascar (Paquette et al., 1994). Des données U-Pb, obtenues par ID-TIMS sur des zircons de la même lentille, et Sm-Nd, ont donné des âges par intercept haut de 545 ± 2 Ma, et de 545 ± 11 (isochrone Mnz-Bt-Zrn-Grt), respectivement (Paquette et al., 1994).

Horstwood et al. (2003) et Paquette et Tiepolo (2007) ont récemment présenté des données U-Pb obtenues par ID-TIMS sur des fragments de la monazite Manangoutry (Table 10.4 et Fig. 10.8). Dans ces deux études, les fragments de Manangoutry analysés définissent des âges discordants avec des intercepts hauts équivalents à 555 ± 2 et 554 ± 2 Ma (Fig. 10.8). Les âges moyens pondérés $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ obtenus par Horstwood et al. (2003) avec les 3 analyses concordantes sont tous les deux égaux à 555 ± 3 Ma. La monazite Manangoutry semble donc homogène du point de vue des âges U-Pb, semblant contraindre de façon précise sa cristallisation à 555 Ma. Cependant, les âges ID-TIMS de 545 Ma obtenu par Paquette et al. (1994) sur zircon et de 554-555 Ma obtenus par Horstwood et al. (2003) et Paquette et

Tiepolo (2007) sur monazite ne se recoupent pas en considérant les incertitudes associées. Par ailleurs, l'une des quatre fractions de monazite analysée par Horstwood et al. (2003) définit un âge sub-concordant à ca. 546 Ma (Fig. 10.8).

Cela nous autorise à nous poser la question de savoir si cet âge de 545 Ma a une signification géologique, enregistrée discrètement dans la monazite, ou non.

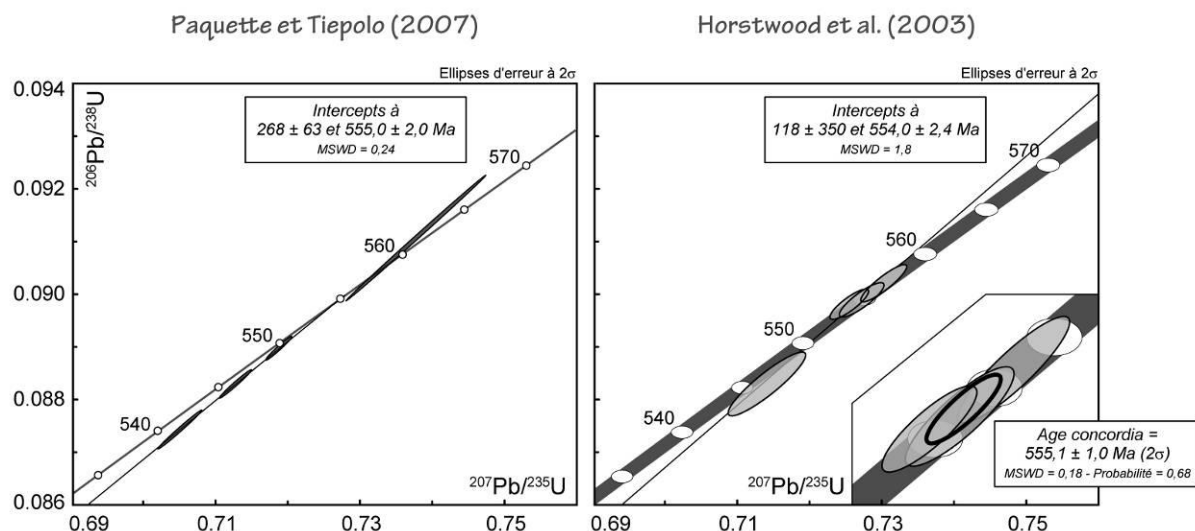


Figure 10.8 : Diagramme concordia représentant les données ID-TIMS obtenues par Horstwood et al. (2003) et Paquette et Tiepolo (2007) sur la monazite Manangoutry.

Table 10.4 : Données ID-TIMS obtenues par Horstwood et al. (2003) sur la monazite Manangoutry.

Analyse	U (ppm)	Rapports isotopiques					Ages apparents (Ma)					
		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ %	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ
1	859	3956	0.090200	0.16	0.058708	0.08	556.7	1.7	556.6	1.5	556.3	3.5
2	938	4354	0.089889	0.15	0.058662	0.09	554.9	1.6	554.8	1.3	554.6	3.9
3	858	3635	0.088290	0.28	0.058639	0.13	545.4	2.9	547.0	2.5	553.7	5.7
4	883	4399	0.089806	0.13	0.058577	0.08	554.4	1.3	553.8	1.2	551.4	3.4

Plusieurs études ont publié des mesures, réalisées à la microsonde électronique, de la composition chimique de la monazite Manangoutry (Table 10.5). Montel et al. (1996) ont mesuré des teneurs en Th, Pb et U de 126351 ± 26620 ppm, 3397 ± 674 ppm et 2714 ± 621 ppm, respectivement. Foster et al. (2002) présentent des teneurs en Th, Pb et U de 117761 ± 1354 ppm, 3249 ± 249 ppm et 2204 ± 112 ppm, respectivement. Oelkers et Poitrasson (2002) ont eux obtenu des teneurs de 117937 ± 439 ppm Th, 2785 ± 1021 ppm Pb et 1322 ± 88 ppm U. Lisowiec (2006) a lui publié des teneurs de 103010 ± 750 ppm Th, 2673 ± 52 ppm Pb et

1813 ± 70 ppm U. Enfin, Schmitz et al. (2009) obtiennent des teneurs de 113923 ± 355 ppm Th, 3033 ± 54 ppm Pb et 2204 ± 88 ppm U. Si l'on réalise la moyenne de ces différentes compositions, on obtient des teneurs de 115796 ± 8468 ppm (7,3%) Th, 3027 ± 304 ppm (10,0%) Pb et 2051 ± 518 ppm (25,3%) U. L'âge chimique calculé correspondant à ces teneurs est égal à 549,5 ± 10 Ma. Les analyses ID-TIMS réalisées par Horstwood et al. (2003) ont donné des teneurs en uranium de 858-938 ppm (Table 10.4), très loin des valeurs obtenues à la microsonde électronique.

Table 10.5 : Composition chimique en Th, U et Pb de la monazite Manangoutry, mesurée à la microsonde électronique, issue de cinq références différentes.

Référence	Nombre mesures	Th (ppm)	Ecart type	U (ppm)	Ecart type	Pb (ppm)	Ecart type
Montel et al. (1996)	9	126351	26620	2714	621	3397	674
Foster et al. (2002)	6	117761	1354	2204	112	3249	249
Oelkers et Poitrasson (2002)	28	117937	439	1322	88	2785	1021
Lisowiec (2006)	60	103010	750	1813	70	2673	52
Schmitz et al. (2009)	3	113923	355	2204	88	3033	54
<i>Moyenne</i>		<i>115796</i>	<i>8468</i>	<i>2051</i>	<i>518</i>	<i>3027</i>	<i>304</i>

Comme pour la monazite Moacir, ces données montrent que la monazite Manangoutry apparait comme homogène en Th, U et Pb lorsque les différentes données d'une même étude, obtenues avec le même instrument dans le même laboratoire, sont comparées. En revanche, on observe une forte variabilité des teneurs en Th, U et Pb lorsque l'on compare entre elles les données de différents laboratoires. Cet exemple, ajouté au précédent sur la monazite Moacir, tend à confirmer la présence d'un problème analytique lors de la mesure des teneurs en Th, U et Pb dans la monazite à la microsonde électronique.

Lors des analyses LA-ICP-MS réalisées au cours de cette thèse, en janvier et avril 2010, au laboratoire Magmas et Volcans à Clermont-Ferrand, nous avons utilisé la monazite Manangoutry comme deuxième standard, traité comme les échantillons d'âge inconnu, afin de contrôler la qualité des résultats analytiques obtenus. Les 20 analyses réalisées (Table 10.6) présentent une légère discordance inverse (Fig. 10.9) due à des âges moyens pondérés $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ différents de 554 ± 3 Ma et 540 ± 5 Ma, respectivement (Fig. 10.9). L'âge moyen $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ pondéré de 551 ± 3 Ma est lui similaire à l'âge $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ en considérant les incertitudes analytiques (Fig. 10.9). Si ces deux âges sont en accord avec les

données ID-TIMS, l'âge $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ est lui plus jeune, et identique à l'âge obtenu par ID-TIMS sur zircon par Paquette et al. (1994). En plus de cela, si l'on applique le même raisonnement que pour la monazite Moacir à propos d'un éventuel excès de ^{206}Pb , l'âge de cristallisation de la monazite Manangoutry devrait être l'âge $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ de 540 ± 5 Ma. En effet, Gasquet et al. (2010) attribue cet excès de ^{206}Pb pour la monazite Moacir à un déséquilibre dans le système $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ en lien avec une forte teneur en Th. La monazite Manangoutry contient presque deux fois plus de Th mais ne présenterait pourtant pas d'excès de ^{206}Pb selon les données ID-TIMS de Horstwood et al. (2003) et Paquette et Tiepolo (2007).

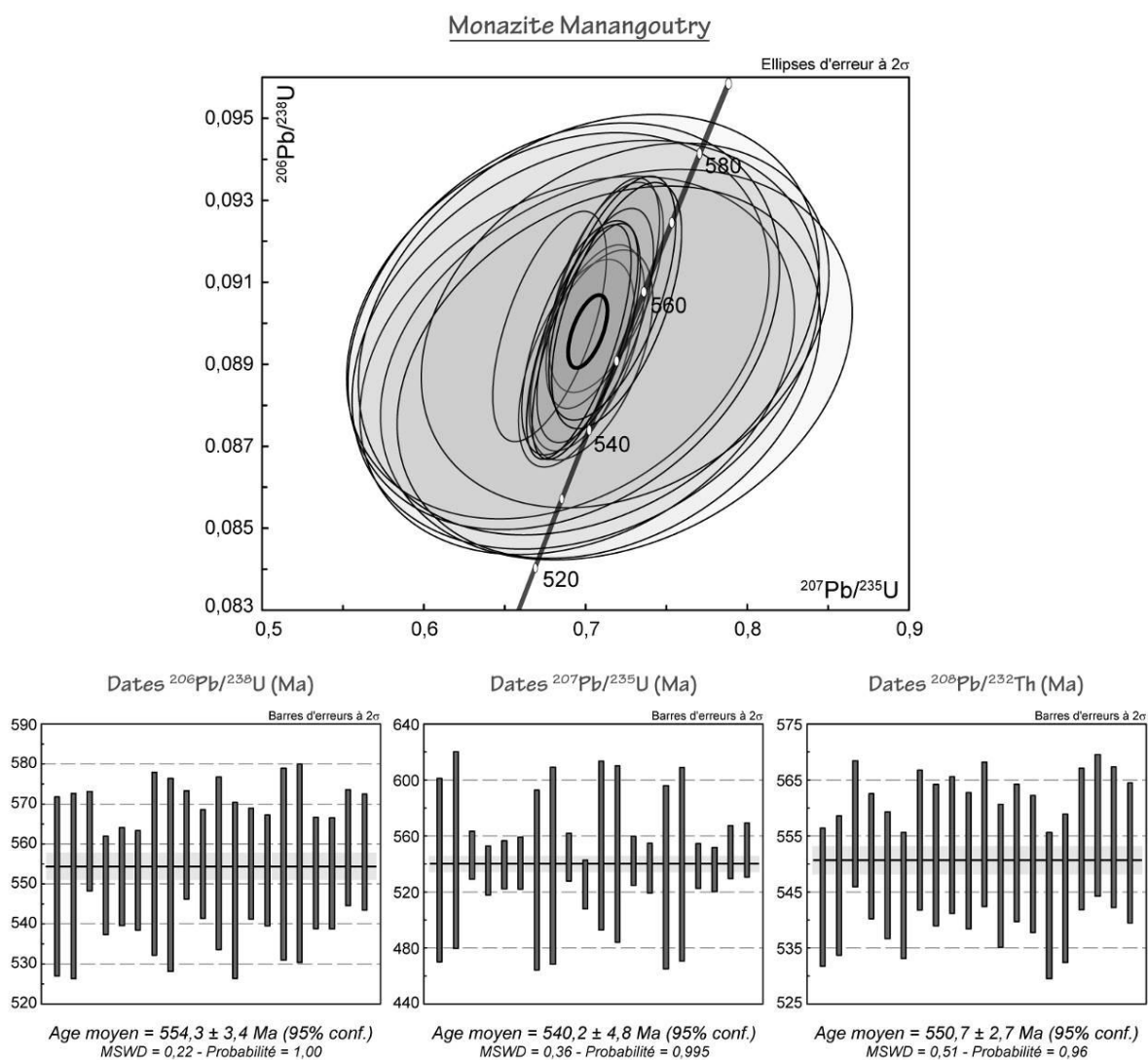


Figure 10.9 : Diagramme concordia et âges moyens pondérés $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ obtenus lors des analyses LA-ICP-MS de la monazite Manangoutry au laboratoire Magmas et Volcans de Clermont-Ferrand.

Table 10.6 : Résultats des analyses LA-ICP-MS de la monazite Manangoutry, traitée comme un échantillon inconnu, au laboratoire Magmas et Volcans de Clermont-Ferrand.

		Rapports isotopiques							
Session	Analyse	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	1 σ
11/01/2010a	28	0.05708	0.00369	0.08896	0.00189	0.69477	0.05474	0.02728	0.00031
	29	0.05759	0.00391	0.08898	0.00195	0.71882	0.05939	0.02739	0.00032
	3	0.05691	0.00097	0.09087	0.00105	0.71272	0.01441	0.02795	0.00029
	4	0.05677	0.00100	0.08901	0.00104	0.69430	0.01458	0.02766	0.00028
11/01/2010b	3	0.05736	0.00099	0.08939	0.00103	0.70121	0.01438	0.02748	0.00029
	4	0.05654	0.00105	0.08921	0.00105	0.70323	0.01557	0.02730	0.00029
	18	0.05511	0.00353	0.08993	0.00193	0.68292	0.05323	0.02780	0.00032
	19	0.05721	0.00395	0.08946	0.00204	0.70016	0.05892	0.02767	0.00032
12/01/2010b	3	0.05707	0.00096	0.09072	0.00115	0.71039	0.01432	0.02776	0.00031
	4	0.05530	0.00097	0.08991	0.00115	0.67781	0.01430	0.02762	0.00031
	18	0.05815	0.00343	0.08994	0.00182	0.72432	0.05121	0.02785	0.00033
	29	0.05834	0.00363	0.08879	0.00186	0.71421	0.05322	0.02748	0.00032
15/04/2010	3	0.05731	0.00099	0.08993	0.00117	0.70585	0.01469	0.02769	0.00031
	4	0.05711	0.00101	0.08964	0.00117	0.69713	0.01481	0.02758	0.00031
	31	0.05592	0.00376	0.08991	0.00203	0.68638	0.05433	0.02721	0.00033
	32	0.05745	0.00404	0.08995	0.00210	0.70186	0.05800	0.02737	0.00034
	3	0.05670	0.00104	0.08954	0.00118	0.69979	0.01332	0.02781	0.00032
	4	0.05637	0.00102	0.08953	0.00117	0.69569	0.01315	0.02794	0.00032
	23	0.05737	0.00126	0.09060	0.00122	0.71650	0.01594	0.02783	0.00032
	24	0.05768	0.00130	0.09042	0.00123	0.71903	0.01637	0.02769	0.00032
		Âges apparents (Ma)							
Session	Analyse	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	1 σ
11/01/2010a	28	494.1	136.9	549.4	11.2	535.7	32.8	544.1	6.2
	29	513.9	142.8	549.5	11.6	550.0	35.1	546.2	6.2
	3	487.3	37.6	560.7	6.2	546.4	8.5	557.2	5.6
	4	482.1	39.1	549.7	6.2	535.4	8.7	551.4	5.6
11/01/2010b	3	505.0	38.0	551.9	6.1	539.5	8.6	548.0	5.7
	4	473.0	41.1	550.9	6.2	540.7	9.3	544.4	5.6
	18	416.6	137.1	555.1	11.4	528.5	32.1	554.3	6.3
	19	499.2	145.9	552.3	12.1	538.9	35.2	551.6	6.3
12/01/2010b	3	493.8	36.7	559.8	6.8	545.0	8.5	553.4	6.1
	4	424.2	38.2	555.0	6.8	525.5	8.7	550.6	6.1
	18	534.9	124.6	555.2	10.8	553.2	30.2	555.3	6.4
	29	542.7	130.3	548.4	11.0	547.2	31.5	547.9	6.4
15/04/2010	3	502.8	37.3	555.1	6.9	542.3	8.7	552.0	6.1
	4	495.2	38.5	553.4	6.9	537.1	8.9	550.0	6.1
	31	448.7	144.0	555.0	12.0	530.6	32.7	542.6	6.5
	32	508.5	147.9	555.2	12.4	539.9	34.6	545.7	6.6
	3	479.1	40.4	552.8	7.0	538.7	8.0	554.5	6.3
	4	466.4	40.0	552.7	7.0	536.2	7.9	556.9	6.3
	23	505.2	47.9	559.1	7.2	548.6	9.4	554.8	6.3
	24	517.5	48.8	558.0	7.3	550.1	9.7	552.0	6.3

Comme pour la monazite Moacir, plusieurs points sont problématiques avec la monazite Manangoutry :

- La différence entre les âges ID-TIMS obtenus sur zircon (ca. 545 Ma) et monazite (ca. 555 Ma) a-t-elle une signification géologique, et si oui laquelle ?
- L'âge $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ de 540 ± 5 Ma obtenu par LA-ICP-MS, identique dans l'erreur avec l'âge ID-TIMS obtenu sur zircon, a-t-il une signification géologique, et si oui laquelle ?

Paquette et al. (1994) ont daté par ID-TIMS des zircons extraits de la lentille contenant les monazites géantes de Manangoutry à 545 ± 2 Ma. Cependant, les datations ID-TIMS plus récentes de ces monazites ont donné des âges plus vieux de 555 ± 2 et 554 ± 2 (Horstwood et al., 2003 ; Paquette et Tiepolo, 2007). Il y a donc un désaccord entre les âges obtenus sur les zircons et les monazites. Paquette et al. (1994) propose que le métamorphisme granulitique ait eu lieu dans la partie Sud-Est de Madagascar à 565-580 Ma. Cet épisode fut suivi d'un épisode assez mal contraint ayant eu lieu vers 545-550 Ma, impliquant un événement métasomatique important qui a conduit à la cristallisation des monazites. Finalement, un dernier stade métamorphique et/ou métasomatique à 520 Ma a provoqué la cristallisation de veines de calcite à zircons, et marque, selon Paquette et al. (1994), la dernière activité Pan-Africaine dans cette région.

De nombreux événements métamorphiques et/ou métasomatiques, en lien avec la tectonique régionale, ont affecté le socle Précambrien du Sud de Madagascar et établir une chronologie reste un exercice compliqué. Ce n'est pas du tout le but ici, et nous nous limiterons donc à la brève synthèse faite par Jöns et Schenk (2011). Les âges publiés et liés au métamorphisme vont de 600 à 490 Ma. Cependant, le débat est toujours ouvert afin de les corrélés à l'histoire métamorphique de la région. La plupart des auteurs considèrent que le pic principal de métamorphisme a eu lieu vers 600-530 Ma (références dans Jöns et Schenk, 2011). Les âges plus jeunes que 550-490 Ma obtenus sur des monazites sont expliqués soit par un épisode métamorphique de basse pression ou par un métasomatisme granulitique. Jöns et Schenk (2011) ont réalisé une étude détaillée combinant pétrologie métamorphique et géochronologie *in situ* afin de préciser le timing des événements. Selon eux, deux événements métamorphiques M_1 et M_2 ont eu lieu à ca. 600 Ma et ca. 535 Ma, respectivement. Les zircons qu'ils ont datés ont préservé la trace de ces deux événements tandis que les monazites ont seulement livré des âges de ca. 535 Ma. L'événement M_2 correspondrait à un métamorphisme de ultra-haute température et aurait partiellement effacé l'événement M_1 pour lequel les données restent encore imprécises. L'événement M_2 présente un pic aux alentours de 950-1000°C et 8-11 kbar suivi d'une décompression presque isotherme (750-900°C et 4-6 kbar), interprété comme résultant d'une première phase d'épaississement crustal durant laquelle les roches furent enfouies à ca. 25-30 km, puis exhumées jusqu'à des niveaux de croûte moyenne (10-20 km).

Au vu de cette histoire polymétamorphique complexe caractérisant le Sud de Madagascar, il est légitime de se poser la question de savoir si la monazite Manangoutry pourrait être constituée d'un mélange de deux ou plusieurs populations d'âges. Berger et al.

(2006) ont analysé à la microsonde électronique des monazites de plusieurs échantillons provenant de Madagascar, et notamment un monocristal d'environ 5 cm de Manangoutry. Les teneurs sont homogènes, et les moyennes obtenues sur 23 analyses sont de ca. 118000 ppm Th, 2060 ppm U et 2820 ppm Pb (Table 10.7), c'est-à-dire dans les mêmes gammes de valeurs que les teneurs mesurées dans d'autres études (Table 10.5). A partir des teneurs en Th, U et Pb mesurées, ces auteurs ont également calculé les âges chimiques pour chaque point d'analyse. Ces âges sont à prendre avec beaucoup de précaution compte tenu des incertitudes qui existent quant à la mesure des teneurs en Th, U et Pb à la microsonde électronique développées dans ce chapitre, mais ils semblent néanmoins indiquer que la monazite Manangoutry n'est pas homogène en termes d'âge. En effet, Berger et al. (2006) obtiennent un âge de 564 ± 7 Ma au cœur de la monazite analysée alors que la large bordure donne un âge de 482 ± 10 Ma. La déconvolution de ces âges, grâce à la fonction « Unmix ages » du logiciel Isoplot (Ludwig, 2008) donne deux populations avec des âges identiques de 495 ± 7 et 567 ± 32 Ma (Fig. 10.10). Le cristal analysé par Berger et al. (2006) est très homogène chimiquement (Table 10.7), ce qui suggère, selon ces auteurs, qu'il a cristallisé vers 560 Ma durant une première phase de métamorphisme granulitique ($850-950^{\circ}\text{C}$ et ca. 1,0 GPa). Le Pb aurait ensuite été libéré par diffusion vers 490 Ma, durant un deuxième épisode métamorphique ($650-730^{\circ}\text{C}$ et ca. 0,5 GPa).

Table 10.7 : Teneurs en Th, U et Pb, mesurées à la microsonde électronique par Berger et al. (2006) sur un cristal de monazite de Manangoutry, et âges chimiques associés.

Analyse	Th (ppm)	U (ppm)	Pb (ppm)	2 σ %	Age	2 σ
1	118570	1899	2730	11.9	487	31
2	118190	2041	2800	11.5	499	30
3	117600	1993	2790	11.7	501	31
4	116950	1985	2780	11.7	502	31
5	118020	2111	2840	11.5	506	30
6	116610	2086	2510	12.9	453	32
7	117130	2195	2790	11.8	500	31
8	116940	2275	2880	11.3	515	30
9	118220	1841	2650	12.3	475	31
10	119010	1988	3210	10.4	569	29
11	114570	1824	2710	12.2	501	32
12	118340	2270	2710	12.2	480	31
13	118960	2108	2720	12.1	482	31
14	118540	1959	2850	11.5	508	30
15	118320	1920	2680	12.3	479	31
16	118200	2061	2930	11.0	522	29
17	118440	2220	2800	11.6	496	30
18	118190	2171	2760	11.8	491	31
19	117610	2123	2960	11.1	529	30
20	117350	2194	2650	12.3	474	31
21	118820	1938	3180	10.3	565	247
22	117710	2042	3080	10.7	551	250
23	117050	2135	2920	11.2	524	224
Moyenne	117797	2060	2823			
Ecart-type	983	130	168			

La monazite Manangoutry pourrait donc, elle aussi, avoir enregistré plusieurs événements métamorphiques et/ou métasomatiques, et être donc hétérogène en terme d'âge. Comme pour la monazite Moacir, il serait nécessaire d'approfondir l'étude de ces cristaux par des méthodes de datation isotopique *in situ*, de haute précision et à haute résolution, afin de vérifier l'homogénéité, ou non, de la monazite Manangoutry.

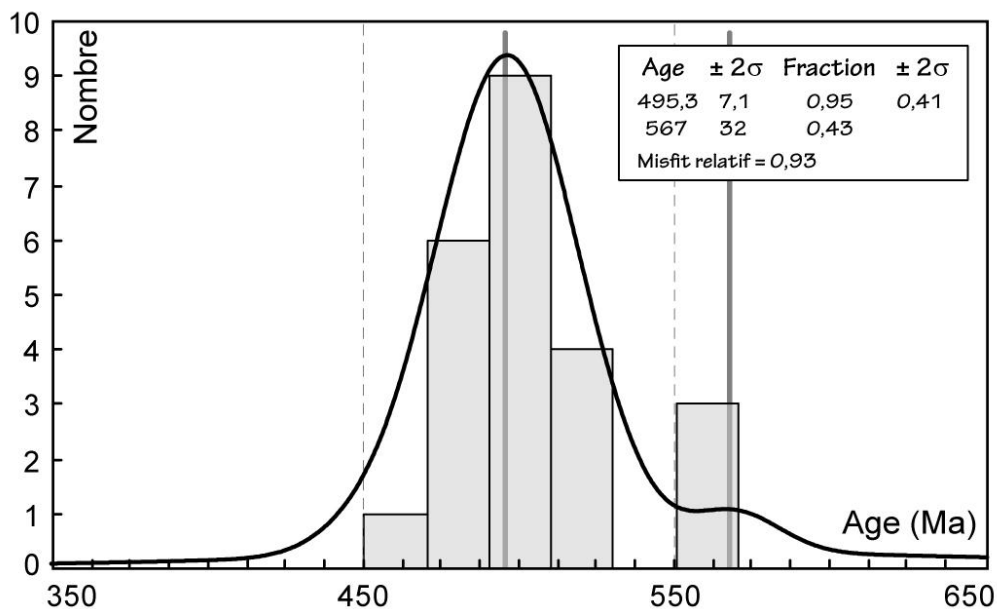


Figure 10.10 : Diagramme de probabilité des différents âges chimiques obtenus sur la monazite Manangoutry par Berger et al. (2006).

Néanmoins, l'enregistrement de plusieurs événements par la monazite Manangoutry n'expliquerait pas la différence entre les âges $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (540 ± 5 Ma) et $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ (555 ± 3 et 551 ± 3 Ma, respectivement) obtenue lors des analyses LA-ICP-MS à Clermont-Ferrand. Cette différence pourrait résulter de problèmes analytiques. Il a, par exemple, été démontré par Black et al. (2004) que les âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mesurés sur des zircons standards par trois techniques différentes (ID-TIMS, SHRIMP et ELA-ICP-MS) pouvaient présenter des différences non négligeables. Par rapport aux âges obtenus par ID-TIMS, les âges SHRIMP et ELA-ICP-MS peuvent différer respectivement de $\pm 1\%$ et $\pm 2-3\%$ (Fig. 10.11). Selon ces auteurs, ces différences d'âges pourraient résulter de variations des teneurs en éléments traces, notamment P, Sm et Nd, induisant un effet de matrice. La différence d'environ 1,8% entre les âges $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ obtenus sur la monazite Manangoutry par ID-TIMS et LA-ICP-MS pourrait avoir été causée par un phénomène de ce type.

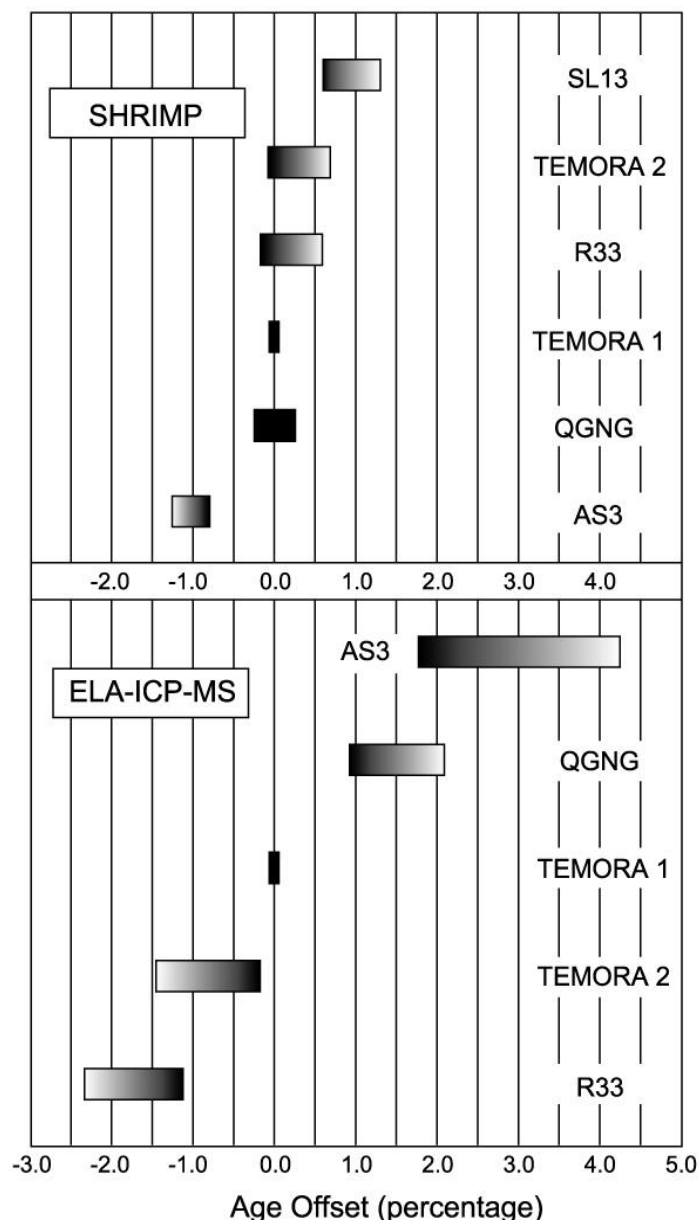


Figure 10.11 : Déviations relatives des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mesurés avec la sonde ionique SHRIMP et par ELA-ICP-MS par rapport à ceux mesurés par ID-TIMS. Le standard utilisé pour la calibration des âges SHRIMP et ELA-ICP-MS est Temora 1 (tiré de Black et al., 2004).

Kohn et Vervoort (2008), dans leur étude sur la datation de la monazite par LA-ICP-MS, ont également montré que le standard, utilisé pour la correction des rapports isotopiques mesurés, a un rôle prépondérant, pouvant induire des différences de $\pm 5\%$ entre les âges mesurés par LA-ICP-MS et ID-TIMS (Fig. 10.12). Selon ces auteurs, la source de ces variations reste inconnue mais pourrait être également liée à des effets de type « matrice ».

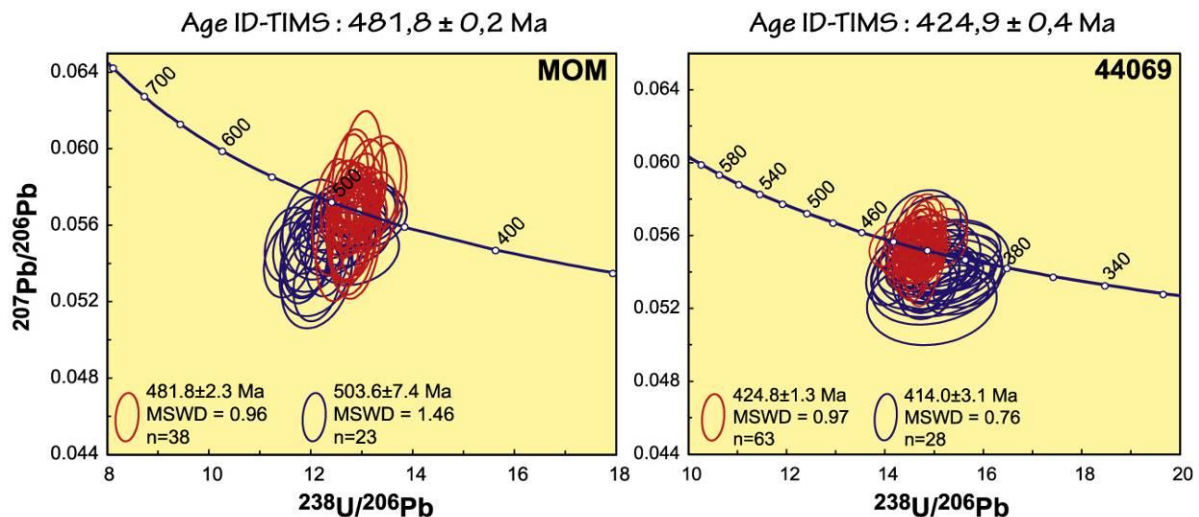


Figure 10.12 : Diagrammes concordia inverses illustrant l'importance de la standardisation des données obtenues par rapport à un standard. Dans les deux diagrammes, les analyses en bleu ont été standardisées par rapport à la monazite standard Trebilcock et les analyses en rouge ont été auto-standardisées (c'est-à-dire par rapport aux rapports isotopiques mesurés par ID-TIMS). Pour les monazites MOM et 44069, la standardisation par rapport au standard Trebilcock induit des âges calculés trop vieux de 4,6% et trop jeune de 2,6%, respectivement.

Cette première partie consacrée à deux monazites utilisées comme standard lors des analyses ponctuelles illustre la nécessité d'effectuer des études approfondies. Dans l'avenir, plusieurs cristaux de monazite différents, possédant des caractéristiques variées (composition chimique et âge notamment), devront nécessairement être analysés dans différents laboratoires selon un protocole strict, dans le but de faire émerger quelques standards internationaux utilisés par tous.

Néanmoins, et malgré les quelques incertitudes existantes quant aux standards utilisés durant cette thèse, nous allons voir que le système U-Th-Pb dans la monazite pourrait s'avérer être bien plus qu'un simple thermochronomètre.

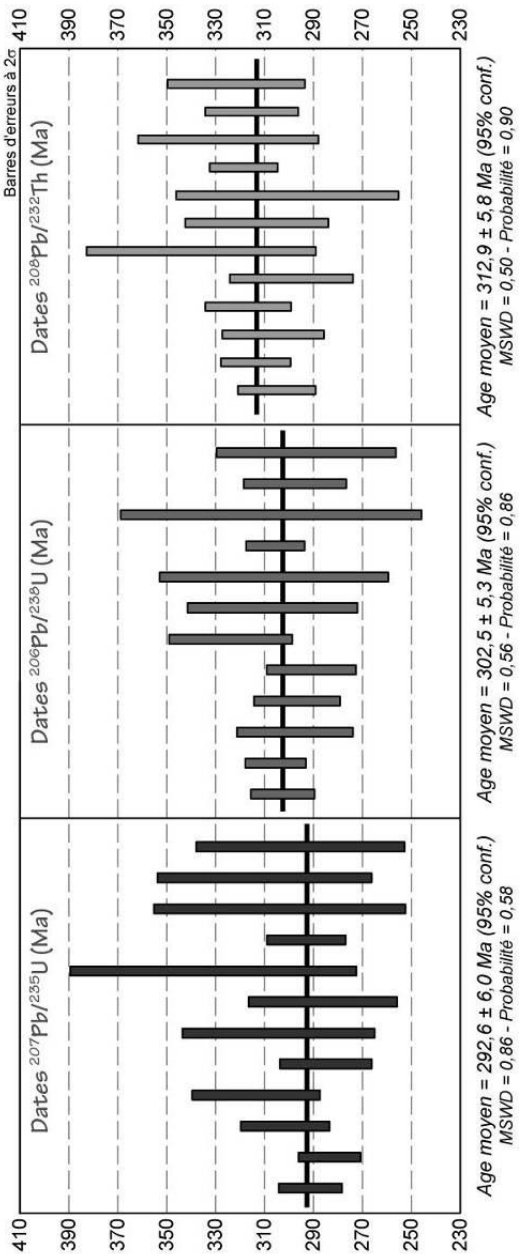
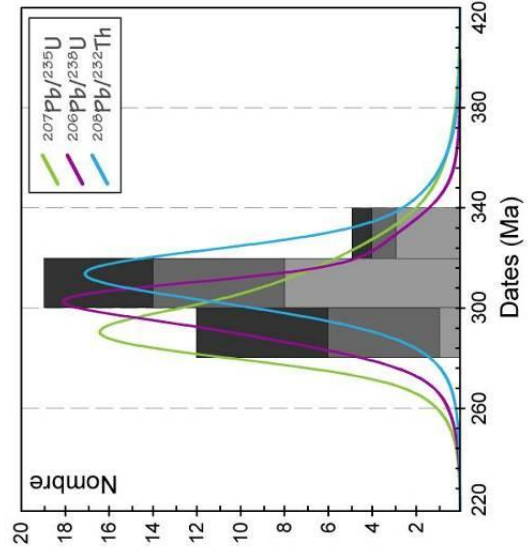
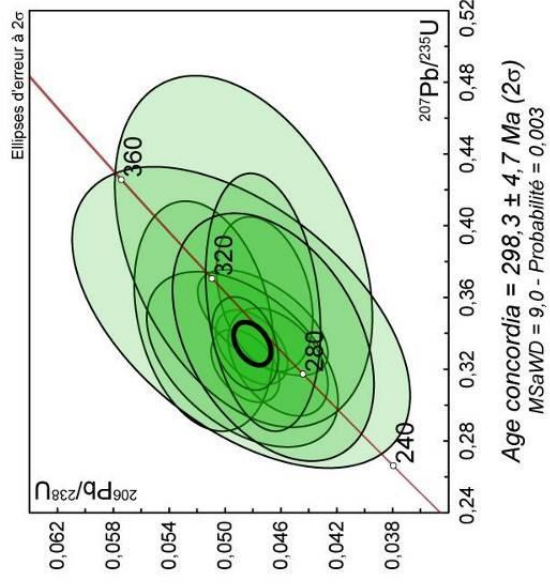
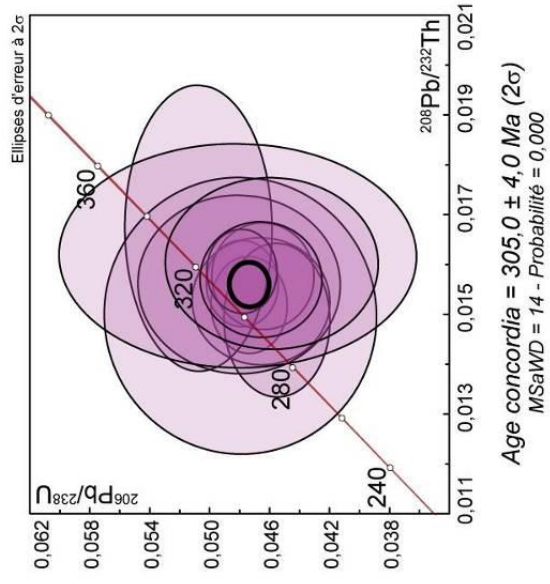
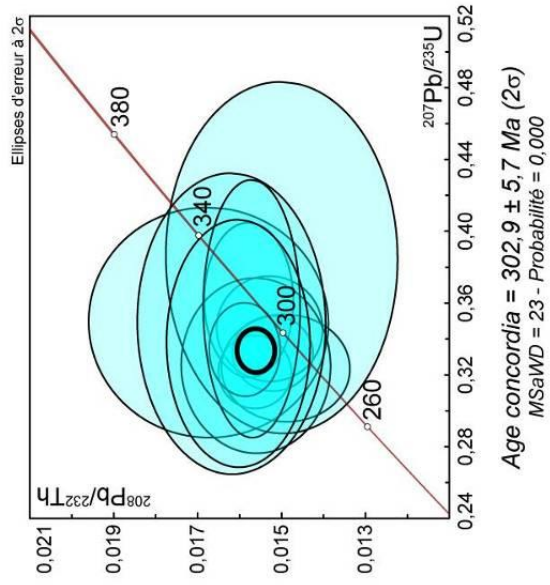
2.3. Disparités entre les chronomètres Pb/U et Th/U

2.3.1. L'échantillon QRT01

Les monazites de l'échantillon QRT01 (granite de Questembert) ont été analysées par LA-ICP-MS au laboratoire de Bergen. Le standard utilisé pour les normalisations U-Pb et Th-Pb fut la monazite Manangoutry dont l'âge ID-TIMS de référence est de 555 Ma (Horstwood et al., 2003 ; Paquette et Tiepolo, 2007). Cet âge de 555 Ma a été utilisé pour corriger tous les rapports Pb/Pb, Pb/U et Pb/Th. Les résultats sont présentés sur la figure 10.13. Dans cet échantillon, les trois chronomètres $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ ont donné trois âges moyens pondérés différents de 293 ± 6 Ma, 303 ± 5 Ma et 313 ± 6 Ma, respectivement. En considérant l'incertitude associée à ces âges moyens, les âges $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ ne se recoupent que très légèrement, tandis que les âges $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ ne se recoupent pas (Fig. 10.14). Compte-tenu également des ambiguïtés existantes à propos des différents âges $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ du standard utilisé, la monazite Manangoutry, la question est de savoir si ces 3 âges distincts résultent uniquement de problèmes analytiques ou s'ils apportent une information géologique.

Si l'on considère l'âge de ca. 540 Ma, obtenu par les analyses répétées de la monazite Manangoutry par LA-ICP-MS au laboratoire Magmas et Volcans, comme le véritable âge $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ de cette monazite, il faudrait rajeunir d'environ 3% les âges $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ obtenus sur les monazites de l'échantillon QRT01. Cela donnerait ainsi un âge $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ moyen pondéré de ca. 284 Ma, qui présenterait une différence avec les âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ encore plus importante. Il semble donc que, pour les âges moyens $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ au moins, les seuls que l'on ait mesurés par ID-TIMS, la différence entre les âges obtenus ne soit pas due à un quelconque biais analytique.

Figure 10.13 : Résultats des analyses U-Th-Pb effectuées sur les monazites de l'échantillon QRT01. En haut, diagrammes concordia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ et $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. En bas, âges moyens pondérés $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ et diagramme de probabilité de ces trois âges. →



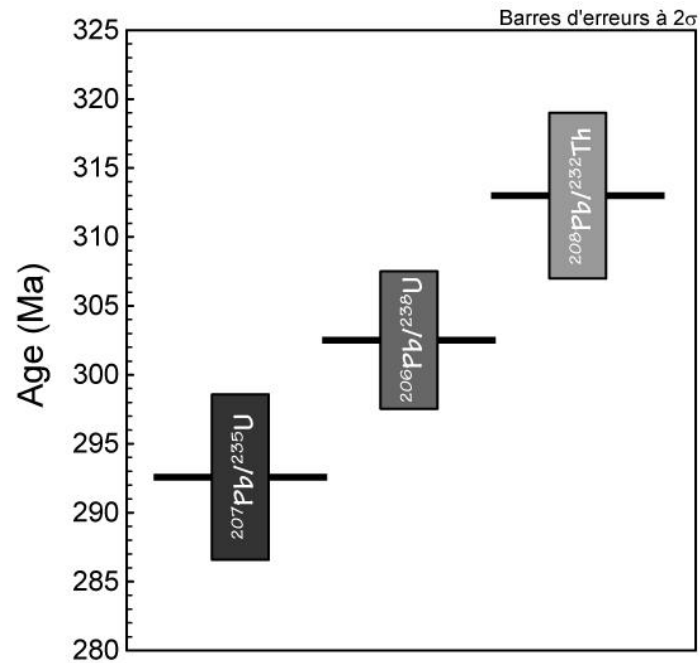


Figure 10.14: Synthèse des âges moyens pondérés $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ obtenus sur les monazites de l'échantillon QRT01.

Les images en électrons rétrodiffusés réalisées au microscope électronique à balayage (Fig. 10.15) montrent que les monazites de l'échantillon QRT01 ont des zonations « patchy », typiques de monazites recristallisées du fait de la circulation de fluides hydrothermaux (e.g. Ayers et al., 1999 ; Hawkins et Bowring, 1997). Sur la figure 10.15, la monazite 2 présente de nombreuses fractures et vides, dont l'un est rempli par une inclusion micrométrique de galène (PbS, cf. le spectre d'analyse EDS sur la figure 10.15). La présence d'inclusions de galène dans des monazites hydrothermalement altérées a déjà été rapportée par Hecht et Cuney (2000) et Mathieu et al. (2001). La monazite 3 contient, elle, des inclusions micrométriques d'uranothorianite ($[\text{U,Th}]\text{O}_2$, cf. le spectre d'analyse EDS sur la figure 10.15). Cela pourrait indiquer des mobilités différentielles de Th, U et Pb en réponse à des recristallisations induites par des circulations de fluides hydrothermaux.

D'où la question : ces mobilités de Th, U et Pb peuvent-elles expliquer les différences d'âges obtenus avec les chronomètres $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$?

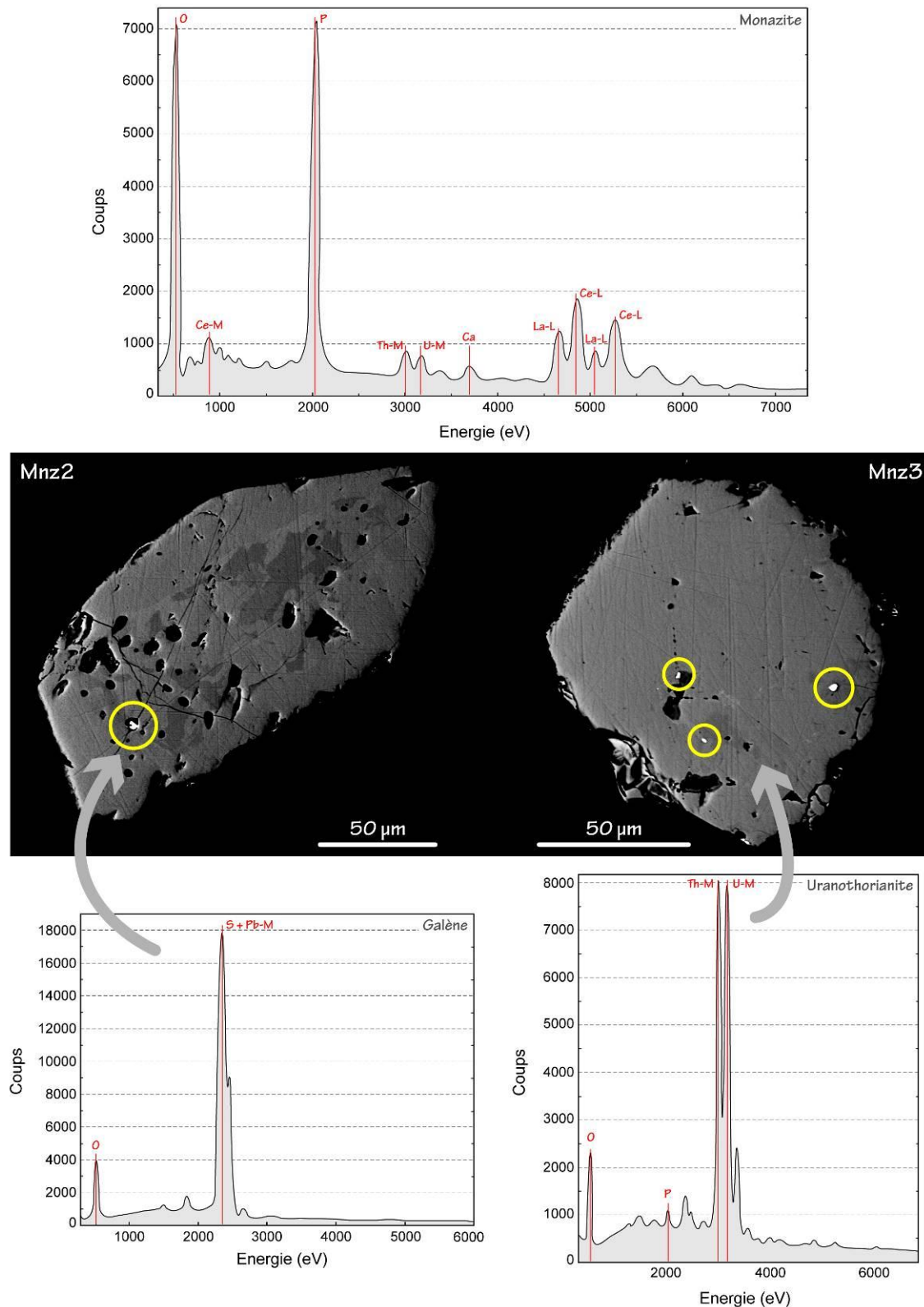


Figure 10.15 : Images en électrons rétrodiffusés, obtenues au microscope électronique à balayage, de deux monazites de l'échantillon QRT01. Le spectre d'analyse EDS du haut est un spectre typique obtenu lors de l'analyse d'une monazite. La monazite 2 présente une micro-inclusion de galène (cf. le spectre d'analyse EDS en bas à gauche). La monazite 3 présente des micro-inclusions d'uranothorianites (cf. le spectre d'analyse EDS en bas à droite).

D'un point de vue géologique, cela signifierait que l'âge de cristallisation des monazites est de 313 ± 6 Ma. L'événement hydrothermal à l'origine de la recristallisation des monazites et de la mobilité du Pb radiogénique serait lui de 293 ± 6 Ma. L'âge obtenu avec le chronomètre $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de ca. 303 Ma n'aurait dans ce scénario pas de signification géologique.

2.3.2. L'échantillon GUI14

Les monazites de l'échantillon GUI14 (ultramylonite de la carrière de Guilligomarc'h, voir chapitre 6) ont été analysées par LA-ICP-MS au laboratoire Magmas et Volcans de Clermont Ferrand. Le standard utilisé pour les normalisations U-Pb et Th-Pb fut la monazite Moacir. Les résultats de ces datations sont présentés sur les figures 10.16 et 10.17. Dans le diagramme concordia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, la plupart des huit analyses présentent une discordance inverse ce qui ne permet pas de calculer un âge concordant. Pour les monazites, une telle discordance inverse n'est pas rare et résulte d'un excès de ^{206}Pb radiogénique due à la désintégration du ^{230}Th incorporé lors de la cristallisation (e.g. Schärer, 1984). Dans le diagramme concordia $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, cette fois encore la plupart des analyses sont en position discordante inverse et là non plus il n'est pas possible de calculer un âge concordant. En revanche, il n'existe pas de mécanisme connu provoquant un excès de ^{208}Pb . La discordance inverse traduit ici le fait que les dates $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ sont plus vieilles que les dates $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Cela est bien illustré sur la figure 10.17. Les dates $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ définissent des âges moyens pondérés de 299 ± 4 Ma et 311 ± 3 Ma, respectivement. Une analyse a donné une date $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ plus jeune de 297 ± 3 Ma qui n'a pas été prise en compte pour le calcul de l'âge moyen. De façon intéressante, les dates $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ s'étalent entre les dates $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ les plus jeunes et les dates $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ les plus vieilles.

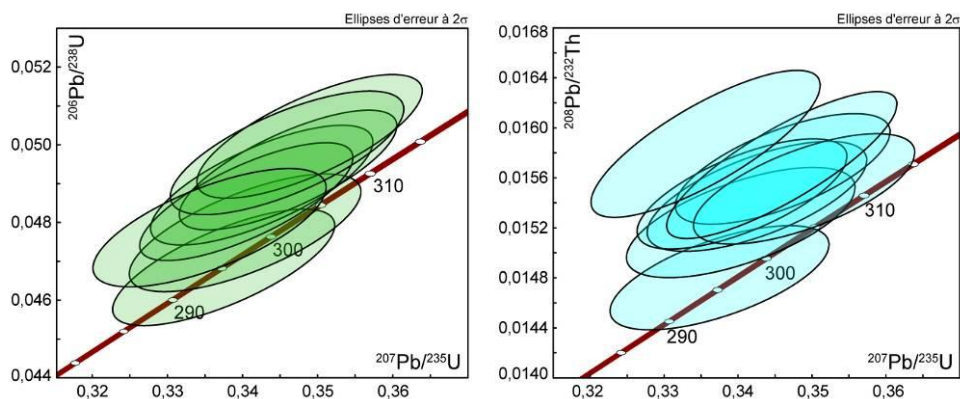


Figure 10.16 : Diagrammes concordia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ pour les analyses des monazites de l'échantillon GUI14.

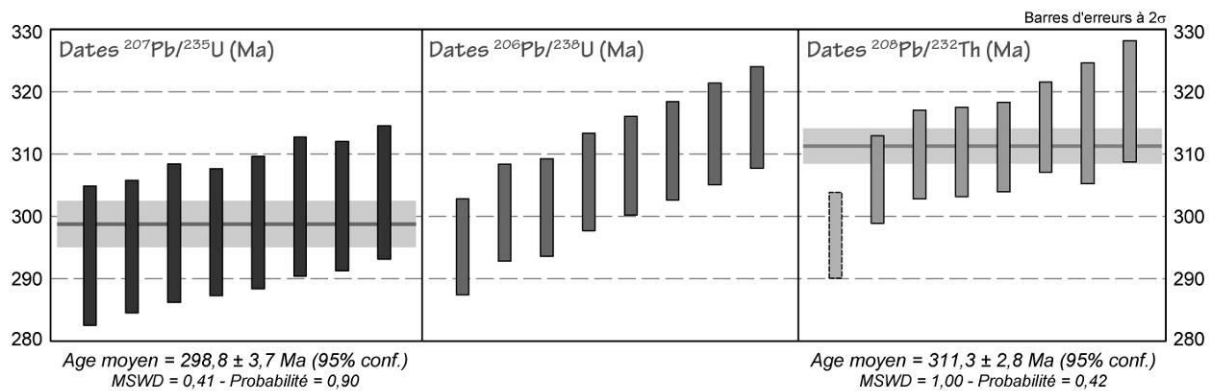


Figure 10.17 : Diagrammes présentant les dates $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ obtenues sur les monazites de l'échantillon GUI14, et les âges moyens pondérés calculés lorsque cela a du sens.

Dans cet échantillon, les zircons ont également été datés par LA-ICP-MS et ont donné deux populations à 313 ± 3 et 299 ± 4 Ma (voir chapitre 6), identiques donc aux âges moyens pondérés $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, respectivement. Nous avons interprété l'âge à ca. 313 Ma comme datant un épisode de fusion partielle dans cet échantillon paragneissique, contemporain de la déformation ductile le long du Cisaillement Sud-Armoricain, et l'âge de ca. 299 Ma comme celui de l'infiltration d'eau météorique. Dans ce scénario, le chronomètre $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ aurait été complètement remis à zéro par l'infiltration d'eau météorique tandis que le chronomètre $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ n'aurait pas été affecté (hormis une analyse) et garderait l'âge de la cristallisation des monazites. Le chronomètre $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ aurait lui eu différentes réponses en fonction des analyses.

Est-ce que ces différences peuvent résulter d'un paramètre analytique ?

Lors des analyses LA-ICP-MS au laboratoire Magmas et Volcans de Clermont-Ferrand, la monazite Manangoutry est analysée comme deuxième standard et traitée comme les échantillons inconnus. Nous avons vu précédemment que les 20 analyses de Manangoutry réalisées en janvier 2010 durant plusieurs séries analytiques (dont une pendant laquelle les monazites de GUI14 ont été analysées) ont donné des âges moyens pondérés $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ de 540 ± 5 Ma, 554 ± 3 Ma et 551 ± 3 Ma, respectivement (Fig. 10.9). En considérant les incertitudes, l'âge $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ obtenu par LA-ICP-MS est ca. 10 Ma plus jeune (1,8%) que l'âge recommandé de 555 Ma mesuré par ID-TIMS (Horstwood et al., 2003 ; Paquette et Tiepolo, 2007). Si cela est dû à un problème analytique, il faudrait donc vieillir les âges $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ obtenus sur les monazites analysées par LA-ICP-MS au laboratoire

Magmas et Volcans de Clermont-Ferrand de 1,8%. Pour l'échantillon GUI14, cela nous donnerait un âge moyen pondéré $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ de ca. 304,4 Ma. Cet âge serait encore trop jeune comparé à l'âge $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$. En plus de cela, toutes les analyses réalisées au laboratoire Magmas et Volcans devraient présenter le même problème, c'est-à-dire des âges $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ plus jeunes que les âges $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$. Pour écarter ce point, il est intéressant d'examiner les données récentes publiées par Poilvet et al. (2011), par exemple, qui ont daté des monazites par LA-ICP-MS à Clermont-Ferrand en utilisant exactement le même protocole que celui employé durant notre session analytique, et dont les teneurs en Pb sont similaires (ca. 1000-1100 ppm contre 840 ± 250 ppm Pb pour les monazites de GUI14). Les âges moyens pondérés $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ calculés avec leurs données sont $289,0 \pm 2,1$ Ma (MSWD = 0,56 ; probabilité = 0,95) et $292,2 \pm 1,6$ Ma (MSWD = 0,57 ; probabilité = 0,95), respectivement. Ces deux âges sont identiques en considérant les incertitudes, ce qui semble exclure un éventuel problème analytique sur la mesure du rapport $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

Quels peuvent donc être le ou les mécanismes induisant une différence d'âge entre les chronomètres Pb/U et Pb/Th dans la monazite ?

2.3.3. Mécanisme(s) à l'origine du fractionnement des isotopes des Pb

Kramers et al. (2009) ont récemment publié une étude sur l'état de valence du Pb dans le zircon et ses conséquences. Ils proposent que le Pb radiogénique produit par la désintégration de l'U soit tétravalent tandis que le Pb commun se trouverait dans sa forme divalente. Selon eux, cela serait dû au recul- α , qui créerait un environnement fortement oxydant dans les silicates, au niveau du site où est localisé l'isotope produit par la désintégration α . En effet, les dernières désintégrations α produisant les isotopes ^{206}Pb et ^{207}Pb ont une énergie de 5,3 et 6,8 MeV, respectivement (Table 10.8). Les énergies cinétiques de recul des isotopes ^{206}Pb et ^{207}Pb créés sont alors de 101 et 130 keV, respectivement, ce qui donne des vitesses de recul de $2,2 \times 10^5$ et $2,5 \times 10^5$ m.s⁻¹, respectivement (Table 10.8). A des énergies de recul autour de 100 keV, plus de 10% de l'énergie est perdue de façon inélastique, ce qui, non seulement, détruit le réseau cristallin mais provoque également le déplacement des atomes légers comme l'oxygène à l'extrémité des traces créées par le recul (Ordóñez Regil et al., 1989). C'est par ce mécanisme que les isotopes ^{206}Pb et ^{207}Pb se retrouveraient dans un environnement très fortement oxydant, les maintenant dans leur plus fort état de valence +4. Enfin, s'ajoute à cela le fait que l'intérieur d'un petit grain de zircon doit rester fortement

oxydant du fait de la perte constante d'électrons lors des désintégrations β^- . La formation de ^{208}Pb au bout de la chaîne de désintégration du ^{232}Th obéit au même processus de désintégrations α et β^- et les énergies caractéristiques sont similaires à celles aboutissant au ^{206}Pb et ^{207}Pb (Table 10.8). Le ^{208}Pb radiogénique doit donc également se trouver dans son état de valence maximal de +4.

Table 10.8 : Caractéristiques des dernières désintégrations α de la chaîne de décroissance radioactive des isotopes ^{238}U , ^{235}U et ^{232}Th vers les isotopes ^{206}Pb , ^{207}Pb et ^{208}Pb , respectivement.

Isotope	Désintégration α depuis	Energie α (MeV) ¹	Energie recul α (keV) ²	Vitesse du noyau (m.s ⁻¹) ³
^{206}Pb	^{210}Po (100%)	5.31	101	2.2E+05
^{207}Pb	^{211}Po (32%)	6.90 (0.5%)		
		7.43 (99.5%)		
	^{211}Bi via ^{207}Tl (68%)	6.27 (17%)		
		6.62 (83%)		
	Moy.	6.84	130	2.5E+05
^{208}Pb	^{212}Po (64%)	8.78 (100%)		
		6.17 (72%)		
	^{212}Bi via ^{208}Tl (36%)	6.21 (28%)		
		Moy.	7.84	148

¹ Energie produite lors de la désintégration α

² Energie cinétique de recul du noyau produit par la désintégration α

³ Vitesse initiale de recul du noyau produit par la désintégration α

Les conséquences sont importantes car dans cet état de valence +4, le Pb radiogénique se retrouve compatible dans le réseau cristallin du zircon, ce qui n'est pas le cas du Pb commun divalent. Selon Kramers et al. (2009), c'est pour cela que le Pb commun est libéré plus facilement que le Pb radiogénique lors des expériences d'évaporation. Dans la monazite, le Pb⁴⁺ doit également se substituer au Th et à l'U. Bien que très théorique, cet aspect à propos de l'état de valence du Pb a des implications potentielles très importantes sur les mécanismes de perte en Pb. Si les conclusions de Kramers et al. (2009) sont correctes, alors le Pb radiogénique ne peut être libéré d'un minéral à moins d'être réduit vers son état divalent dans lequel il devient fortement incompatible dans le minéral et très mobile en solution ; un tel mécanisme pourrait se produire lors de l'altération hydrothermale des monazites, par exemple. Kramers et al. (2009) proposent également un mécanisme expliquant des pertes en Pb différentielles entre les isotopes ^{206}Pb et ^{207}Pb , le ^{207}Pb étant plus accessible que le ^{206}Pb du fait de l'énergie plus importante associée à sa production par désintégration α (Table 10.8).

Ce mécanisme pourrait expliquer l'âge moyen $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, environ 10 Ma plus jeune que l'âge moyen $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, obtenus sur les monazites de QRT01. En revanche, cela n'explique pas du tout l'âge moyen $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ environ 10 Ma plus vieux que l'âge moyen $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. En effet, les dernières désintégrations α produisant l'isotope ^{208}Pb ont une énergie de 7,8 MeV, supérieure à celles produisant ^{206}Pb et ^{207}Pb (Table 10.8). Selon le raisonnement de Kramers et al. (2009), l'isotope ^{208}Pb devrait être encore plus disponible que ^{206}Pb et ^{207}Pb et les âges $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ devraient donc être les plus jeunes.

Un tel processus, en lien avec les différentes énergies des dernières désintégrations α , n'est pas satisfaisant afin d'expliquer totalement les différents âges enregistrés par les trois chronomètres $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ dans les monazites de l'échantillon QRT01.

Les écarts observés entre les trois chronomètres pourraient avoir un lien avec les différences d'abondance des éléments radioactifs ^{232}Th , ^{238}U et ^{235}U . En effet, la désintégration radioactive de ces trois éléments au cours du temps produit les isotopes ^{208}Pb , ^{206}Pb et ^{207}Pb avec $^{208}\text{Pb} > ^{206}\text{Pb} > ^{207}\text{Pb}$. La Table 10.9 illustre ce phénomène de façon schématique.

Table 10.9 : Exemple simple illustrant les quantités d'isotopes ^{208}Pb , ^{206}Pb et ^{207}Pb par la désintégration radioactive durant 20 Ma de ^{232}Th , ^{238}U et ^{235}U , respectivement, en partant de $t_0 =$ aujourd'hui.

Isotopes radiogéniques	Nombre initial	Demi-vie (ans)	Nombre $T_{1/2}$ en 20 Ma	Quantité restante après 20 Ma (%)	Atomes Pb produit
^{232}Th	10000	1.40E+10	0.0014	99.90	9.89
^{238}U	2480	4.47E+09	0.0045	99.69	7.68
^{235}U	20	7.04E+08	0.0284	98.05	0.39

Considérons une monazite théorique, avec un rapport Th/U de 4, contenant initialement 10000, 2480 et 20 atomes de ^{232}Th , ^{238}U et ^{235}U , respectivement. Au bout de 20 Ma, il se sera produit 9,89 atomes de ^{208}Pb , 7,68 atomes de ^{206}Pb et 0,39 atomes de ^{207}Pb par décroissance radioactive. Une monazite naturelle de 50 μg composée de 4 pds.% Th et 1 pds.% U contient environ $5,19 \times 10^{15}$ atomes de ^{232}Th , $1,26 \times 10^{15}$ atomes de ^{238}U et $9,17 \times 10^{12}$ atomes de ^{235}U . Vingt millions d'années après sa cristallisation, cette monazite subit un événement hydrothermal qui induit des processus de dissolution-recristallisation, ce qui a pour conséquence de lessiver du Pb radiogénique. Dans le scénario qui suit, un important postulat

est que l'altération fractionne les isotopes du Pb, et qu'elle soustrait le même nombre d'isotopes ^{208}Pb , ^{206}Pb et ^{207}Pb à la monazite. Ainsi, si l'on considère que tout le ^{207}Pb et la moitié du ^{206}Pb sont lessivés, il reste encore environ 60% du ^{208}Pb . Un instant après l'événement hydrothermal, le chronomètre $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ indique donc un âge de 0 Ma, le chronomètre $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ un âge de 9,6 Ma et le chronomètre $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ un âge de 12,1 Ma (Table 10.10).

Table 10.10 : Différence d'âge enregistrée par les trois chronomètres $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ dans une monazite dans laquelle la totalité du ^{207}Pb et la moitié du ^{206}Pb produits par désintégration radioactive ont été lessivés.

Isotopes radiogéniques	Nombre initial	Atomes restant après 20 Ma	Atomes Pb produit	Atomes Pb après libération 100% ^{207}Pb et 50% ^{206}Pb	Rapport Isotopique	Age (Ma)
^{232}Th	5.19E+15	5.18E+15	5.13E+12	3.10E+12	0.00060	12.08
^{238}U	1.26E+15	1.25E+15	3.89E+12	1.86E+12	0.00148	9.55
^{235}U	9.17E+12	8.99E+12	1.79E+11	0.00	0.00000	0.00

Ces différences d'âges entre les trois chronomètres vont notamment dépendre du rapport initial Th/U lors de la cristallisation de la monazite comme l'illustre la figure 10.18. Les analyses LA-ICP-MS des monazites de QRT01 permettent d'estimer de façon grossière leurs teneurs en Th et U, à partir de la composition moyenne du standard utilisé la monazite Manangoutry (Th = 116000 ppm \pm 7% et U = 2050 ppm \pm 25%). Globalement les teneurs en Th et U des monazites de QRT01 vont de 28000 à 66000 ppm Th et de 5000 à 19000 ppm U. Les rapports Th/U varient eux entre 2,1 et 10,6. Les valeurs les plus élevées de cette large gamme de Th/U donneraient donc des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ plus vieux de ca. 7 et 17 Ma que l'âge $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, ce qui correspond à peu près aux données obtenues sur les monazites de QRT01, en considérant les incertitudes analytiques associées aux âges.

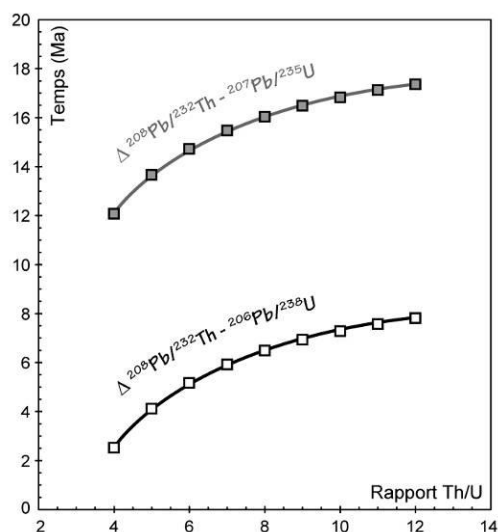


Figure 10.18 : Différences entre les âges $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ en fonction du rapport Th/U initial dans la monazite.

Un tel mécanisme requiert un fractionnement des isotopes ^{208}Pb , ^{206}Pb et ^{207}Pb lors de l'altération hydrothermale. Lors de leurs expériences d'altération hydrothermale de monazite par des fluides enrichis en Pb à 800°C et 1000°C, Seydoux-Guillaume et al. (2002) ont observé un fractionnement entre ces trois isotopes du Pb, provoquant une diminution du rapport $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ et une augmentation du rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (i.e. un enrichissement en ^{206}Pb par rapport à ^{208}Pb et en ^{207}Pb par rapport à ^{206}Pb). Malheureusement, et de l'aveu même de Seydoux-Guillaume et al. (2002), le (ou les) mécanisme(s) responsable(s) d'un tel fractionnement reste(nt) inconnu(s). Barth et al. (1994) ont également observé un fractionnement des isotopes du Pb lors de l'altération hydrothermale d'allanites. Dans leur cas, le système Th/Pb des allanites est resté complètement « aveugle » à l'événement hydrothermal et a préservé l'âge de cristallisation des allanites alors que le système U/Pb a été affecté. Barth et al. (1994) proposent que l'existence de pertes différentielles de ^{206}Pb et ^{207}Pb par rapport au ^{208}Pb soit liée à la répartition hétérogène de Th et U, et donc à des zones avec des rapports Th/U variables, dans les grains d'allanite. Cela entraînerait une stabilité et une résistance à l'altération variable selon les différentes zones du grain. Ces auteurs concluent ainsi que le ^{208}Pb radiogénique est immobile lors de l'altération hydrothermale de l'allanite.

Dans les deux exemples de datation de monazite par LA-ICP-MS présentés dans cette partie, les résultats montrent des différences d'âges significatives entre les trois chronomètres $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$. Une étude approfondie montre que ces différences ne résultent probablement pas de problèmes analytiques ; ils ont donc une signification géologique. Ces deux exemples montrent que le fractionnement des trois isotopes radiogéniques du Pb lors de l'altération hydrothermale de la monazite apparaît comme un mécanisme viable. Cela a également été démontré pour l'allanite par Barth et al. (1994) et reproduit lors d'expériences hydrothermales sur des monazites par Seydoux-Guillaume et al. (2002). Néanmoins, les mécanismes à l'origine de tels fractionnements sont à l'heure actuelle inconnus.

3. Développement des analyses ponctuelles avec la Nanosims

Afin d'aller plus loin dans la compréhension de tels processus, il va être nécessaire de mettre à profit les techniques analytiques les plus pointues. La Nanosims, sonde ionique de dernière génération, pourrait par exemple permettre de réaliser des cartes isotopiques, et donc d'âges, sur des grains urano-thorifères complexes avec une résolution spatiale de l'ordre de la centaine de nanomètres par pixel (d'après les spécifications du constructeur, Cameca). Avant d'en arriver à de telles prouesses, un important travail de développement analytique est nécessaire dans un premier temps afin de mesurer des rapports isotopiques de façon précise, et de faire ainsi des avancées fondamentales sur la compréhension des processus agissant aux interfaces minéral-minéral et minéral-fluide.

3.1. Analyse des isotopes du Pb

Le point de départ avant même toute analyse isotopique est de localiser les pics d'intensité des différents isotopes. En effet, de nombreuses interférences de masse existent entre les isotopes que l'on cherche à mesurer et les autres isotopes et molécules qui constituent le minéral. Dans le cas du zircon, des interférences avec les isotopes du Pb sont causées par des molécules qui combinent des éléments importants du zircon comme Si, Zr, Hf et O (Fig. 10.19). On réalise donc un balayage des masses qui nous intéressent et on identifie les différents pics. Concernant les isotopes du Pb, on peut voir grâce à la figure 10.19 que leurs pics sont toujours ceux de masse la plus élevée, ce qui facilite leur identification.

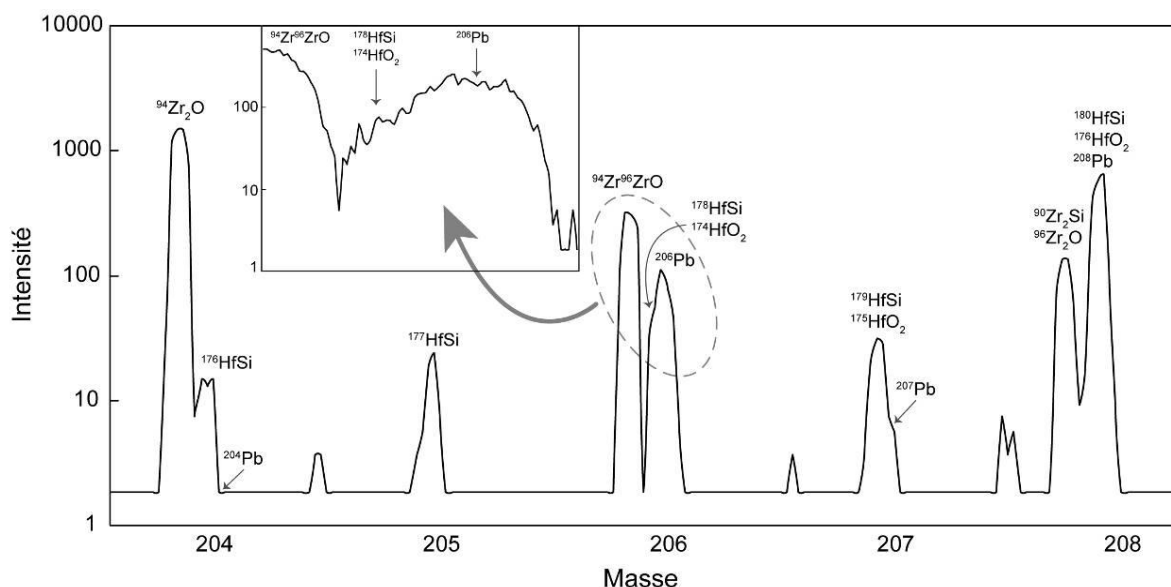


Figure 10.19 : Spectre réalisé entre les masses 204 et 208 lors de l'analyse du zircon Kipawa avec la Nanosims, présentant les différents pics d'intensité des isotopes du Pb et des molécules interférentes.

La mesure des isotopes ^{206}Pb et ^{207}Pb a été réalisée sur un grain de zircon Kipawa (Stern, 1997). Un courant primaire d'environ 6-7 nA O^- a été focalisé sur une zone à ablater d'environ 10 μm . La mesure des isotopes ^{206}Pb et ^{207}Pb s'est faite en mode « magnetic peak switching », c'est-à-dire dans une seule cage de Faraday et en faisant varier le champ magnétique dans le spectromètre de masse afin de collecter successivement ^{206}Pb et ^{207}Pb . En effet, la configuration des collecteurs dans le spectromètre de la Nanosims ne permet pas de les rapprocher assez pour mesurer simultanément ^{206}Pb et ^{207}Pb . Une donnée analytique correspond à une séquence de 5 blocs comprenant 5 mesures, une mesure consistant à compter 6 secondes le ^{206}Pb et 10 secondes le ^{207}Pb avec 2 secondes de délai entre les deux isotopes. Le temps total d'acquisition des données pour un point d'analyse est ainsi de 500 secondes.

Sur les différentes séries réalisées, 4 ont livré des résultats intéressants (Table 10.11). On voit que les nombres de coups par seconde varient fortement de point en point, indiquant des variations assez grandes des teneurs en Pb dans le grain de zircon analysé (25-98 ppm Pb ; Stern, 1997). Ces 4 séries permettent de calculer un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ moyen pondéré de $983 \pm 57 \text{ Ma}$ (2σ ; Fig. 10.20). Bien qu'associé à une incertitude assez grande de 5,8%, cet âge est tout à fait comparable à l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $993,4 \pm 0,7 \text{ Ma}$ obtenu par dilution isotopique par Stern (1997).

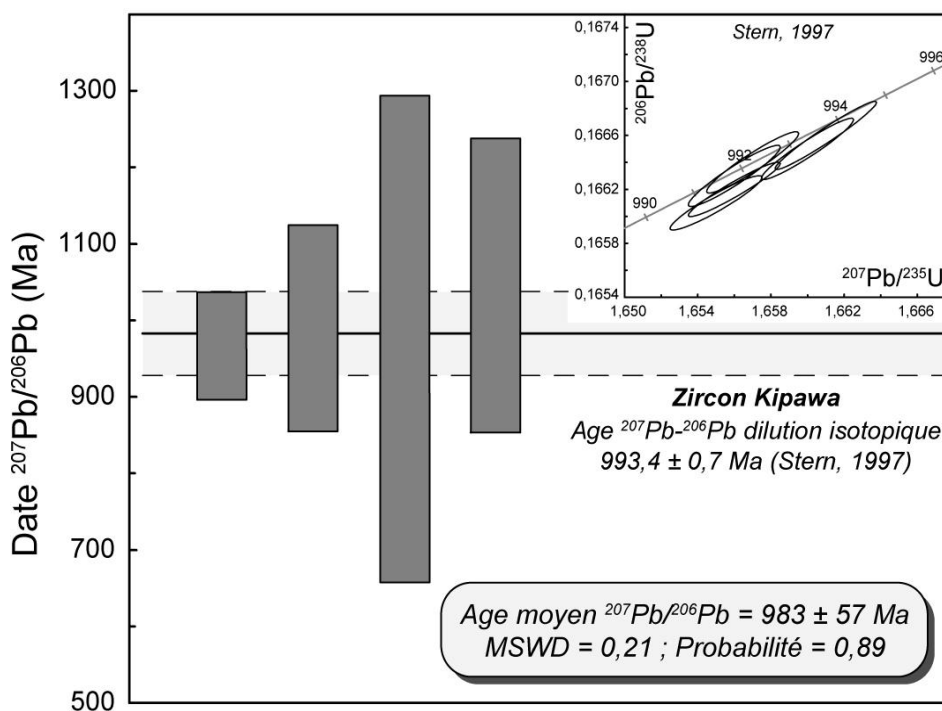


Figure 10.20 : Age moyen pondéré $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenu sur le zircon Kipawa en combinant les résultats des quatre meilleures séries analytiques réalisées avec la Nanosims. L'âge obtenu par Stern (1997) par ID-TIMS est indiqué pour comparaison.

Table 10.11 : Résultats $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ des quatre meilleures séries analytiques réalisées avec la Nanosims et âges correspondants.

Série	^{206}Pb (Cps)	^{207}Pb (Cps)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	\pm	Age (Ma)	\pm
2	247,3	17,7	0,07146	0,00519	971	71
3	840,1	60,7	0,07229	0,00984	994	135
4	135,7	9,7	0,07179	0,02348	980	321
5	127,2	9,5	0,07432	0,01370	1050	194

Ces premiers résultats, bien que parcellaires et encore imprécis, sont très encourageants dans l'optique de l'utilisation de la Nanosims à Rennes à des fins géochronologiques.

3.2. Analyse des isotopes de l'oxygène

La mesure de la composition isotopique de l'oxygène peut mettre en exergue les interactions fluide-roche, interactions qui, comme exposé précédemment, peuvent être responsables de perturbations importantes des systèmes isotopiques comme le système U-Th-Pb dans la monazite. Nous avons donc essayé de coupler l'analyse U-Pb avec celle de la composition isotopique de l'oxygène à l'aide de la Nanosims. Comme lors des analyses Pb-Pb, c'est dans un premier temps le zircon que nous avons choisi comme minéral cible. La plupart des analyses ont été effectuées sur le zircon 91500 (Wiedenbeck et al., 1995), dont le $\delta^{18}\text{O}$ est standardisé et égal à $10,1 \pm 0,2\text{‰}$ (Martin et al., 2006). Le courant primaire de 2-2,5 nA Cs^+ a été focalisé sur une zone à ablater d'environ $4 \times 6 \mu\text{m}$ (Fig. 10.21).

La mesure des isotopes ^{16}O et ^{18}O a été réalisée simultanément en multicollecion, le ^{16}O étant mesuré dans la cage de Faraday (FC) et le ^{18}O dans l'électromultiplicateur#2 (EM2). Une donnée analytique correspond à une séquence de 20 blocs de 3 mesures, une mesure consistant à compter simultanément les 2 isotopes pendant 4 secondes. Avant l'analyse, on balaye une zone de $10 \mu\text{m}^2$ pendant 120 secondes afin d'ôter la couche conductrice d'or et les éventuelles impuretés présentes en surface. La durée totale d'une analyse est ainsi de 6 minutes.

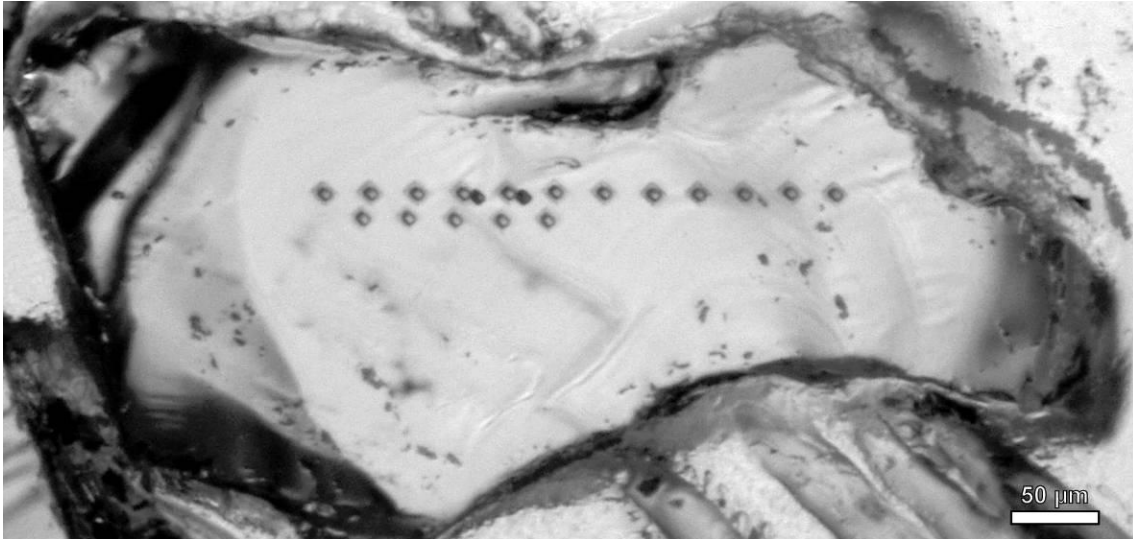


Figure 10.21 : Cratères résultant de l'analyse des isotopes de l'oxygène d'un grain de zircon avec la Nanosims.

La Table 10.12 présente les données de la meilleure série analytique. Durant cette série, 11 analyses ont été réalisées sur un grain de zircon 91500. Les nombres totaux de coups varient respectivement de $7,09$ à $9,22 \times 10^8$ et de $1,38$ à $1,79 \times 10^6$ pour ^{16}O et ^{18}O . La figure 10.22 montre que le nombre de coups a diminué progressivement durant la série pour les deux isotopes. Par conséquent, l'erreur type associée à un point d'analyse augmente pour passer d'environ $0,3\text{‰}$ à $1,7\text{‰}$ (Fig. 10.23). Le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ reste lui à peu près constant ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{moy.}} = 1,93347 \times 10^{-3} \pm 0,00169$) mais il est également associé à une incertitude de plus en plus importante.

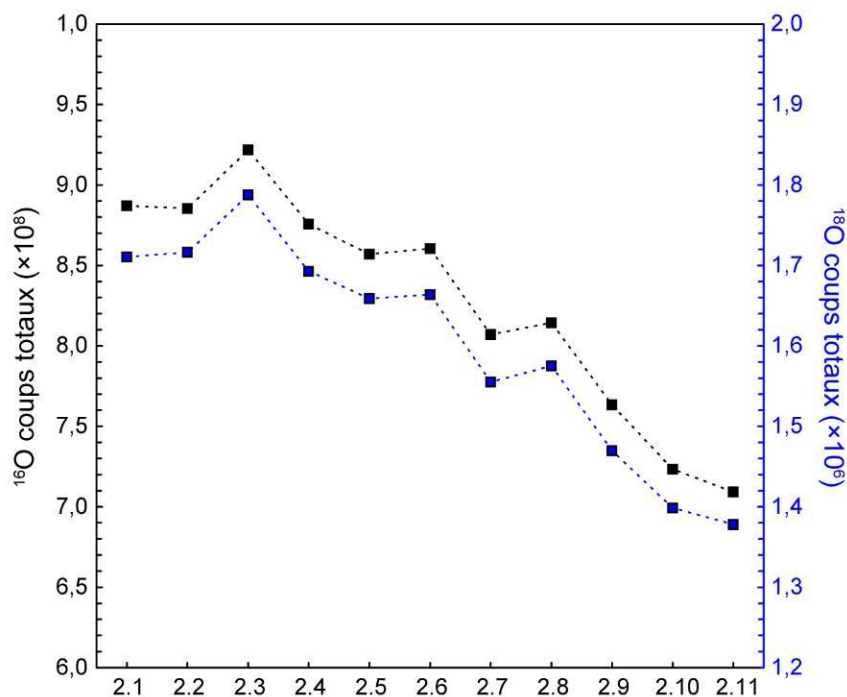
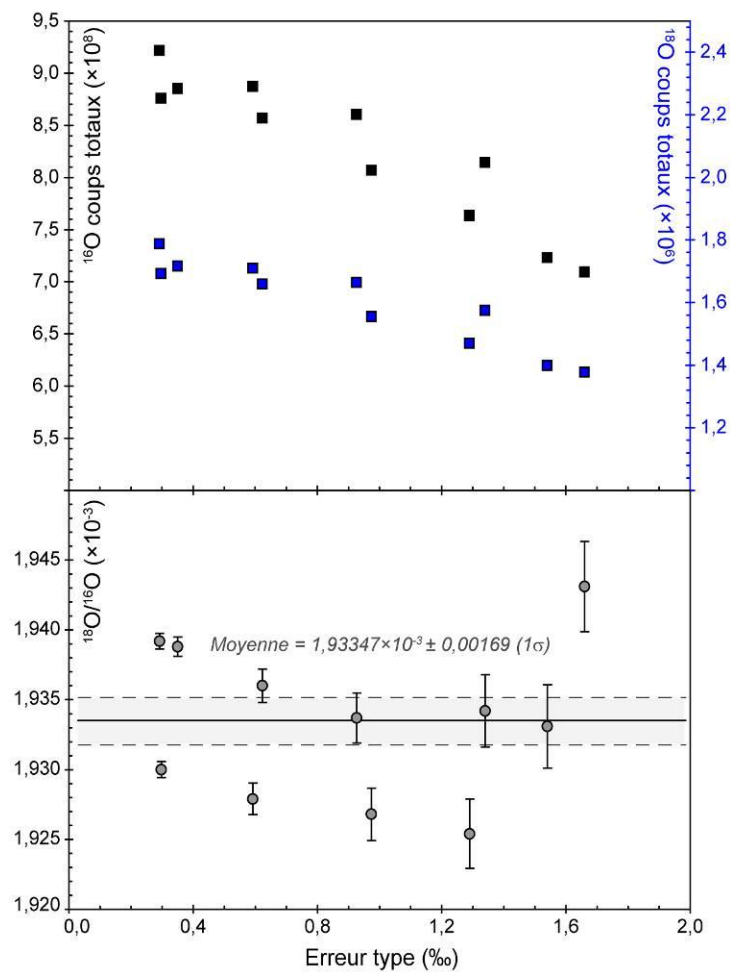


Figure 10.22 : Nombre de coups cumulés de ^{16}O et ^{18}O obtenus au cours du temps durant la meilleure série d'analyse avec la Nanosims.

Table 10.12 : Résultats obtenus lors de la meilleure série analytique de mesure de ^{16}O et ^{18}O avec la Nanosims sur le zircon 91500.

Point	$^{16}\text{O}^1$ ($\times 10^8$)	$^{18}\text{O}^1$ ($\times 10^6$)	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	\pm	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	\pm	FMI ² (‰)
2.1	8,87	1,71	0,00192790	0,00000114	-38,5	0,6	-48,2
2.2	8,85	1,72	0,00193880	0,00000068	-33,1	0,3	-42,8
2.3	9,22	1,79	0,00193920	0,00000057	-32,9	0,3	-42,6
2.4	8,76	1,69	0,00193000	0,00000057	-37,5	0,3	-47,1
2.5	8,57	1,66	0,00193600	0,00000121	-34,5	0,6	-44,2
2.6	8,60	1,66	0,00193370	0,00000179	-35,7	0,9	-45,3
2.7	8,07	1,55	0,00192680	0,00000188	-39,1	0,9	-48,7
2.8	8,14	1,58	0,00193420	0,00000259	-35,4	1,3	-45,0
2.9	7,63	1,47	0,00192540	0,00000248	-39,8	1,2	-49,4
2.1	7,23	1,40	0,00193310	0,00000298	-36,0	1,5	-45,6
2.11	7,09	1,38	0,00194310	0,00000323	-31,0	1,6	-40,6

¹ Nombre total de coups² Fractionnement de masse instrumental**Figure 10.23 : Nombre de coups cumulés de ^{16}O et ^{18}O et rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ obtenus avec l'erreur type associée.**

A partir du rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ mesuré, il est possible de calculer le $\delta^{18}\text{O}$ par rapport à un standard, selon l'expression :

$$\delta^{18}\text{O}_{Ech} = \left(\frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{Ech}}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{SMOW}} - 1 \right) \times 1000$$

Dans le cas des silicates, ce standard est le SMOW (Standard Mean Ocean Water) et la valeur $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ du SMOW est égale à 0,0020052 (Baertschi, 1976). C'est sous la forme de cette notation δ que sont couramment exprimées les compositions isotopiques. Dans le cas de notre série analytique, la dispersion des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ est assez importante, entre -39.8 et -31‰ ($\delta^{18}\text{O}_{\text{moy.}} = -35,8 \pm 0,8\text{‰}$, erreur type à 1σ ; Fig. 10.24).

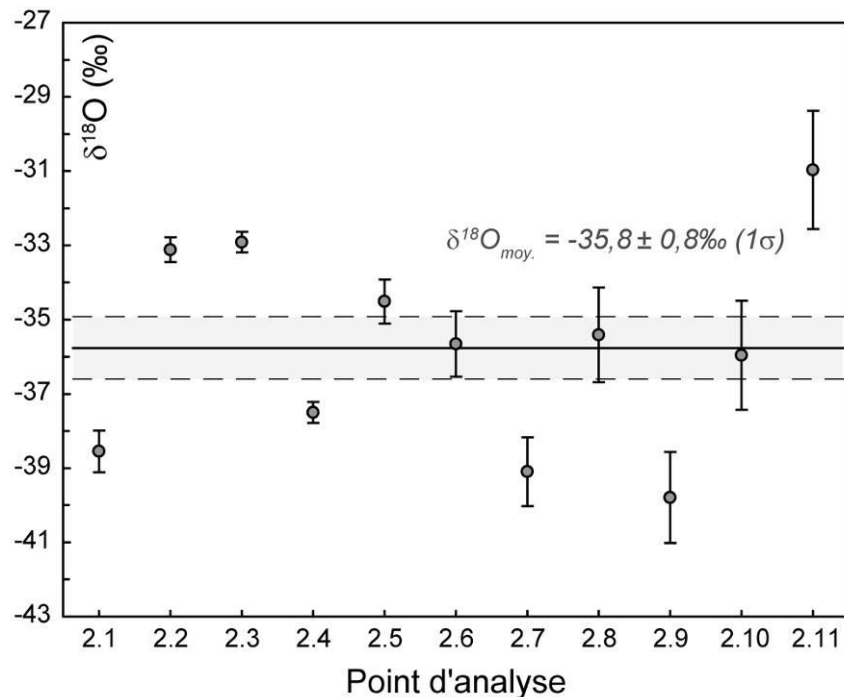


Figure 10.24 : Valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ obtenues avec la Nanosims sur le zircon 91500 lors de la meilleure série analytique.

Il est intéressant de comparer ces résultats avec ce qui se fait de mieux à l'heure actuelle au niveau de l'analyse *in situ* de la composition isotopique de l'oxygène. La reproductibilité analytique obtenue dans le laboratoire de John Valley avec la sonde ionique Cameca IMS1280 est de $\pm 0,02\text{‰}$, $0,12\text{‰}$ et $0,6\text{‰}$ pour des diamètres de cratère de 10, 3 et 1 μm environ (erreur type à 2σ , voir par exemple Page et al., 2007 ; Valley et Kita, 2009). On peut également comparer les résultats obtenus avec la Nanosims avec ceux acquis à Nancy et

Canberra. A Nancy, la reproductibilité obtenue lors des analyses avec la sonde ionique Cameca IMS1270 est de $\pm 0,4-0,6\%$ (erreur type à 2σ , cratères d'environ $20\ \mu\text{m}$; voir Fig. 10.25) et elle est de $\pm 0,1\%$ pour les mesures réalisées avec la sonde ionique SHRIMP II à Canberra (erreur type à 2σ , cratères d'environ $15 \times 20\ \mu\text{m}$; voir Fig. 10.25).

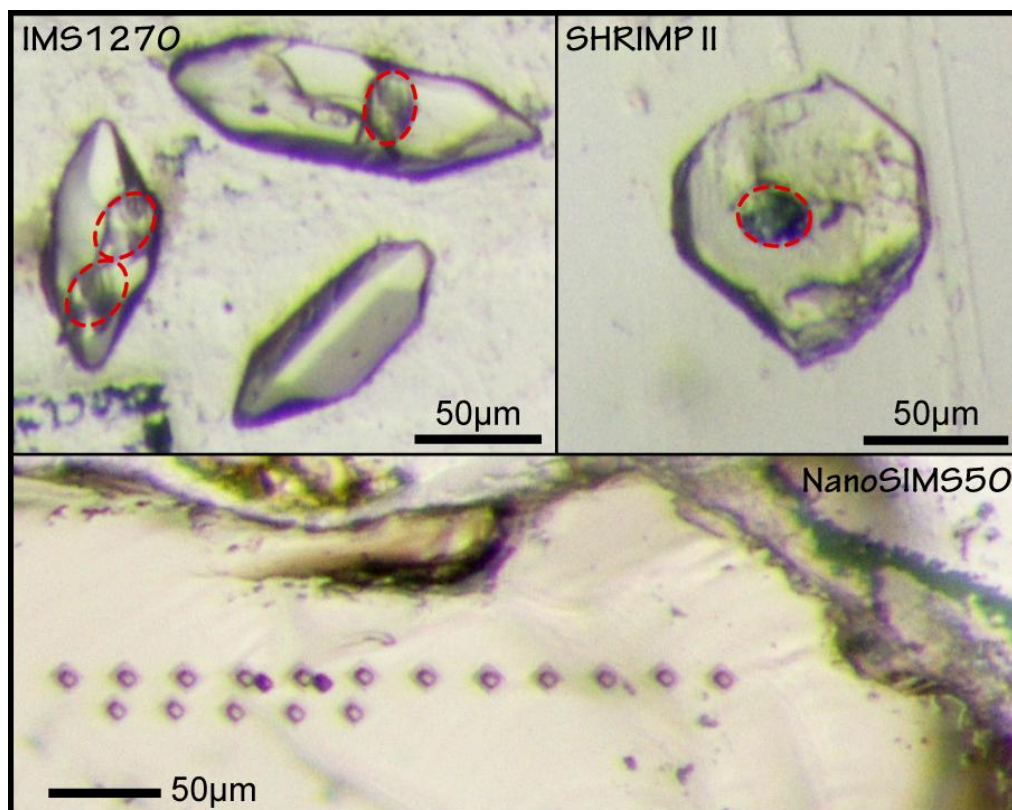


Figure 10.25 : Tailles caractéristiques des cratères formés lors de l'analyse de la composition isotopique de l'oxygène avec les sondes ioniques IMS1270 à Nancy, SHRIMP II à Canberra et Nanosims50 à Rennes.

La reproductibilité de $0,8\%$ (erreur type à 1σ) que nous avons obtenue lors de cette série de mesure avec la Nanosims, si elle est encourageante, reste moins bonne que celles obtenues dans les laboratoires qui pratiquent ces analyses en routine. Plusieurs facteurs peuvent être avancés pour expliquer cette plus grande dispersion, et en premier lieu le temps de comptage. En effet, il n'a peut-être pas été suffisamment long par rapport à la petite taille du cratère, et donc de la très faible quantité de matériel ablaté. Un temps de comptage plus long réduirait statistiquement les incertitudes. Il est également important de noter que nous avons découvert à la fin de la semaine d'analyse que la Nanosims n'était pas dans un état de fonctionnement optimal. En effet, la colonne primaire était très sale, ce qui a induit des instabilités du faisceau d'ion primaire. Cela est très bien illustré par la chute progressive des nombres de coups reçus au cours du temps pour les isotopes ^{16}O et ^{18}O . Néanmoins, ces

résultats constituent une première étape très encourageante pour la poursuite des développements analytiques avec la Nanosims.

Références bibliographiques

A

- Abati, J., Dunning, G.R., 2002. Edad U-Pb en monacitas y rutilos de los paragneises de la Unidad de Agualada (Complejo de Órdenes, NW del Macizo Ibérico). *Geogaceta* **32**, 95-98.
- Ahrens, T., 1989. Water storage in the mantle. *Nature* **342**, 122-123.
- Aleinikoff, J.N., Schenck, W.S., Planck, M.O., Srogi, L., Fanning, C.M., Kamo, S.L., Bosbyshell, H., 2006. Deciphering igneous and metamorphic events in high-grade rocks of the Wilmington Complex, Delaware: Morphology, cathodoluminescence and backscattered electron zoning, and SHRIMP U-Pb geochronology of zircon and monazite. *Geological Society of America Bulletin* **118**, 39-64.
- Alexandrov, P., Ruffet, G. and Cheilletz, A., 2002. Muscovite recrystallization and saddle-shaped $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra: Example from the Blond granite (Massif Central, France). *Geochimica et Cosmochimica Acta* **66**, 1793-1807.
- Allaz, J., Engi, M., Berger, A., Villa, I.M., 2011. The effects of retrograde reactions and of diffusion on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of micas. *Journal of Petrology* **52**, 691-716.
- Andersen, C.A., Hinthorne, J.R., 1972. U, Th, Pb and REE abundances and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of individual minerals in returned lunar material by ion microprobe analysis. *Earth and Planetary Science Letters* **14**, 195-200.
- Anderson, E.M., 1905. The dynamics of faulting. *Edinburgh Geological Society Transactions* **8**, 387-402.
- Antunes, I.M.H.R., Neiva, A.M.R., Silva, M.M.V.G., Corfu, F., 2008. Geochemistry of S-type granitic rocks from the reversely zoned Castelo Branco pluton (central Portugal). *Lithos* **103**, 445-465.
- Arenas, R., Rubio Pascual, F.J., Díaz García, F., Martínez Catalán, J.R., 1995. High pressure microinclusions and development of an inverted metamorphic gradient in the Santiago Schists (Ordenes Complex, northwest Iberian Massif, Spain): Evidence of subduction and syncollisional decompression. *Journal of Metamorphic Geology* **13**, 141-164.
- Ayers, J.C., Miller, C.F., Gorisch, B., Milleman, J., 1999. Textural development of monazite during high-grade metamorphism: Hydrothermal growth kinetics, with implications for U, Th-Pb geochronology. *American Mineralogist* **84**, 1766-1780.
- Ayers, J.C., Dunkle, S., Gao, S., Miller, C.F., 2002. Constraints on timing of peak and retrograde metamorphism in the Dabie Shan Ultrahigh-Pressure Metamorphic Belt, east-central China, using U-Th-Pb dating of zircon and monazite. *Chemical Geology* **186**, 315-331.
- Ayers, J.C., Loflin, M., Miller, C.F., Barton, M.D., Coath, C.D., 2006. In situ oxygen isotope analysis of monazite as a monitor of fluid infiltration during contact metamorphism: Birch Creek Pluton aureole, White Mountains, eastern California. *Geology*, **34**, 653-656.

B

- Baertschi, P., 1976. Absolute ^{18}O content of standard mean ocean water. *Earth and Planetary Science Letters* **31**, 341-344.
- Bakker, R.J., 1997. Clathrates: computer programs to calculate fluid inclusions V-X properties using clathrate melting temperature. *Computers & Geosciences* **23**, 1-18.
- Bakker, R.J., 1999. Adaptation of the Bowers and Helgeson (1983) equation of state to the $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CH}_4-\text{N}_2-\text{NaCl}$ system. *Chemical Geology* **154**, 225-236.
- Ballèvre, M., Marchand, J., 1991. Zonation du métamorphisme éclogitique dans la nappe de Champtoceaux (Massif armoricain, France). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences* **312**, 705-711.
- Ballèvre, M., Bosse, V., Capdevilla, R., 1999. Large-scale correlations of the Variscan metamorphic terranes across the Ibero-Armorican arc (Western Europe). *Journal of Conference Abstracts* **4(1)**.

- Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., Pitra, P., 2009. Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones. *Comptes Rendus Geoscience* **341**, 174-201.
- Ballèvre, M., Fourcade, S., Capdevila, R., Peucat, J.J., Cocherie, A., Fanning, C.M., 2011. Geochronology and geochemistry of Ordovician felsic volcanism in the Southern Armorican Massif (Variscan belt, France): Implications for the breakup of Gondwana. *Gondwana Research*, sous presse.
- Ballèvre, M., Paris, F., Robardet, M., 1992. Corrélations ibéro-armoricaines au Paléozoïque : une confrontation des données paléobiogéographiques et tectonométamorphiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **315**, 1783-1789.
- Ballèvre, M., Pitra, P., Bohn, M., 2003. Lawsonite growth in the epidote blueschists from the Ile de Groix (Armorican Massif, France): a potential barometer. *Journal of Metamorphic Geology* **21**, 723-735.
- Barbey, P., 2009. Layering and schlieren in granitoids: a record of interactions between magma emplacement, crystallization and deformation in growing plutons. *Geologica Belgica* **12**, 109-133.
- Barbier M.J., 1974. Continental Weathering as a Possible Origin of Vein-Type Uranium Deposits. *Mineralium Deposita* **9**, 271-288.
- Barnes, J.D., Selverstone, J., Sharp, Z.D., 2004. Interactions between serpentine devolatilisation, metasomatism and strike-slip strain localisation during deep crustal shearing in the Eastern Alps. *Journal of Metamorphic Geology* **22**, 283-300.
- Barrière, M., 1977. Deformation associated with the Ploumanac'h intrusive complex, Brittany. *Journal of the Geological Society* **134**, 311-324.
- Barth, S., Oberli, F., Meier, M., 1994. Th-Pb versus U-Pb isotope systematic in allanite from co-genetic rhyolite and granodiorite: implications for geochronology. *Earth and Planetary Science Letters* **124**, 149-159.
- Batt, G.E., Braun J., Kohn, B.P., McDougall, I., 2000. Thermochronological analysis of the dynamics of the Southern Alps, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin* **112**, 250-266.
- Bau, M., 1996. Controls of the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf and lanthanide tetrad effect. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **123**, 323-333.
- Baumgartner, L.P., Valley, J.W., 2001. Stable isotope transport and contact metamorphic fluid flow. In: Valley, J.W., Cole, D. (Eds.), *Stable Isotope Geochemistry. Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **43**, 415-467.
- Bea, F., Fershtater, G.B., Montero, P., Smirnov, V.N., Molina, J.F., 2005. Deformation-driven differentiation of granitic magma: the Stepninsk pluton of the Uralides, Russia. *Lithos* **81**, 209-233.
- 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., Hallégouët, B., Thiéblemont, D., 2001. Rosporden 1/50,000 geological map manual (347). BRGM, Orléans, France.
- Béchenec, F., Thiéblemont, D., Audru, J.C, 2006. Plouay 1/50,000 geological map manual (348). BRGM, Orléans, France.
- Beltrando, M., Lister, G.S., Forster, M., Dunlap, W.J., Fraser, G., Hermann, J., 2009. Dating microstructures by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step-heating technique: Deformation-pressure-temperature-time history of the Penninic Units of the Western Alps. *Lithos*, **113**, 801-819.
- Berger, A., Gnos, E., Schreurs, G., Fernandez, A., Rakotondrazafy, M., 2006. Late Neoproterozoic, Ordovician and Carboniferous events recorded in monazites from southern-central Madagascar. *Precambrian Research* **144**, 278-296.
- Berger, J., Féménias, O., Ohnenstetter, D., Bruguier, O., Plissart, G., Mercier, J.C., Demaiffe, D., 2010. New occurrence of UHP eclogites in Limousin (French Massif Central): Age, tectonic setting and fluid-rock interactions. *Lithos* **118**, 365-382.

- Bernard-Griffiths, J., Peucat, J.J., Sheppard, S., Vidal, P., 1985. 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 Science Letters* **74**, 235-250.
- Berthé, D., 1980. Le Cisaillement Sud Armoricaïn dans la région de St. Jean Brévelay (Morbihan). Analyse de la déformation cisailante. Thèse d'université, Université de Rennes 1.
- Berthé D., Brun, J.P., 1980. Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican Shear Zone, France. *Journal of Structural Geology* **2**, 127-133.
- Berthé, D., Choukroune, P., Gapais, D., 1979. Quartz fabrics and progressive gneissification of granites by simple shear - example of the South Armorican Shear Zone. *Bulletin de Minéralogie* **102**, 265-272.
- Berthé, D., Choukroune, P., Jégouzo, P., 1979. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites - example of the South-Armorican-Shear-Zone. *Journal of Structural Geology* **1**, 31-42.
- Bitri, A., Ballèvre, M., Brun, J.P., Chantraine, J., Gapais, D., Guennoc, P., Gumiaux, C., Truffert, C., 2003. Seismic imaging of the Hercynian collision zone in the south-eastern Armorican Massif (Armor 2 Project/GeoFrance 3D Program). *Comptes Rendus Geoscience* **335**, 969-979.
- Bitri, A., Brun, J.P., Gapais, D., Cagnard, F., Gumiaux, C., Chantraine, J., Martelet, G., Truffert, C., 2010. Deep reflection seismic imaging of the internal zone of the South Armorican Hercynian belt (western France) (ARMOR 2/GeoFrance 3D Program). *Comptes Rendus Geoscience* **342**, 448-452.
- Black, L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M., Davis, D.W., Aleinikoff, J.N., Valley, J.W., Mundil, R., Campbell, I.H., Korsch, R.J., Williams, I.S., Foudoulis, C., 2004. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS, and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chemical Geology* **205**, 115-140.
- Bodnar, R.J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H_2O -NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **57**, 683-684.
- Boiron, M.C., Cathelineau, M., Banks, D.A., Fourcade, S., Vallance, J., 2003. Mixing of metamorphic and surficial fluid during the uplift of the Hercynian upper crust: consequences for gold deposition. *Chemical Geology* **194**, 119-141.
- Boiron, M.C., Cathelineau, M., Trescases, J.J., 1989. Conditions of Gold-bearing arsenopyrite crystallization in the Villeranges Basin, Marche-Combrailles Shear Zone, France: a mineralogical and fluid inclusion study. *Economic Geology* **84**, 1340-1362.
- Bons, P.D., 2001. The formation of large quartz vein by rapid ascent of fluids in mobile hydrofracture. *Tectonophysics* **336**, 1-17.
- Bons, P.D., Arnold, J., Elburg, M.A., Kalda, J., Soesoo, A., van Millingen, B.P., 2004. Melt extraction and accumulation from partially molten rocks. *Lithos* **78**, 25-42.
- Bosse, V., Ballèvre, M., Vidal, O., 2002. Ductile thrusting recorded by the garnet isograd from blueschist-facies metapelites of the Ile de Groix, Armorican Massif, France. *Journal of Petrology* **43**, 485-510.
- Bosse, V., Boulvais, P., Gautier, P., Tiepolo, M., Ruffet, G., Devidal, J.L., Cherneva, Z., Gerdjikov, I., Paquette, J.L., 2009. Fluid-induced disturbance of the monazite Th-Pb chronometer: In situ dating and element mapping in pegmatites from the Rhodope (Greece, Bulgaria). *Chemical Geology* **261**, 286-302.
- Bosse, V., Féraud, 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* **35**, 297-325.
- Bottinga, Y., Javoy, M., 1975. Oxygen isotope partitioning among the minerals in igneous and metamorphic rocks. *Review of Geophysics and Space Physics* **13**, 401-418.
- Bouchot, V., Gros, Y., Bonnemaïson, M., 1989. Structural controls on the auriferous shear zones of the Saint-Yrieix district, Massif Central, France: evidence from the Le Bourneix and Laurières gold deposits. *Economic Geology* **84**, 1315-1327.

- Bouchot, V., Ledru, P., Lerouge, C., Lescuyer, J.L., Milesi, J.P., 2005. 5: Late Variscan mineralizing systems related to orogenic processes: the French Massif Central. *Ore Geology Review* **27**, 169-197.
- Boulvais, P., Lemarchand, J., Gaboriau, M., Tartèse, R., Boiron, M.C., Bonnet, S., Jégouzo, P., 2009. Fluid infiltration along the South Armorican shear zone. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **73**, A146.
- Boulvais, P., Ruffet, G., Cornichet, J., Mermet, M., 2007. Cretaceous albitization and dequartzification of Hercynian peraluminous granite in the Salvezines Massif (French Pyrénées). *Lithos* **93**, 89-106.
- Bowen, N.L., 1928. *The Evolution of the Igneous Rocks*. Dover Publications, New York, 332 pp.
- Bowers, T.S., Helgeson H.C., 1983. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H₂O–CO₂–NaCl on phase relations in geological systems: metamorphic equilibria at high pressures and temperatures. *American Mineralogist* **68**, 1059-1075.
- Brodie, K.H., Rutter, E.H., 1987. The role of transiently fine-grained reaction products in syntectonic metamorphism: natural and experimental results. *Canadian Journal of Earth Sciences* **24**, 556-564.
- Brown, M., Dallmeyer R.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.
- Brown, M., Pressley, R.A., 1999. Crustal melting in nature: prosecuting source processes. *Physics and Chemistry of the Earth* **24**, 305-313.
- Bruguier, O., Becq-Giraudon, J.F., Champenois, M., Deloule, E., Ludden, J., Mangin, D., 2003. Application of in situ zircon geochronology and accessory phase chemistry to constraining basin development during post-collisional extension: a case study from the French Massif Central. *Chemical Geology* **201**, 319-336.
- Brun, J.P., Burg, J.P., 1982. Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision. *Earth and Planetary Science Letters* **61**, 319-332.
- Brun, J.P., Faccenna, C., 2008. Exhumation of high-pressure rocks driven by slab rollback. *Earth and Planetary Science Letters* **272**, 1-7.
- Brun, J.P., Ballard, J.F., Le Corre, C., 1991. Identification of Ordovician block-tilting in the Hercynian fold-belt of Central Brittany (France): field evidence and computer models. *Journal of Structural Geology* **13**, 419-429.
- C**
- Carothers, W.W., Adami, L.H., Rosenbauer, R.J., 1988. Experimental oxygen isotope fractionation between siderite-water and phosphoric acid liberated CO₂-siderite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **52**, 2445-2450.
- Carpina, J., Chaillou, D., Chambaudet, A., Poupeau, G., 1979. Fission track geochronology of the Hercynian platform in France. Report of the 10th International Conference on Solid State Nuclear Track Detectors. Space Biophysics of the Parliament of the Council of Europe, Lyon.
- Carron, J.P., Le Guen de Kerneizon, M., Nachit, H., 1994. Variscan granites from Brittany. In: Keppie, J.D. (Ed.), *Pre-Mesozoic geology in France and related areas*. Springer, Berlin, 231-239.
- Cartier, C., Faure, M., Lardeux, H., 2001. The Hercynian orogeny in the South Armorican Massif (Saint-Georges-sur-Loire Unit, Ligerian Domain, France): rifting and welding of continental stripes. *Terra Nova* **13**, 143-149.
- Cathelineau, M., 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals* **23**, 471-485.
- Cathelineau, M., Nieva, D., 1985. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **91**, 235-244.
- Cathelineau, M., Boiron, M.C., Holliger, P., Poty, B., 1990. Metallogenesis of the French part of the Variscan orogen. Part II: Time-space relationships between U, Au and Sn-W ore deposition and geodynamic events – mineralogical and U-Pb data. *Tectonophysics* **177**, 59-79.

- Chabiron, A., Cuney, M., Poty, B., 2003. Possible uranium sources for the largest uranium district associated with volcanism: the Streltsovka caldera (Transbaikalia, Russia). *Mineralium Deposita* **38**, 127-140.
- Chacko, T., Hu, X., Mayeda, T.K., Clayton, R.N., Goldsmith, J.R., 1996. Oxygen isotope fractionations in muscovite, phlogopite and rutile. *Geochimica Cosmochimica Acta* **60**, 2595-2608.
- Chantraine, J., Autran, A., Cavelier, C., Alabouvette, B., Barféty, J.C., Cecca, F., Clozier, L., Debrand-Passard, S., Dubreuilh, J., Feybesse, J.L., Guennoc, P., Ledru, P., Rossi, P., Ternet, Y., 1996. Carte géologique de la France à 1/1 000 000, 6^{ème} édition. BRGM, Orléans, France.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., Wyborn, D., 1987. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *Journal of Petrology* **28**, 1111-1138.
- Charoy, B., 1970. Le massif de Questembert (Morbihan) : Variations pétrographiques et géochimiques dans les granites à deux micas. Etude de la radioactivité. Thèse d'université, Université de Nancy.
- Charoy, B., 1971. Différenciations pétrographiques et géochimiques dans les granites à deux micas du massif de Questembert (Morbihan). *Sciences de la Terre* **16**, 5-44.
- Charoy, B., 1986. The genesis of the Cornubian batholith (South-West England): the example of the Carnmenellis pluton. *Journal of Petrology* **27**, 571-604.
- Chauris, L., 1986. Granites précurseurs et granites spécialisés en étain-tungstène dans le batholite Hercynien Locronan-La Villelder en Bretagne méridionale. 111^e Congrès National des Sociétés Savantes, Poitiers, 21-32.
- Chauvel, J.J., 1971. Contribution à l'étude des minerais de fer de l'Ordovicien inférieur de Bretagne. *Mémoire de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne* **16**, 244 p.
- Chauvel, J.J., Phan, K.D., 1965. Présence d'apatite strontianifère dans le minerai de fer de l'Ordovicien inférieur de Bretagne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **260**, 2855-2857.
- Cheilletz, A., Ruffet, G., Marignac, C., Kolli, O., Gasquet, D., Féraud, G., Bouillin, J.P., 1999. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of shear zones in the Variscan basement of the Greater Kabylia (Algeria). Evidence of an Eo-Alpine event at 128 Ma (Hauterivian-Barremian boundary): geodynamic consequences. *Tectonophysics* **306**, 97-116.
- Cherniak, D.J., Watson, E.B., 2001. Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology* **172**, 5-24.
- Cherniak, D.J., Watson, E.B., Grove, M., Harrison, T.M., 2004. Pb diffusion in monazite: A combined RBS/SIMS study. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **68**, 829-840.
- Chevillard, M., 2011. Evaluation et porteurs minéralogiques de métaux de haute technologie (Ta, Nb, In, Sc, etc) dans des minéralisations filoniennes à étain : cas d'étude des minéralisations de Quily – La Villelder (Morbihan, France). Mémoire de Master 2, BRGM - Université de Rennes 1.
- Chopin, C., Maluski, H., 1980. ⁴⁰Ar-³⁹Ar dating of high pressure metamorphic micas from the Gran Paradiso area (Western Alps): evidence against the blocking temperature concept. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **74**, 109-122.
- Choukroune, P., Lopez-Munoz, M., Ouali, J., 1983. Cisaillement ductile sud-armoricain et déformations discontinues associées: mise en évidence de la déformation régionale non coaxiale dextre. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **296**, 657-660.
- Clayton, R.N., Goldsmith, J.R., Mayeda, T.K., 1989. Oxygen isotope fractionation in quartz, albite, anorthite and calcite. *Geochimica Cosmochimica Acta* **53**, 725-733.
- Clemens, J.D., 2003. S-type granitic magmas - petrogenetic issues, models and evidence. *Earth-Science Reviews* **61**, 1-18.
- Clemens, J.D., Petford, N., 1999. Granitic melt viscosity and silicic magma dynamics in contrasting tectonic settings. *Journal of the Geological Society* **156**, 1057-1060.
- Cogné, J., 1960. Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : le domaine de l'anticlinal de Cornouaille. *Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France*.
- Cogné, J.P., Choukroune, P., Cogné, J., 1983. Cisaillements varisques superposés dans le Massif de Lanvaux (Bretagne centrale). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **296**, 773-776.

- Compston, W., Kröner, A., 1988. Multiple zircon growth within early Archaean tonalitic gneiss from the Ancient Gneiss Complex, Swaziland. *Chemical Geology* **87**, 13-28.
- Craw, D., Campbell, J.R., 2004. Tectonic and structural setting for active mesothermal gold vein systems, Southern Alps, New Zealand. *Journal of Structural Geology* **26**, 995-1005.
- Craw, D., Koons, P.O., Horton, T., Chamberlain, C.P., 2002. Tectonically driven fluid flow and gold mineralization in active collisional orogenic belts: comparison between New Zealand and western Himalaya. *Tectonophysics* **348**, 135-153.
- Criss, R.E., 1999. Principles of Stable Isotope Distribution. Oxford University Press, Oxford, New York.
- Criss, R.E., Taylor, H.P., 1983. An $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and D/H study of Tertiary hydrothermal systems in the southern half of the Idaho Batholith. *Geological Society of America Bulletin* **94**, 640-663.
- Criss, R.E., Taylor, H.P., 1986. Meteoric-hydrothermal systems. In: Valley, J.W., Taylor, H.P., O'neil, J.R. (Eds.), Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **16**, 373-424.
- Cruz, M.J., Cunha, J.C., Merlet, C., Sabaté, P., 1996. Datação pontual das monazitas da região de Itambé, Bahia, através da microsonda eletrônica. XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, vol. 2. Sociedade Brasileira de Geologia-Núcleo, Bahia-Segipe, pp. 206-209.
- Cuney, M., 2009. The extreme diversity of uranium deposits. *Mineralium Deposita* **44**, 3-9.
- Cuney, M., Friedrich M., 1987. Physicochemical and crystal-chemical controls on accessory mineral paragenesis in granitoids: implications for uranium metallogenesis. *Bulletin de Minéralogie* **110**, 235-247.
- Cuney M., Friedrich M., Blumenfeld P., Bourguignon A., Boiron M.C., Vignerresse J.L., Poty B., 1990. Metallogenesis in the French part of the Variscan orogen. Part I: U preconcentrations in pre-Variscan and Variscan formations - a comparison with Sn, W and Au. *Tectonophysics* **177**, 39-57.

D

- D'Lemos, R.S., Brown, M., Strachan, R.A., 1992. Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. *Journal of the Geological Society of London* **149**, 487-490.
- Dabard, M.P., 1997. Les formations à cherts carbonés phanites de la chaîne Cadomienne: genèse et signification géodynamique. Thèse d'Université, Université de Rennes 1, *Documents du BRGM* **267**.
- Dabard, M.P., Loi, A., Peucat, J.J., 1996. Zircon typology combined with Sm-Nd whole-rock isotope analysis to study Brioverian sediments from the Armorican Massif. *Sedimentary Geology* **101**, 243-260.
- Dain, Y., Gloaguen, E., De Ascencao Guedes, R., Chiappero, P.J., Goujou, J.C., André, B., 2001. Les minéraux et la géologie de La Villelder (Morbihan). *Le Règne minéral* **VII**.
- Damon, P.E., Laughlin, A.W. and Percious, J.K., 1967. Problem of excess argon-40 in volcanic rocks. In: Radioactive dating and methods of low-level counting. International Atomic Energy Agency, Vienna, 463-481.
- Darbyshire, D.P.F., Shepherd, T.J., 1994. Nd and Sr isotope constraints on the origin of the Cornubian batholith, SW England. *Journal of the Geological Society* **151**, 795-802.
- Di Vincenzo, G., Carosi, R. and Palmeri, R., 2004. The relationship between tectono-metamorphic evolution and argon isotope records in white mica: constraints from *in situ* ^{40}Ar - ^{39}Ar laser analysis of the Variscan basement of Sardinia. *Journal of Petrology* **45**, 1013-1043.
- Di Vincenzo, G., Ghiribelli, B., Giorgetti, G. and Palmeri, R., 2001. Evidence of a close link between petrology and isotope records: constraints from SEM, EMP, TEM and *in situ* ^{40}Ar - ^{39}Ar laser analyses on multiple generations of white micas (Lanterman Range, Antarctica). *Earth and Planetary Science Letters* **192**, 389-405.

- Di Vincenzo, G., Tonarini, S., Lombardo, B., Castelli, D. and Ottolini, L., 2006. Comparison of ^{40}Ar - ^{39}Ar and Rb-Sr data on phengites from the UHP Brossasco-Isasca Unit (Dora Maira Massif, Italy): Implications for dating white mica. *Journal of Petrology* **47**, 1439-1465.
- Dias, R., Ribeiro, A., 1995. The Ibero-Armorican Arc: a collision effect against an irregular continent? *Tectonophysics* **246**, 113-128.
- Dipple, G.M., Ferry, J.M., 1992. Metasomatism and fluid flow in ductile fault zones. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **112**, 149-164.
- Dodson, M.H., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **40**, 259-274.
- 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 paléozoïques de Bretagne. *Mineralium Deposita* **8**, 7-18.
- Dostal, J., Chatterjee, A.K., 2000. Contrasting behaviour of Nb/Ta and Zr/Hf ratios in a peraluminous granitic pluton (Nova Scotia, Canada). *Chemical Geology* **163**, 207-218.
- Downes, H., Shaw, A., Williamson, B.J., Thirlwall, M.F., 1997. Sr, Nd and Pb isotopic evidence of the lower continental crustal origin of Hercynian granodiorites and monzogranites, Massif Central, France. *Chemical Geology* **136**, 99-122.
- Ducassou, C., 2010. Age et origine des premiers reliefs de la chaîne hercynienne : Le Dévono-Carbonifère du Bassin d'Ancenis. Thèse d'université, Université de Rennes 1..
- Ducassou, C., Ballèvre, M., Lardeux, H., Robin, C., 2011. Evidence for pre-orogenic, Early Devonian rifting in the Variscan belt: stratigraphy and structure of the Palaeozoic cover of the Mauges Unit (Upper Allochthon, Armorican massif, France). *International Journal of Earth Sciences* **100**, 1451-1475.
- Ducassou, C., Poujol, M., Ruffet, G., Bruguier, O., Ballèvre, M., Detrital geochronology of Palaeozoic sediments from the Mauges Unit: a record of the erosion of Proterozoic basement then Variscan mountain. *Tectonophysics*, en préparation.
- Dumond, G., McLean, N., Williams, M.L., Jercinovic, M.J., Bowring, S.A., 2008. High-resolution dating of granite petrogenesis and deformation in a lower crustal shear zone: Athabasca granulite terrane, western Canadian Shield. *Chemical Geology* **254**, 175-196.

E

- Edel, J.B., Schulmann, K., Holub, F.V., Anticlockwise and clockwise rotations of the Eastern Variscides accommodated by dextral lithospheric wrenching: palaeomagnetic and structural evidence. *Journal of the Geological Society* **160**, 209-218.
- El Korh, A., Schmidt, S.T., Ulianov, A., Potel, S., 2009. Trace element partitioning in HP-LT metamorphic assemblages during subduction-related metamorphism, Ile de Groix, France: a detailed LA-ICPMS study. *Journal of Petrology* **50**, 1107-1148.
- Etheridge, M.A., Wall, V.J., Vernon, R.H., 1983. The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation. *Journal of Metamorphic Geology* **1**, 205-226.
- Evensen, N.M., Hamilton, P.J., Onions, R.K., 1978. Rare-Earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **42**, 1199-1212.

F

- Faure, M., Cartier, C., 1998. Polyphase ductile deformations in the St-Clement-de-la-Place orthogneiss antiform (Lanvaux unit, Armorican Massif). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **326**, 795-802.

- Faure, M., Bé Mézème, E., Cocherie, A., Rossi, P., Chemenda, A., Boutelier, D., 2008. Devonian geodynamic evolution of the Variscan Belt, insights from the French Massif Central and Massif Armoricain. *Tectonics* **27**, TC2005. doi:10.1029/2007TC002115.
- Faure, M., Monié, P., Pin, C., Maluski, H., Leloix, C., 2002. Late Visean thermal event in the northern part of the French Massif Central: new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb/Sr isotopic constraints on the Hercynian syn-orogenic extension. *International Journal of Earth Sciences* **91**, 53-75.
- Faure, M., Sommers, C., Melleton, J., Cocherie, A., Lautout, O., 2010. The Léon Domain (French Massif Armoricain): a westward extension of the Mid-German Crystalline Rise? Structural and geochronological insights. *International Journal of earth Sciences* **99**, 65-81.
- 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-Suárez, J., Dunning, G.R., Jenner, G.A., Gutiérrez-Alonso, G., 2000. Variscan collisional magmatism and deformation in NW Iberia: constraints from U-Pb geochronology of granitoids. *Journal of the Geological Society* **157**, 565-576.
- Feys, R., 1989. Introduction. In: Châteauneuf, J.J., Farjanel, G. (Eds.), Synthèse géologique des bassins Permians Français. *Mémoire BRGM* **128**, Orléans, 17-22.
- Fletcher, I.R., McNaughton, N.J., Davis, W.J., Rasmussen, B., 2010. Matrix effects and calibration limitations in ion probe U-Pb and Th-Pb dating of monazite. *Chemical Geology* **270**, 31-44.
- Förster, H.J., Romer, R.L., Gottsmann, B., Tischendorf, G., Rhede, D., 2009. Are the granites of the Aue-Schwarzenberg Zone (Erzgebirge, Germany) a major source for metalliferous ore deposits? A geochemical, Sr-Nd-Pb isotopic, and geochronological study. *Neues Jahrbuch für Mineralogie* **186**, 163-184.
- Förster, H.J., Tischendorf, G., Trumbull, R.B., Gottsmann, B., 1999. Late-collisional granites in the Variscan Erzgebirge, Germany. *Journal of Petrology* **40**, 1613-1645.
- 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.
- Franke, W., 2000. The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O., Tanner, D. (Eds.), Orogenic processes: quantification and modeling in the Variscan belt. *Geological Society of London, Special Publication* **179**, 35-61.
- Friedrich, M., Cuney, M., Poty, B., 1987. Uranium geochemistry in peraluminous leucogranites. *Uranium* **3**, 353-385.
- 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.
- Fyfe, W.S., Price, N.J., Thompson, A.B., 1978. Fluids in the Earth's crust. Elsevier, New York.

G

- Gapais, D., 1989. Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indicators. *Geology* **17**, 1144-1147.
- Gapais, D., Le Corre, C., 1980. Is the Hercynian belt of Brittany a major shear zone? *Nature* **288**, 574-576.
- Gapais, D., Lagarde, J.L., Le Corre, C., Audren, C., Jégouzo, P., Casas Sainz, A., Van Den Driessche, J., 1993. La zone de cisaillement de Quiberon : témoin d'extension de la chaîne Varisque en Bretagne méridionale au Carbonifère. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **316**, 1123-1129.
- Gasquet, D., Bertrand, J.M., Paquette, J.L., Lehmann, J., Ratzov, G., De Ascensão Guedes, R., Tiepolo, M., Boullier, A.M., Scaillet, S., Nomade, S., 2010. Miocene to Messinian deformation and hydrothermal activity in a pre-Alpine basement massif of the French western Alps: new U-Th-Pb and argon ages from the Lauzière massif. *Bulletin de la Société Géologique de France* **181**, 227-241.

- Gébelin, A., Roger, F., Brunel, M., 2009. Syntectonic crustal melting and high-grade metamorphism in a transpressional regime, Variscan Massif Central, France. *Tectonophysics* **477**, 229-243.
- Gibson, R.G., 2001. Neogene kinematic development of the East Carpathian bend area, central Romania. *Marine and Petroleum Geology* **18**, 149-159.
- Giorgis, D., Cosca, M. and Li, S., 2000. Distribution and significance of extraneous argon in UHP eclogite (Sulu terrain, China): insight from in situ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ UV-laser ablation analysis. *Earth and Planetary Science Letters* **181**, 605-615.
- Gloaguen, E., Branquet, Y., Boulvais, P., Moëlo, Y., Chauvel, J.-J., Chiappero, P.-J., Marcoux, E., 2007. Palaeozoic oolitic ironstone of the French Armorican Massif: a chemical and structural trap for orogenic base metal-As-Sb-Au mineralisation during Hercynian strike-slip deformation. *Mineralium Deposita* **42**, 399-422.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., et al., 2004. A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press.
- Grant, J.A., 1986. The isocon diagram—a simple solution to Gresen' equation for metasomatic alteration. *Economic Geology* **81**, 1976-1982.
- Green, N.L., 1994. Mechanism for middle to upper crustal contamination; evidence from continental-margin magmas. *Geology* **22**, 231-234.
- Gregory, R.T., Criss, R.E., 1986. Isotopic exchange in open and closed systems. In: Valley, J.W., Taylor, H.P., O'Neill, J.R. (Eds.), Stable Isotopes in high temperature geological processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **16**, 91-127.
- 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.
- Gumiaux, C., Brun, J.P., Gapais, D., 2004. Strain removal within the Hercynian Shear Belt of Central Brittany (western France): Methodology and tectonic implications. In: Alsop, G.I., Holdsworth, R.E., McCaffrey, K.J.W., Hand, M. (Eds.), Flow processes in faults and shear zones. *Geological Society Special Publication* **224**, 287-305.
- Gumiaux, C., Gapais, D., Brun, J.P., Chantaine, J., Ruffet, G., 2004. Tectonic history of the Hercynian Armorican shear belt (Brittany, France). *Geodinamica Acta* **17**, 289-307.
- Gumiaux, C., Judenherc, S., Brun, J.P., Gapais, D., Granet, M., Poupinet, G., 2004. Restoration of lithosphere-scale wrenching from integrated structural and tomographic data (Hercynian belt of western France). *Geology* **32**, 333-336.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Jeffries, T.E., Johnston, S.T., Pastor-Galán, D., Murphy, J.B., Piedad Franco, M., Carlos Gonzalo, J., 2011. Diachronous post-orogenic magmatism within a developing orocline in Iberia, European Variscides. *Tectonics*, sous presse.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Weil, A.B., 2004. Orocline triggered lithospheric delamination. In: Sussman, A.J., Weil, A.B. (Eds.), Orogenic Curvature; Integrating Paleomagnetic and Structural Analyses. *Geological Society of America Special Papers* **383**, 121-131.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernandez-Suarez, J., Weil, A.B., Murphy, J.B., Nance, R.D., Corfu, F., Johnston, S.T., 2008. Self-subduction of the Pangaeon global plate. *Nature Geoscience* **1**, 549-553.
- Gutiérrez-Alonso, G., Murphy, J.B., Fernández-Suárez, J., Hamilton, M.A., 2008. Rifting along the northern Gondwana margin and the evolution of the Rheic Ocean: A Devonian age for the El Castillo volcanic rocks (Salamanca, Central Iberian Zone). *Tectonophysics* **461**, 157-165.

H

- Hames, W.E., Cheney, J.T., 1997. On the loss of $^{40}\text{Ar}^*$ from muscovite during polymetamorphism. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **61**, 3863-3872.

- Hanmer, S.K., Le Corre, C., Berthé D., 1982. The role of Hercynian granites in the deformation and metamorphism of Brioverian and Palaeozoic rocks of Central Brittany. *Journal of the Geological Society* **139**, 85-93.
- Hanson, G.N., 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth and Planetary Science Letters* **38**, 26-43.
- Harrison, T.M., Aleinikoff, J.N., Compston, W., 1987. Observations and controls on the occurrence of inherited zircon in Concord-type granitoids, New Hampshire. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **51**, 2549-2558.
- Harrison, T.M., Célérier, J., Aikman, A.B., Hermann, J., Heizler, M.T., 2009. Diffusion of ^{40}Ar in muscovite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **73**, 1039-1051.
- Hawkins, D.P., Bowring, S.A., 1997. U-Pb systematics of monazite and xenotime: Case studies from the Paleoproterozoic of the Grand Canyon, Arizona. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **127**, 87-103.
- Hecht, L., Cuney, M., 2000. Hydrothermal alteration of monazite in the Precambrian crystalline basement of the Athabasca Basin (Saskatchewan, Canada): implications for the formation of unconformity-related uranium deposits. *Mineralium Deposita* **35**, 791-795.
- Henry, D.J., Guidotti, C.V., 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Main. *American Mineralogist* **70**, 1-15.
- Hey, M.H., 1954. A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine* **30**, 277-292.
- Hillion, F., Daigne, B., Girard, F., Slodzian, G., 1993. A new high performance instrument: the Cameca Nano-SIMS 50. In: Benninghoven, A., et al. (Eds.), Proceedings of the 9th SIMS Conference, 254-257.
- 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 μm spatial resolution using the ion microprobe mass analyser (IMMA). *Chemical Geology* **25**, 271-303.
- Hippertt, J.F., Massucato, A.J., 1998. Phyllonitization and development of kilometer-size extension gashes in a continental-scale strike-slip shear zone, north Goiás, central Brazil. *Journal of Structural Geology* **20**, 433-445.
- 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.
- Holtz, F., Johannes, W., Tamic, N., Behrens, H., 2001. Maximum and minimum water contents of granitic melts generated in the crust: a reevaluation and implications. *Lithos* **56**, 1-14.
- Horstwood, M.S.A., Foster, G.L., Parrish, R.R., Noble, S.R., Nowell, G.M., 2003. Common-Pb corrected in situ U-Pb accessory mineral geochronology by LA-MC-ICP-MS. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* **18**, 837-846.
- Hoskin, P.W.O., Kinny, P.D., Wyborn, D., Chappell, B.W., 2000. Identifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magmas: an integrated approach. *Journal of Petrology* **41**, 1365-1396.
- Hu, A., Clayton, R.N., Polyakov, V.B., Mineev, S.D., 2005. Oxygen isotope fractionation factors involving cassiterite (SnO_2): II. Determination by direct isotope exchange between cassiterite and calcite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **69**, 1301-1305.
- Hurai, V., Paquette, J.L., Huraiová, M., Konečný, P., 2010. U-Th-Pb geochronology of zircon and monazite from syenite and pincinite xenoliths in Pliocene alkali basalts of the intra-Carpathian back-arc basin. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **198**, 275-287.
- Hutton, D.W.H., 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* **79**, 245-255.
- I
- Icenhower, J., London, D., 1995. An experimental study of element partitioning among biotite, muscovite, and coexisting peraluminous silicic melt at 200 MPa H_2O . *American Mineralogist* **80**, 1229-1251.

- Icenhower, J., London, D., 1996. Experimental partitioning of Rb, Cs, Sr, and Ba between alkali feldspar and peraluminous melt. *American Mineralogist* **81**, 719-734.
- Irber, W., 1999. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **63**, 489-508.
- Ireland, T.R., 1995. Ion microprobe mass spectrometry: Techniques and applications in cosmochemistry, geochemistry, and geochronology. In: Hyman, M., Rowe, M. (Eds.), *Advances in Analytical Geochemistry* **2**, 1-118.
- Ireland, T.R., Wooden, J.L., Persing, H.M., Ito, B., 1999. Geological applications and analytical development of the SHRIMP-RG. *Eos* **80**, F1117.

J

- Jackson, S.E., Longerich, H.P., Horn, I., Dunning, R., 1996. The application of laser ablation microprobe (LAM)-ICP-MS to *in situ* U-Pb zircon geochronology. *Journal of Conference Abstracts* **1**, p. 283.
- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to *in situ* U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology* **211**, 47-69.
- Jäger, E., 1967. Die bedeutung der Biotit-Alterswerte. In: Jäger, E., Niggli, E., Wenk, E. (Eds.), Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. *Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz* **134**, 28-31.
- Jahn, B.M., Wu, F., Capdevila, R., Martineau, F., Zhao, Z., Wang, Y., 2001. Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: the Woduhe and Baerzhe granites from the Great Xing'an Mountains in NE China. *Lithos* **59**, 171-198.
- Janousek, V., Rogers, G., Bowes, D.R., Vaňková, V., 1997. Cryptic trace-element variation as an indicator of reverse zoning in a granitic pluton: the Řičany granite, Czech Republic. *Journal of the Geological Society* **154**, 807-815.
- Jégouzo, P., 1980. The South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology* **2**, 39-47.
- Jégouzo, P., Rossello, A.E., 1988. The northern branch of the South Armorican Shear Zone (France) - An attempt to evaluate the displacement magnitude from analysis of mylonites. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **307**, 1825-1831.
- Jia, Y., Kerrich R., 2000. Giant quartz vein systems in accretionary orogenic belts: The evidence for a metamorphic fluid origin from $\delta^{15}\text{N}$ and $\delta^{13}\text{C}$ studies. *Earth and Planetary Science Letters* **184**, 211-224.
- Jimenez-Lopez, C., Romanek, C.S., 2004. Precipitation kinetics and carbon isotope partitioning of inorganic siderite at 25°C and 1 atm. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **68**, 557-571.
- Johannes, W., Holtz, F., 1996. Petrogenesis and experimental Petrology of Granitic Rocks. Springer, Berlin.
- Jolivet, L., Brun, J.P., 2010. Cenozoic geodynamic evolution of the Aegean. *International Journal of Earth Sciences* **99**, 109-138.
- Jones, K.A., Brown, M., 1990. High-temperature "clockwise" P-T paths and melting in the development of regional migmatites: an example from southern Brittany, France. *Journal of Metamorphic Geology* **8**, 551-578.
- Jöns, N., Schenk, V., 2011. The ultrahigh temperature granulites of southern Madagascar in a polymetamorphic context: implications for the amalgamation of the Gondwana supercontinent. *European Journal of Mineralogy* **23**, 127-156.
- Judenherc, S., Granet, M., Brun, J.P., Poupinet, G., 2003. The Hercynian collision in the Armorican Massif: evidence of different lithospheric domains inferred from seismic tomography and anisotropy. *Bulletin de la Société Géologique de France* **174**, 45-57.

Judenherc, S., Granet, M., Brun, J.P., Poupinet, G., Plomerova, J., Mocquet, A., Achauer, U., 2002. Images of lithospheric heterogeneities in the Armorican segment of the Hercynian Range in France. *Tectonophysics* **358**, 121-134.

K

Kamenetsky, V.S., Kamenetsky, M.B., 2010. Magmatic fluids immiscible with silicate melts: examples from inclusions in phenocrysts and glasses, and implications for magma evolution and metal transport. *Geofluids* **10**, 293-311.

Kelley, S., 2002. Excess argon in K-Ar and Ar-Ar geochronology. *Chemical Geology* **188**, 1-22.

Keppie, J.D., Nance, R.D., Murphy, J.B., Dostal, J., Braide, J.A., 2010. The high-pressure Iberian–Czech belt in the Variscan orogen: Extrusion into the upper (Gondwanan) plate? *Gondwana Research* **17**, 306-316.

Kerrich, R., 1986. Fluid infiltration into fault zones: Chemical, isotopic, and mechanical effects. *Pure Applied Geophysics* **124**, 225-268.

Kerrich, R., Feng R., 1992. Archean geodynamics and the Abitibi Pontiac collision: implications for advection of fluids at transpressive collisional boundaries and the origin of giant quartz vein systems. *Earth-Science Reviews* **32**, 3-60.

Kliegfield, R., Hunziker, J., Dallmeyer, R.D., Schamel, S., 1986. Dating of deformation phases using K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ techniques: results from the Northern Apennines. *Journal of Structural Geology* **8**, 781-798.

Kohn, M.J., Vervoort, J.D., 2008. U-Th-Pb dating of monazite by single-collector ICP-MS: Pitfalls and potential. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **9**, Q04031, doi: 10.1029/2007GC001899.

Kontak, D.J., Martin, R.F., 1997. Alkali feldspar in the peraluminous South Mountain Batholith, Nova Scotia; trace-element data. *The Canadian Mineralogist* **35**, 959-977.

Kontak, D.J., Martin, R.F., Richard, L., 1996. Patterns of phosphorus enrichment in alkali feldspar, South Mountain Batholith, Nova Scotia, Canada. *European Journal of Mineralogy* **8**, 805-824.

Košler, J., Sylvester, P.J., 2003. Present trends and the future of zircon in geochronology: laser ablation ICPMS. In: Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. (Eds.), *Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **53**, 243-275.

Košler, J., Fonneland, H., Sylvester, P., Tubrett, M., Pedersen, R.B., 2002. U-Pb dating of detrital zircons for sediments provenance studies – a comparison of laser ablation ICPMS and SIMS techniques. *Chemical Geology* **182**, 605-618.

Košler, J., Forst, L., Sláma, J., 2008. Lamdate and Lamtool: spreadsheet-based data reduction for laser ablation ICP-MS. In: Sylvester, P. (Ed.), *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series* **40**, 315-317.

Kramers, J.D., Frei, R., Newville, M., Kober, B., Villa, I., 2009. On the valency state of radiogenic lead in zircon and its consequences. *Chemical Geology* **261**, 4-11.

L

Lancelot, J.R., Vella, V., 1989. Datation U-Pb liasique de la pechblende de Rabejac. Mise en évidence d'une préconcentration uranifère permienne dans le bassin de Lodève (Hérault). *Bulletin de la Société Géologique de France* **8**, 309-315.

Lancelot, J.R., de Saint André, B., de la Boisse, H., 1984. Systématique U-Pb et évolution du gisement d'uranium de Lodève (France). *Mineralium Deposita* **19**, 44-53.

Le Corre, C., 1975. Analyse comparée de la cristallinité des micas dans le Briovérien et le Paléozoïque Centre-Armoricains: zonéographie et structure d'un domaine épizonal. *Bulletin de la Société géologique de France* **7**, 548-553.

Le Corre, C., Auvray, B., Ballèvre, M., Robardet, M., 1991. Le Massif Armoricaïn. *Sciences Géologiques* **44**, 31-103.

- Le Hébel, F., Vidal, O., Kiénast, J.R., Gapais, D., 2002. Les «Porphyroïdes» de Bretagne méridionale : une unité de HP–BT dans la chaîne Hercynienne. *Comptes Rendus Geoscience* **334**, 205-211.
- Lehmann, B., 2008. Uranium Ore Deposits. *Reviews in Economic Geology* **2**, 16-26.
- 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.
- Lemarchand, J., Boulvais, P., Gaboriau, M., Boiron, M.C., Tartèse, R., Cokkinos, M., Bonnet, S., Jégouzo, P., 2011. Giant quartz vein formation and high elevation meteoric fluid infiltration into the South Armorican Shear Zone: geological, fluid inclusion and stable isotope evidence. *Journal of the Geological Society*, sous presse. doi: 10.1144/0016-76492010-186.
- 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. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **98**, 129-138.
- Lisowiec, N., Precision estimation in electron microprobe monazite dating: Repeated measurements versus statistical (Poisson) based calculations. *Chemical Geology* **234**, 223-235.
- Lotze, F., 1963. Die variszischen Gebirgszusammenhänge im westlichen Europa. *Giornale di Geologia* **31**, 393-412.
- Ludwig, K.R., 1998. On the treatment of concordant uranium-lead ages. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **62**, 665-676.
- Ludwig, K.R., 2001. Squid Version 1.02: A User's Manual. Berkeley Geochronology Center, Special Publication 2.
- Ludwig, K.R., 2008. Isoplot/Ex version 3.70: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication 4.

M

- Mahan, K.H., Wernicke, B.P., Jercinovic, M.J., 2010. Th-U-total Pb geochronology of authigenic monazite in the Adelaide rift complex, South Australia, and implications for the age of the type Sturtian and Marinoan glacial deposits. *Earth and Planetary Science Letters* **289**, 76-86.
- Marchildon, N., Brown, M., 2003. Spatial distribution of melt-bearing structures in anatectic rocks from Southern Brittany, France: implications for melt transfer at grain- to orogen-scale. *Tectonophysics* **364**, 215-235.
- Marcoux, E., Cocherie, A., Ruffet, G., Darboux, J.R., Guerrot, C., 2009. Géochronologie revisitée du dôme du Léon (Massif Armoricaïn, France). *Géologie de la France* **1**, 19-40.
- Marquer, D., Burkhard, M., 1992. Fluid circulation, progressive deformation and mass transfer processes in the upper crust: the example of basement-cover relationships in the External Crystalline Massifs, Switzerland. *Journal of Structural Geology* **14**, 1047-1057.
- Martelet, G., Calcagno, P., Gumiaux, C., Truffert, C., Bitri, A., Gapais, D., Brun, J.P., 2004. Integrated 3D geophysical and geological modelling of the Hercynian Suture Zone in the Champtoceaux area (south Brittany, France). *Tectonophysics* **382**, 117-128.
- Martin, L., Duchêne, S., Deloule, E., Vanderhaeghe, O., 2006. The isotopic composition of zircon and garnet: A record of the metamorphic history of Naxos, Greece. *Lithos* **87**, 174-192.
- Martínez Catalán, J.R., 2011. Are the oroclinal belts of the Variscan belt related to late Variscan strike-slip tectonics? *Terra Nova* **23**, 241-247.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F., González Cuadra, P., Gómez-Barreiro, J., Abati, J., Castiñeiras, P., Fernández-Suárez, J., Sánchez Martínez, S., Andonaegui, P., González Clavijo, E., Díez Montes, A., Rubio Pascual, F.J., Valle Aguado, B., 2007. Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif: Implications for the Variscan belt, *Geological Society of America Memoir* **200**, 403-423.

- Martínez Catalán, J.R., Díaz García, F., Arenas, R., Abati, J., Castiñeiras, P., González Cuadra, P., Gómez Barreiro, J., Rubio Pascual, F.J., 2002. Thrust and detachment systems in the Ordenes Complex (northwestern Spain): Implications for the Variscan-Appalachian geodynamics. *Geological Society of America Special Paper* **364**, 163-182.
- Mathieu, R., Zetterström, L., Cuney, M., Gauthier-Lafaye, F., Hidaka, H., 2001. Alteration of monazite and zircon and lead migration as geochemical tracers of fluid paleocirculations around the Oklo-Okélobondo and Bangombé natural nuclear reaction zones (Franceville basin, Gabon). *Chemical Geology* **171**, 147-171.
- Mathis, V., Brulhet, J., 1990. The uranium deposits of the Bourbon-l'Archambault Permian basin (northern Massif Central, France). *Chronique de la Recherche Minière* **499**, 19-30.
- Matte, P., 1986. La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques ; modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bulletin de la Société Géologique de France* **8**, 9-24.
- Matte, P., 1991. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in western Europe. *Tectonophysics* **196**, 309-337.
- 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., Ribeiro, A., 1975. Forme et orientation de l'ellipsoïde de déformation dans la viration hercynienne de Galicie: relation avec le plissement et hypothèses sur la genèse de l'arc ibéro-armoricain. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **280**, 2825-2828.
- McCaig, A.M., 1997. The geochemistry of volatile fluid-flow in shear zones. In: Holness, M.B. (Ed.), Deformation-enhanced fluid transport in the Earth's crust and Mantle. *The Mineralogical Society Series* **8**, 227-266.
- McCaig, A.M., Wickham, S.M., Taylor, H.P., 1990. Deep fluid circulation in alpine shear zones, Pyrenees, France: field and oxygen isotope studies. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **106**, 41-60.
- McDonough, W.F., 1990. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters* **101**, 1-18.
- Méloux, J., Rouveyrol, P., Guigues, J., Dumas, J., Durand, G., Gorichon, A., Le Fur, Y., Lemarchand, R., Mulot, B., 1979. Carte des gîtes minéraux de la France, feuille de Nantes au 1/500 000. BRGM, Orléans.
- Mercadier, J., Richard, A., Boiron, M.C., Cathelineau, M., Cuney, M., 2010. Brine migration in the basement rocks of the Athabasca Basin through microfracture networks (P-Patch U deposit, Canada). *Lithos* **115**, 121-136.
- Michael, P.J., 1984. Chemical differentiation of the Cordillera Paine granite southern Chile by in situ fractional crystallization. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **87**, 179-195.
- Michard, A., Gurriet, P., Soudant, M., Albarède, F., 1985. Nd isotopes in French Phanerozoic shales - External vs. internal aspects of crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **49**, 601-610.
- Miller, C.F., Mittlefehldt, D.W., 1984. Extreme fractionation in felsic magma chambers: a product of liquid-state diffusion or fractional crystallization? *Earth and Planetary Science Letters* **68**, 151-158.
- Miller, C.F., Meschter McDowell, S., Mapes, R.W., 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology* **31**, 529-532.
- Miller, C.F., Stoddard, E.F., Bradfish, L.J., Dollase, W.A., 1981. Composition of plutonic muscovite; genetic implications. *Canadian Mineralogist* **19**, 25-34.
- Milord, I., Sawyer, E.W., Brown, M., 2001. Formation of diatexite migmatite and granite magma during anatexis of semi-pelitic metasedimentary rocks: an example from St. Malo, France. *Journal of Petrology* **42**, 487-505.
- Moëlo, Y., Lulzac, Y., Rouer, O., Palvadeau, P., Gloaguen, E., Léone, P., 2002. Scandium mineralogy: pretulite with scandian zircon and xenotime-(Y) within an apatite-rich oolitic ironstone from Saint-Aubin-Des-Châteaux, Armorican Massif, France. *Canadian Mineralogist* **40**, 1657-1673.

- Montel, J.M., 1993. A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas. *Chemical Geology* **110**, 127-146.
- Montel, J.M., Foret, S., Veschambre, M., Nicollet, C., Provost, A., 1996. Electron microprobe dating of monazite. *Chemical Geology* **131**, 37-53.
- Moyen, J.F., Nédélec, A., Martin, H., Jayananda, M., 2003. Syntectonic granite emplacement at different structural levels: the Closepet granite, South India. *Journal of Structural Geology* **25**, 611-631.

N

- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M., Carron, J.P., 1985. Biotite chemical compositions and magmatic typology of the granitoids. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **301**, 813-818.

O

- Oelkers, E.H., Poitrasson, F., 2002. An experimental study of the dissolution stoichiometry and rates of a natural monazite as a function of temperature from 50 to 230 °C and pH from 1.5 to 10. *Chemical Geology* **191**, 73-87.
- Ohmoto, H., Rye, R.O., 1979. Isotope of sulfur and carbon, in: Barnes, H.L. (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal ore deposits*, Second ed. John Wiley & Sons, 509-567.
- Oliver, N.H.S., 1996. Review and classification of structural controls on fluid flow during regional metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology* **14**, 477-492.
- O'Neil, J.R., 1986. Theoretical and experimental aspects of isotopic fractionation. In: Valley, J.W., Taylor, H.P., O'Neil, J.R., (Eds.), *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes. Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **16**, 1-40.
- Ordóñez Regil, E., Schleiffer, J.J., Adloff, J.P., Roessler, K., 1989. Chemical effects of α -decay in uranium minerals. *Radiochimica Acta* **47**, 177-185.

P

- Page, F.Z., Ushikubo, T., Kita, N.T., Riciputi, L.R., Valley, J.W., 2007. High-precision oxygen isotope analysis of picogram samples reveals 2 μm gradients and slow diffusion in zircon. *American Mineralogist* **92**, 1772-1775.
- Pagel, M., 1990. Permian and uranium metallogeny. *Chronique de la Recherche Minière* **499**, 57-68.
- Paquette, J.L., 1987. Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne hercynienne et chaîne alpine. *Documents du Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles* **14**.
- Paquette, J.L., Tiepolo, M., 2007. High resolution (5 μm) U-Th-Pb isotope dating of monazite with excimer laser ablation (ELA)-ICPMS. *Chemical Geology* **240**, 222-237.
- Paquette, J.L., Nédélec, A., Moine, B., Rakotondrzafy, M., 1994. U-Pb, single zircon Pb-evaporation, and Sm-Nd isotopic study of a granulite domain in SE Madagascar. *Journal of Geology* **102**, 523-538.
- Paris, F., Robardet, M., 1977. Paléogéographie et relations ibéro-armoricaines au Paléozoïque anté-carbonifère. *Bulletin de la Société Géologique de France* **19**, 1121-1126.
- Pastro-Galán, D., Gutiérrez-Alonso, G., Weil, A.B., 2011. Orocline timing through joint analysis: Insights from the Ibero-Armorican Arc. *Tectonophysics* **507**, 31-46.
- Pati, J.K., Patel, S.C., Pruseth, K.L., Malviya, V.P., Arima, M., Raju, S., Pati P., Prakash, K., 2007. Geology and geochemistry of giant quartz veins from the Bundelkhand Craton, central India and their implications. *Journal of Earth System Science* **116**, 497-510.

- Patiño Douce, A.E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A., Fernandez, C., Vigneresse, J.L. (Eds.), Understanding granites. Integrating New and Classical Techniques. *Geological Society of London Special Publication* **158**, 55-75.
- Patiño Douce, A.E., Johnston, A.D., 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **107**, 202-218.
- Pattison, D.R.M., Tracy, R.J., 1991. Phase equilibria and thermobarometry of metapelites. In: Kerrich, D.M. (Ed.), Contact Metamorphism. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **26**, 105-206.
- Pattison, D.R.M., Spear, F.S., Cheney, J.T., 1999. Polymetamorphic origin of muscovite + cordierite + staurolite + biotite assemblages: implications for the metapelitic petrogenetic grid and for P-T paths. *Journal of Metamorphic Geology* **17**, 685-703.
- Peiffert, C., Cuney, M., Nguyen-Trung, C., 1994. Uranium in granitic magmas: Part 1. Experimental determination of uranium solubility and fluid-melt partition coefficients in the uranium oxide-haplogranite-H₂O-Na₂CO₃ system at 720-770°C, 2 kbar. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **58**, 2495-2507.
- Peiffert, C., Nguyen-Trung, C., Cuney, M., 1996. Uranium in granitic magmas: Part 2. Experimental determination of uranium solubility and fluid-melt partition coefficients in the uranium oxide-haplogranite-H₂O-NaX (X = Cl, F) system at 770°C, 2 kbar. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60**, 1515-1529.
- Pereira, M.F., Silva, J.B., Drost, K., Chichorro, M., Apraiz, A., 2010. Relative timing of transcurrent displacements in northern Gondwana: U-Pb laser ablation ICP-MS zircon and monazite geochronology of gneisses and sheared granites from the western Iberian Massif (Portugal). *Gondwana Research* **17**, 461-481.
- Petford, N., 2003. Rheology of granitic magmas during ascent and emplacement. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **31**, 399-427.
- Peucat, J.J., 1983. Géochronologie des roches métamorphiques (Rb-Sr et U-Pb). Exemples choisis au Groënland, en Laponie, dans le Massif armoricain et en Grande Kabylie. *Mémoire de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne* **28**, 1-158.
- Peucat, J.J., Charlot, R., Mifdal, A., Chantraine, J., Autran, A., 1979. Définition géochronologique de la phase bretonne en Bretagne centrale. Etude Rb/Sr de granites du domaine centre armoricain. *Bulletin du BRGM* **4**, 349-356.
- Peucat, J.J., Jégouzo, P., Vidal, P., Bernard-Griffiths, J., 1988. Continental-crust formation seen through the Sr and Nd isotope systematics of S-type granites in the Hercynian belt of western France. *Earth and Planetary Science Letters* **88**, 60-68.
- Philpotts, A.R., Shi, J., Brustman, C., 1998. Role of plagioclase crystal chains in the differentiation of partly crystallized basaltic magma. *Nature* **395**, 343-346.
- Pinel, D.D., 2008. Relation entre dômes migmatiques extensifs et décrochements. Cas du cisaillement sud Armoricaïn dans la vallée de la Vilaine. Unpublished M.Sc. Thesis, University of Rennes 1, France.
- Pitra, P., Ballèvre, M., Ruffet, G., 2010. Inverted metamorphic field gradient towards a Variscan suture zone (Champtoceaux Complex, Armorican Massif, France). *Journal of Metamorphic Geology* **28**, 183-208.
- Pitra, P., Boulvais, P., Antonoff, V., Diot, H., 2008. Wagnerite in a cordierite-gedrite gneiss: witness of long-term fluid-rock interaction in the continental crust Ile d'Yeu, Armorican Massif, France. *The American Mineralogist* **93**, 315-326.
- Plaine, J., Hallégouët, B., Quété, Y., 1984. Notice explicative de la feuille Questembert à 1/50 000, BRGM, Orléans, France.
- Plaine, J., Quété, Y., Hallégouët, B., Herrouin, Y., Alix, Y., 1981. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Malestroit (386), BRGM, Orléans. Notice explicative par Plaine, J., Quété, Y., Hallégouët, B., Bambier, A.

- Pochat, S., Van Den Driessche, J., 2011. Filling sequence in Late Paleozoic continental basins: A chimera of climate change? A new light shed given by the Graissessac–Lodève basin (SE France). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* **302**, 170-186.
- Poilvet, J.C., Poujol, M., Pitra, P., Van Den Driessche, J., Paquette, J.L., 2011. The Montalet granite, Montagne Noire, France: An Early Permian syn-extensional pluton as evidenced by new U-Th-Pb data on zircon and monazite. *Comptes Rendus Geoscience* **343**, 454-461.
- Polyakov, V.B., Mineev, S.D., Clayton, R.N., Hu, G., Gurevich, V.M., Khramov, D.A., Gavrichev, K.S., Gorbunov, V.E., Golushina, L.N., 2005. Oxygen isotope fractionation factors involving cassiterite (SnO₂): I. Calculation of reduced partition function ratios from heat capacity and X-ray resonant studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **69**, 1287-1300.
- Poty, B., Leroy, J., Cathelineau, M., Cuney, M., Friedrich, M., Lespinasse, M., Turpin, L., 1986. Uranium deposits spatially related to granites in the French part of the Hercynian orogen. In: Fuchs, H.D. (Ed.), *Vein type uranium deposits. IAEA-TECDOC 361*, Vienna, 215-246.
- Poty, B., Kroy, J., Jachimowitz, L., 1976. Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope: l'installation de microthermométrie Chaixmeca. *Bulletin de la Société Française de Minéralogie et de Cristallographie* **99**, 182-186.
- Poujol, M., Boulvais, P., Kosler, J., 2010. Regional-scale Cretaceous albitization in the Pyrenees: evidence from in situ U-Th-Pb dating of monazite, titanite and zircon. *Journal of the Geological Society* **167**, 751-767.
- Price, R.C., Ireland, T.R., Maas, R., Arculus, R.J., 2006. SHRIMP ion probe zircon geochronology and Sr and Nd isotope geochemistry for southern Longwood Range and Bluff Peninsula intrusive rocks of Southland, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* **49**, 291-303.
- Propach, G., 1976. Models of filter differentiation. *Lithos* **9**, 203-209.
- Pupier, E., Barbey, P., Toplis, M.J., Bussy, F., 2008. Igneous layering, fractional crystallization and growth of granitic plutons: the Dolbel batholith in SW Niger. *Journal of Petrology* **49**, 1043-1068.
- Purdy, J.W., Jäger, E., 1976. K-Ar ages on rock-forming minerals from the Central Alps. *Memoirs* **30**, 1-31, Institute of Geology and Mineralogy, University of Padova.
- Putnis, A., 2009. Mineral replacement reactions. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **70**, 87-124.
- Puziewicz, J., Johannes, W., 1988. Phase equilibria and compositions of Fe-Mg-Al minerals and melts in water-saturated peraluminous granitic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **100**, 156-168.

R

- Railsback, L.B., 2003. An earth scientist's periodic table of the elements and their ions. *Geology* **31**, 737-740.
- Rasmussen, B., 2005. Radiometric dating of sedimentary rocks: the application of diagenetic xenotime geochronology. *Earth-Science Reviews* **68**, 197-243.
- Ren, M., Parker, D.F., White, J.C., 2003. Partitioning of Sr, Ba, Rb, Y, and LREE between plagioclase and peraluminous silicic magma. *American Mineralogist* **88**, 1091-1103.
- Renne, P.R., Mundil, R., Balco, G., Min, K., Ludwig, K.R., 2010. Joint determination of ⁴⁰K decay constants and ⁴⁰Ar*/⁴⁰K for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **74**, 5349-5367.
- Renne, P.R., Swisher, C.C., Deino, A.L., Karner, D.B., Owens, T.L., DePaolo, D.J., 1998. Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating. *Chemical Geology* **145**, 117-152.
- Ribeiro, A., Dias, R., Brandão Silva, J., 1995. Genesis of the Ibero-Armorican arc. *Geodinamica Acta* **8**, 173-184.
- Ries, A.C., Shackleton, R.M., 1976. Pattern of strain variation in arcuate fold belts. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* **283**, 281-288.

- Rimstidt, J.D., 1979. The kinetics of silica-water reactions. Ph.D. Thesis, University of Pennsylvania State, United States.
- Ringwood, A.E., 1975. Composition and Structure of the Earth's Mantle. McGraw-Hill, New York.
- Robb, L.J., 2005. Introduction to ore-forming processes. Blackwell Science, Carlton, Australia.
- Roddick, J.C., Compston, W., 1977. Strontium isotopic equilibration: A solution to a paradox. *Earth and Planetary Science Letters* **34**, 238-246.
- Roddick, J.C., Bevier, M.L., 1995. U-Pb dating of granites with inherited zircon: Conventional and ion microprobe results from two Paleozoic plutons, Canadian Appalachians. *Chemical Geology* **119**, 307-329.
- Rolet, J., Yesou, H., 1990. Use of spot remotely sensed data for structural mapping in temperate regions - Characterization of C and S planes within the South Armorican Shear Zone (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **311**, 1075-1080.
- Rolin, P., Marquer, D., Colchen, M., Thiéblemont, D., Rossi, P., 2008. Progressive shortening axis rotation recorded by Variscan synkinematic granites: example of the South Armorican shear zone in the Vendée (France). *Geodinamica Acta* **21**, 203-218.
- Rolland, Y., Cox, S., Boullier, A.M., Pennacchioni, G., Mancktelow, N., 2003. Rare earth and trace element mobility in mid-crustal shear zones: insights from the Mont Blanc Massif (Western Alps). *Earth and Planetary Science Letters* **214**, 203-219.
- Román-Berdiel, T., Gapais, D., Brun, J.P., 1997. Granite intrusion along strike-slip zones in experiment and nature. *American Journal of Science* **297**, 651-678.
- Rossi, M., Rolland, Y., Vidal, O., Cox, S.F., 2005. Geochemical variations and element transfer during shear zone development and related episyenites at middle crust depths: insights from the study of the Mont-Blanc Granite (French-Italian Alps). In: Bruhn, D., Burlini, L. (Eds.), High-strain zones: structure and physical properties. *Geological Society of London Special Publication* **245**, 373-396.
- Rudnick, R.L., Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. In: Rudnick, R.L. (Ed.), Treatise on geochemistry: The crust. Elsevier, Amsterdam, 1-64.
- Ruffet, G., Féraud, G., Amouric, M., 1991. Comparison of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ conventional and laser dating of biotites from the North Tregor batholiths. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **55**, 1675-1688.
- Ruffet, G., Féraud, G., Ballèvre, M., Kienast, J.R., 1995. Plateau ages and excess argon in phengites - An Ar-40-Ar-39 laser probe study of alpine micas (Sesia zone, Western Alps, northern Italy). *Chemical Geology* **121**, 327-343.

S

- Sambridge, M.S., Compston, W., 1994. Mixture modeling of multi-component data sets with application to ion-probe zircon ages. *Earth and Planetary Science Letters* **128**, 373-390.
- Sano, Y., Takahata, N., Tsutsumi, Y., Miyamoto, T., 2006. Ion microprobe U-Pb dating of monazite with about five micrometer spatial resolution. *Geochemical Journal* **40**, 597-608.
- Scaillet, B., Holtz, F., Pichavant, M., 1998. Phase equilibrium constraints on the viscosity of silicic magmas. 1. Volcanic-plutonic comparison. *Journal of Geophysical Research* **103**, 27257-27266.
- Scaillet, B., Holtz, F., Pichavant, M., Schmidt, M., 1996. Viscosity of Himalayan leucogranites: implications for mechanisms of granitic magma ascent. *Journal of Geophysical Research* **101**, 27691-27699.
- Scaillet, B., Pêcher, A., Rochette, P., Champenois, M., 1995. The Gangotri granite Garhwal Himalaya: laccolithic emplacement in an extending collisional belt. *Journal of Geophysical Research* **100**, 585-607.
- Schärer, U., 1984. The effect of initial ^{230}Th disequilibrium on young U-Pb ages; the Makalu case, Himalaya. *Earth and Planetary Science Letters* **67**, 191-204.

- Schmitz, S., Möller, A., Wilke, M., Malzer, W., Kanngiesser, B., Bousquet, R., Berger, A., Schefer, S., 2009. Chemical U-Th-Pb dating of monazite by 3D-Micro X-ray fluorescence analysis with synchrotron radiation. *European Journal of Mineralogy* **21**, 927-945.
- Schulz, B., 2009. EMP-monazite age controls on P-T paths of garnet metapelites in the Variscan inverted metamorphic sequence of La Sioule, French Massif Central. *Bulletin de la Société Géologique de France* **180**, 271-282.
- Schulz, S.E., Evans, J.P., 1998. Spatial variability in microscopic deformation and composition of the Punchbowl fault, Southern California: implications for mechanisms, fluid-rock interaction, and fault morphology. *Tectonophysics* **295**, 223-244.
- Scotese, C.R., 2002. PALEOMAP Project. <http://www.scotese.com.2002>.
- Seydoux-Guillaume, A.M., Paquette, J.L., Wiedenbeck, M., Montel, J.M., Heinrich, W., 2002. Experimental resetting of the U-Th-Pb systems in monazite. *Chemical Geology* **191**, 165-181.
- Shaw, D.M., 1968. A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **32**, 573-601.
- Sheppard, S.M.F., 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters. In: Valley, J.W., Taylor, H.P., Jr, O'Neil, J.R. (Eds.), Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes. *Reviews in Mineralogy* **16**, 165-183.
- Sibson, R.H., Moore, J.M., Rankin, A.H., 1975. Seismic pumping: a hydrothermal fluid transport mechanism. *Journal of the Geological Society* **131**, 653-659.
- Sibuet, J.C., 1973. South Armorican Shear Zone and continental fit before opening of Bay of Biscay. *Earth and Planetary Science Letters* **18**, 153-157.
- Siebel, W., Breiter, K., Wendt, I., Höhndorf, A., Henjes-Kunst, F., René, M., 1999. Petrogenesis of contrasting granitoid plutons in western Bohemia Czech Republic. *Mineralogy and Petrology* **65**, 207-235.
- Sircombe, K.N., 2004. AgeDisplay: an EXCEL workbook to evaluate and display univariate geochronological data using binned frequency histograms and probability density distributions. *Computers & Geosciences* **30**, 21-31.
- Sisson, T.W., Bacon, C.R., 1999. Gas-driven filter pressing in magmas. *Geology* **27**, 613-616.
- Słaby, E., Martin, H., 2008. Mafic and felsic magma interaction in granites: the Hercynian Karkonosze pluton Sudetes, Bohemian Massif. *Journal of Petrology* **49**, 353-391.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N., Whitehouse, M.J., 2008. Plešovice zircon - a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology* **249**, 1-35.
- Solgadi, F., Moyen, J.F., Vanderhaeghe, O., Sawyer, E.W., Reisberg, L., 2007. The role of crustal anatexis and mantle-derived magmas in the genesis of synorogenic Hercynian granites of the Livradois area, French Massif Central. *The Canadian Mineralogist* **45**, 581-606.
- Spear, F.S., Pyle, J.M., Cherniak, D., 2009. Limitation of chemical dating of monazite. *Chemical Geology* **266**, 218-230.
- Stacey, H.S., Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a 2-stage model. *Earth and Planetary Science Letters* **26**, 207-221.
- Staude, S., Bons, P.D., Markl, G., 2009. Hydrothermal vein formation by extension-driven dewatering of the middle crust: An example from SW Germany. *Earth and Planetary Science Letters* **286**, 387-395.
- Stern, R.A., 1997. The GSC Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP): analytical techniques of zircon U-Th-Pb age determinations and performance evaluation. In: Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 10, Geological Survey of Canada, Current Research 1997-F, 1-31.
- Stern, R.A., Fletcher, I., Rasmussen, B., McNaughton, N., Griffin, B., 2005. Ion microprobe (NanoSIMS 50) Pb-isotope geochronology at < 5 µm scale. *International Journal of Mass Spectrometry* **244**, 125-134.

- Stevens, G., Villaros, A., Moyen, J.F., 2007. Selective peritectic garnet entrainment as the origin of geochemical diversity in S-type granites. *Geology* **35**, 9-12.
- Streit, J.E., Cox, S.F., 1998. Fluid infiltration and volume change during mid-crustal mylonitization of Proterozoic granite, King Island, Tasmania. *Journal of Metamorphic Geology* **16**, 197-212.
- Strong, D.F., Hanmer, S.K., 1981. The leucogranites of Southern Brittany; origin by faulting, frictional heating, fluid flux and fractional melting. *Canadian Mineralogist* **19**, 163-176.
- Sylvester, A.G., 1988. Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin* **100**, 1666-1703.

T

- Tait, J.A., Bachtadse, V., Franke, W., Soffel, H.C., 1997. Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints. *Geologische Rundschau* **86**, 585-598.
- Takahata, N., Tsutsumi, Y., Sano, Y., 2008. Ion microprobe U-Pb dating of zircon with a 15 micrometer spatial resolution using NanoSIMS. *Gondwana Research* **14**, 587-596.
- Tartèse, R., Boulvais, P., 2010. Differentiation of peraluminous leucogranites "en route" to the surface. *Lithos* **114**, 353-368.
- Tartèse, R., Boulvais, P., Poujol, M., Chevalier, T., Paquette, J.L., Ireland, T.R., Deloule, E., 2011. Mylonites of the South Armorican Shear Zone: Insights for crustal-scale fluid flow and water-rock interaction processes. *Journal of Geodynamics*, sous presse. doi: 10.1016/j.jog.2011.05.003.
- Tartèse, R., Boulvais, P., Poujol, M., Gloaguen, E., 2011. The late Carboniferous Variscan evolution of the Armorican Massif (France): magmatism, hydrothermalism and metallogenic consequences. *Geophysical Research Abstracts* **13**, 2422.
- Tartèse, R., Poujol, M., Ruffet, G., Boulvais, P., Yamato, P., Košler, J., 2011. New U-Pb zircon and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muscovite age constraints on the emplacement of the Lizio syn-tectonic granite (Armorican Massif, France). *Comptes Rendus Geoscience* **343**, 443-453.
- Taylor, H.P., 1978. Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks. *Earth and Planetary Science Letters* **38**, 177-210.
- Taylor, H.P., Epstein, S., 1963. $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ ratio in rocks and coexisting minerals of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *Journal of Petrology* **4**, 51-74.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics* **33**, 241-265.
- Tchalenko, J.S., 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society of America Bulletin* **81**, 1625-1640.
- 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 and Planetary Science Letters* **14**, 281-304.
- Thiery, V., Rolin, P., Marquer, D., Cocherie, A., Fanning, C.M., Rossi, P., 2009. Visean sinistral wrench faulting along the Sillon Houiller in the French Massif Central: Late Variscan tectonic implications. *Bulletin de la Société Géologique de France* **180**, 513-528.
- Thomas, E., Brault, N., Outin, J.M., 2004. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Ploërmel (351), BRGM, Orléans. Notice explicative par Thomas, E., Brault, N., Carn, A., Rivière, J.M., Lecerf, Y., avec la collaboration de Outin, J.M.
- Touray, J.C., Marcoux, E., Hubert, P., Proust, D., 1989. Hydrothermal processes and ore-forming fluids in the Le Bourneix gold deposit, Central France. *Economic Geology* **84**, 1328-1339.
- Turpin, L., 1984. Altérations hydrothermales et caractérisation isotopique (O-H-C) des minéraux et des fluides dans le massif uranifère de St. Sylvestre - Extension à d'autres gisements intragranitiques d'uranium français. Thèse d'université, Centre de Recherches sur la Géologie de l'Uranium, Nancy.

- Turrillot, P., 2010. Fusion crustale et evolution tardi-orogénique du Domaine Sud Armoricaïn. Thèse d'Université, Université d'Orléans.
- Turrillot, P., Augier, R., Faure, M., 2009. 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* **180**, 247-261.
- V
- Vallance, J., Boiron, M.C., Cathelineau, M., Fourcade, S., Varlet, M., Marignac, C., 2004. The granite hosted gold deposit of Moulin de Chéni (Saint-Yrieix district, Massif Central, France): petrographic, structural, fluid inclusion and oxygen isotope constraints. *Mineralium Deposita* **39**, 265-281.
- Valle Aguado, B., Azevedo, M.R., Schaltegger, U., Martínez Catalán J.R., Nolan, J., 2005. U-Pb zircon and monazite geochronology of Variscan magmatism related to syn-convergence extension in Central Northern Portugal. *Lithos* **82**, 169-184.
- Valley, J.W., Kita, N.T., 2009. *In situ* oxygen isotope geochemistry by ion microprobe. In: Secondary Ion Mass Spectrometry in the Earth Sciences: Gleaning the Big Picture from a Small Spot. *Mineralogical Association of Canada Short Course* **41**, Toronto, 19-43.
- Van Den Driessche, J., Brun, J.P., 1989. Un modèle cinématique de l'extension Paléozoïque supérieur dans le sud du Massif central. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **309**, 1607-1613.
- Van Den Driessche, J., Brun, J.P., 1992. Tectonic evolution of the Montagne Noire (French Massif Central): a model of extensional gneiss dome. *Geodinamica Acta* **5**, 85-99.
- Viana, R.R., Mänttari, I., Kunst, H., Jordt-Evangelista, H., 2003. Age of pegmatites from eastern Brazil and implications of mica intergrowths on cooling rates and age calculations. *Journal of South American Earth Sciences* **16**, 493-501.
- Vielzeuf, D., Holloway, J.R., 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **98**, 257-276
- Vignerresse, J.L., 1980. Is the South Armorican Shear Zone a flower structure? *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **304**, 745-749.
- Vignerresse, J.L., 1999. Intrusion level of granitic massifs along the Hercynian belt: balancing the eroded crust. *Tectonophysics* **307**, 277-295.
- Vignerresse, J.L., Barbey, P., Cuney, M., 1996. Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. *Journal of Petrology* **37**, 1579-1600.
- Vignerresse, J.L., Cuney, M., Jolivet, J., Bienfait, G., 1989. Selective heat-producing element enrichment in a crustal segment of the mid-European Variscan chain. *Tectonophysics* **159**, 47-60.
- Villa, I.M., 1998. Isotopic closure. *Terra Nova*, **10**, 42-47.
- Villa, I.M., 2010. Disequilibrium textures versus equilibrium modelling: geochronology at the crossroads. In: Spalla, M.I., Marotta, A.M., Grosso, G., (Eds.), Advances in Interpretation of Geological Processes: Refinement of Multi-scale Data and Integration in Numerical Modelling. *Geological Society of London Special Publication* **332**, 1-15.
- Villaros, A., Stevens, G., Moyen, J.F., Buick, I.S., 2009. The trace element compositions of S-type granites: evidence for disequilibrium melting and accessory phase entrainment in the source. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **158**, 543-561.
- Visonà, D., Lombardo, B., 2002. Two-mica and tourmaline leucogranites from the Everest-Makalu region (Nepal-Tibet). Himalayan leucogranite genesis by isobaric heating? *Lithos* **62**, 125-150.

W

- Wagani, I., Pagel, M., Janots, E., Gnos, E., 2011. Detrital monazite in the Tim Merso Basin, Niger: Provenance and contribution to the uranium budget in siliciclastic sediments. *Canadian Mineralogist* **49**, 487-501.
- Wark, D.A., Miller, C.F., 1993. Accessory mineral behaviour during differentiation of a granite suite: monazite, xenotime and zircon in the Sweetwater Wash pluton, southeastern California, U.S.A. *Chemical Geology* **110**, 49-67.
- 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 Letters* **64**, 295-304.
- Watson, E.B., Cherniak, D.J., Hanchar, J.M., Harrison, T.M. and Wark, D.A., 1997. The incorporation of Pb into zircon. *Chemical Geology* **141**, 19-31.
- Wedepohl, K.H., 1995. The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **57**, 1217-1232.
- Weil, A.B., 2006. Kinematics of oroclinal tightening in the core of an arc: paleomagnetic analysis of the Ponga Unit, Cantabrian Arc, northern Spain. *Tectonics* **25**, 1-23.
- Weil, A.B., Gutiérrez-Alonso, G., Conan, J., 2010. New time constraints on lithospheric-scale oroclinal bending of the Ibero-Armorican Arc: a palaeomagnetic study of earliest Permian rocks from Iberia. *Journal of the Geological Society* **167**, 127-143.
- Weil, A.B., Van der Voo, R., van der Pluijm, B.A., 2001. Oroclinal bending and evidence against the Pangea megashear: The Cantabria–Asturias arc (northern Spain). *Geology* **29**, 991–994.
- Weil, A.B., Van der Voo, R., van der Pluijm, B.A., Parés, J.M., 2000. The formation of an orocline by multiphase deformation: a paleomagnetic investigation of the Cantabria-Asturias Arc (northern Spain). *Journal of Structural Geology* **22**, 735-756.
- Weinberg, R.F., Sial, A., Mariano, G., 2004. Close spatial relationship between plutons and shear zones. *Geology*, **32**, 377-380.
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* **95**, 185-187.
- Wickert, F., Altherr, F., Deutsch, M., 1990. Polyphase Variscan tectonics and metamorphism along a segment of the Saxothuringian-Moldanubian boundary: the Baden-Baden Zone, northern Schwarzwald (F.R.G.). *Geologische Rundschau* **79**, 627-647.
- Wiedenbeck, M., Alle, 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 analyses. *Geostandards Newsletter* **19**, 1-23.
- Willett, S. D., 1999. Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts. *Journal of Geophysical Research* **104**, 28957-28981.
- Williams, M.L., Jercinovic, M.J., Harlov, D.E., Budzyń, B., Hetherington, C.J., 2011. Resetting monazite ages during fluid-related alteration. *Chemical Geology* **283**, 218-225.
- Williams, I.S., 1998. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In: McKibben, M.A., Shanks III, W.C., Ridley, W.I. (Eds.), *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes. Reviews in Economic Geology* **7**, Society of Economic Geologists, Littleton, Colorado, 1-35.
- Williams, I.S., Claesson, S., 1987. Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. II. Ion microprobe zircon U-Th-Pb. *Contributions to Mineral Petrology* **97**, 205-217.
- Williams, I.S., Buick, I.S. and Cartwright, I., 1996. An extended episode of early Mesoproterozoic metamorphic fluid flow in the Reynolds Range, central Australia. *Journal Metamorphic Geology* **14**, 29-47.

Y

Yesou, H., Rolet, J., 1990. Regional mapping of the South Armorican Shear Zone (Brittany, France) using remotely sensed spot imagery. *Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* **45**, 419-427.

Z

Zang, W., Fyfe, W.S., 1995. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajas, Brazil. *Mineralium Deposita* **30**, 30-38.

Zhang, Y.G., Frantz, J.D., 1987. Determination of the homogenization temperature and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions. *Chemical Geology* **64**, 335-350.

Zheng, Y.F., 1991. Calculation of oxygen isotope fractionation in metal oxides. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **55**, 2299-2307.

Zheng, Y.F., 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **57**, 1079-1091.

Zheng, Y.F., 1999. Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals. *Geochemical Journal* **33**, 109-126.

Zheng, Y.F., 2011. On the theoretical calculations of oxygen isotope fractionation factors for carbonate-water systems. *Geochemical Journal* **45**, 341-354.

Zhu, Y.F., Zeng, Y., Gu, L., 2006. Geochemistry of the rare metal-bearing pegmatite No. 3 vein and related granites in the Keketuohai region, Altay Mountains, northwest China. *Journal of Asian Earth Sciences* **27**, 61-77.

Annexes

Annexe 1

Granite petrogenesis revealed by combined gravimetric and radiometric imaging

Romain Tartèse^{1,*}, Philippe Boulvais¹, Marc Poujol¹, Jean-Louis Vigneresse²

¹UMR CNRS 6118 Géosciences, Université de Rennes 1, 35042 Rennes Cedex, France

²CREGU, UMR CNRS 7566 G2R, BP 23, F-54501 Vandoeuvre Cedex, France

Publié à Tectonophysics, vol. 501, pp. 98-103 (2011)



Contents lists available at ScienceDirect

Tectonophysics

journal homepage: www.elsevier.com/locate/tecto

Granite petrogenesis revealed by combined gravimetric and radiometric imaging

Romain Tartèse ^{a,*}, Philippe Boulvais ^a, Marc Poujol ^a, Jean-Louis Vigneresse ^b

^a Géosciences Rennes, UMR CNRS 6118, Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu, CS74205, 35042 Rennes Cedex, France

^b CREGU, UMR CNRS 7566 G2R, BP 23, F-54501 Vandoeuvre Cedex, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 17 September 2010

Received in revised form 24 November 2010

Accepted 1 February 2011

Available online 23 February 2011

Keywords:

Airborne gamma ray radiometry

Geochemistry

Granite petrogenesis

Gravimetry

ABSTRACT

In peneplaned terranes, it is often impossible to get a full 3D view of geological objects. In the case of granitic plutons, for which intrusive relationships between constituent units can provide first order information regarding their petrogenesis, this lack of 3D field evidence is a major issue. Indirect observations can be provided by geophysical surveys. Here, we interpret field gravity data and airborne gamma ray radiometric maps with whole rock geochemistry data in order to obtain information on granite petrogenesis. First, we test our proposed combined geophysical and geochemical approach on the Huelgoat Variscan intrusion (Armorican Massif, France) and we show that ternary radiometric maps are a good proxy for the distribution of K, U and Th radioelements. Then, we apply our method to the Lizio and Questembert Variscan granitic intrusions (Armorican Massif) and show that some features characteristic of the intrusions, such as the feeding zones, can be localised by geophysical imaging. Indeed, radiometric maps constitute a frozen image of the latest stage of the magmatic building of plutons.

© 2011 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Petrological and geochemical field-based studies of granite petrogenesis in old and eroded areas often preclude direct 3D observations, especially for the deepest part of those massifs. Nevertheless, geophysical imaging is known to be a powerful tool to determine the 3D shape and the deep structure of the plutons (e.g. Benn et al., 1999; Vigneresse, 1990). Combined radiometric, magnetic and gravity data have also been used to study emplacement mechanisms (Castro et al., 2002; Clemens et al., 2009; Oliveira et al., 2008).

Recently, Tartèse and Boulvais (2010) showed that the petrological and geochemical differences between two Variscan granites emplaced at distinct depths along the South Armorican Shear Zone (SASZ; Jégouzo, 1980; Fig. 1a) could be related to the fractionation of K-feldspar (Kfs), plagioclase (Pl), biotite (Bt), zircon and monazite during magma migration toward the surface. The model also implies that feeder zones for highly differentiated granitic plutons should be enriched in these minerals, though the present-day level of exposure precludes direct observation of the deepest parts of the plutons. The validity of the model can nevertheless be tested by integrating the available geophysical data obtained throughout the area (Bonijoly

et al., 1999), especially an airborne gamma ray spectrum that images the radioactive heterogeneity at the present surface level.

This paper suggests that airborne radiometric maps can be used as an efficient tool to investigate petrogenetic processes acting during magma emplacement and leading to heterogeneities in the distribution of K, U and Th in granitic plutons. First, the accuracy of aerial measurements is tested on a pluton well covered by whole rock geochemical analyses (Huelgoat granite, Armorican Massif, Fig. 1b). Airborne data are then compared with the gravity-derived image of its shape at depth in order to examine whether the surface data and the information about floor depth can be correlated. Then we apply this approach to two synkinematic leucogranites (Lizio and Questembert granites, Armorican Massif, Fig. 1b) and we argue that the K-relative rich zones (high K/(K + Th + U)) displayed on the ternary radiometric map are the surface witnesses of the vertical deep conduits that fed the plutons. Radiometric maps thus image the latest stages of the magmatic construction of plutons.

2. Geological setting

The studied granitic plutons (Fig. 1b) belong to the European Variscan belt, which is part of the Variscan orogen central domain (Fig. 1a), where numerous Carboniferous plutons were emplaced. The collision initiated in the late Devonian and evolved until early-Carboniferous times (e.g. Ballèvre et al., 2009; Matte, 1986). The Huelgoat granite is a composite intrusion emplaced 340 ± 9 Ma ago (whole rock Rb–Sr isochron; Georget, 1986) in the western part of the region (Fig. 1b), at a depth corresponding to a pressure of 3–4 kbar (Georget, 1986). It is partly related to the NASZ (Fig. 1). The other major feature in this part of the

* Corresponding author. Tel.: +33 2 23 23 30 81; fax: +33 2 23 23 60 97.

E-mail addresses: romain.tartese@univ-rennes1.fr (R. Tartèse), philippe.boulvais@univ-rennes1.fr (P. Boulvais), marc.poujol@univ-rennes1.fr (M. Poujol), jean-louis.vigneresse@g2r.uhp-nancy.fr (J.-L. Vigneresse).

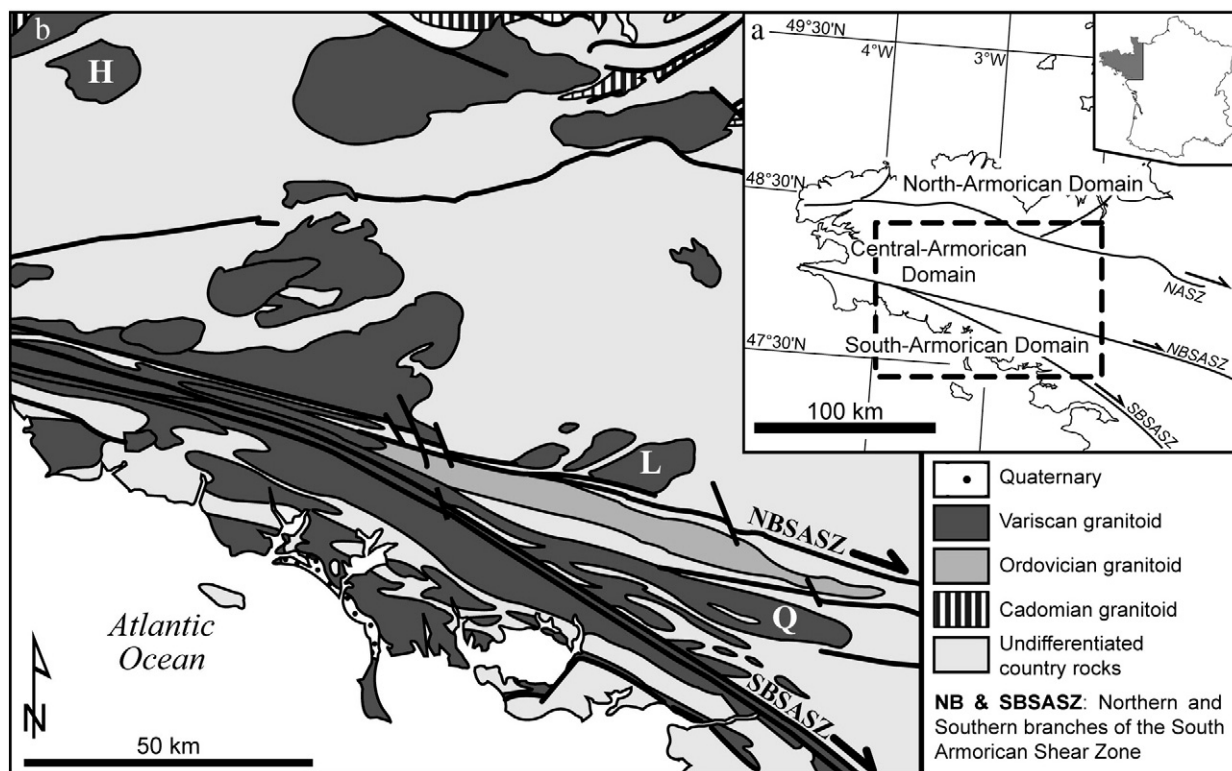


Fig. 1. (a) Location of the studied area in France and in the Armorican Massif. NASZ: North Armorian Shear Zone; NBSASZ and SBSASZ: Northern and Southern branches of the South Armorian Shear Zone. (b) Simplified geological map of the studied area. H: Huelgoat granite; L: Lizio granite; Q: Questembert granite.

Armorican Massif is the South Armorian Shear Zone (SASZ; Jégouzo, 1980), a composite crustal shear zone which localised dextral wrenching that affected the region during the Carboniferous (e.g. Gumiaux et al., 2004). Along its northern branch (NBSASZ), numerous syntectonic Carboniferous granitoids (Bernard-Griffiths et al., 1985; Berthé et al., 1979) have been emplaced into the Pre-Variscan basement (Fig. 1b), which is also characterised by base metal ore deposits (Gloaguen et al., 2007). Among them, the Lizio leucogranite is dated at ca. 338 Ma (whole rock Rb–Sr isochron; Bernard-Griffiths et al., 1985). Southward, the Questembert leucogranite was emplaced at around 329 Ma (whole rock Rb–Sr isochron; Bernard-Griffiths et al., 1985) between the two branches of the SASZ (Fig. 1b). Based on the regional stratigraphy and on syntectonic metamorphic assemblages of the surrounding country rocks, Tartèse and Boulvais (2010) argued that the Lizio and Questembert granites were emplaced at ca. 3–4 kbar and 1–2 kbar, respectively.

3. Geophysical surveys

A detailed airborne magnetic and radiometric survey was carried out over the Armorican Massif (Bonijoly et al., 1999; Truffert et al., 2001) in order to provide improved mapping for a region that is largely covered by surficial and weathered formations. The data set was collected along 117700 km of lines on N–S flight lines with a spacing of 500 to 1000 m, a sample rate of 0.1 s for magnetic data and 1 s for radiometric data at an altitude of 120 m and a flying speed of 240 km/h. E–W control lines were recorded every 10 km. Operating procedures as well as calibrations followed the recommendation of the International Atomic Energy Agency (I. A. E. A., 2003). Airborne geophysical data were interpolated using the minimum curvature method with a 250 m regular grid spacing. The ternary K–Th–U radiometric map has been obtained by red–green–blue additive chromatic combination applied point by point for the three radiometric measurements. On these ternary K–Th–U radiometric maps, the geological features are well displayed, despite the fact that the area is affected by weathering and soil development. One can thus

consider that gamma ray radiometric maps actually image the substratum rather than superficial features.

Gravity also helps to determine the deep structures of a granitic pluton. Because the density of acid igneous rocks is lower than that of the surrounding country rocks, the gravity signature of a granitic intrusion is often negative, which allows us to deduce its shape at depth. A detailed gravity survey has been acquired by Georget (1986) on the Huelgoat granite (Fig. 1b), comprising more than 200 data stations, which resulted in an average coverage of more than one measurement per square kilometre. After raw data processing and subtraction of the regional field, the 3D structure of the pluton has been derived by inversion of the residual Bouguer anomaly. In order to obtain the best shape approximation, the density contrast varied according to the different petrographic types within the intrusion. The calculation followed the procedure described by Vignerresse (1999), and the precision of isodepth lines obtained is estimated at $\pm 15\%$.

4. The Huelgoat granite: establishing the method

4.1. Shape of the intrusion

Several studies have shown that important information can emerge when compositional zoning in plutons is regarded in relation to the granite shape at depth, notably information on magma flow and granite petrogenesis (e.g. Hecht et al., 1997). The shape of the Huelgoat pluton has been investigated by Georget (1986) using gravity inversion. The resulting isodepth lines are presented on Fig. 2a, together with the cartographic outline of the pluton and its constituent units. Fig. 2a also shows a 3D visualisation of the shape of the pluton. The granite is seen to have a major 6–7 km deep root zone in its central part, while in its northeastern part, there is another 5 km deep root zone. Together, these roots define a N030° direction. The contact between the Huelgoat and the La Feuillée units is well marked by the 2 km isodepth line.

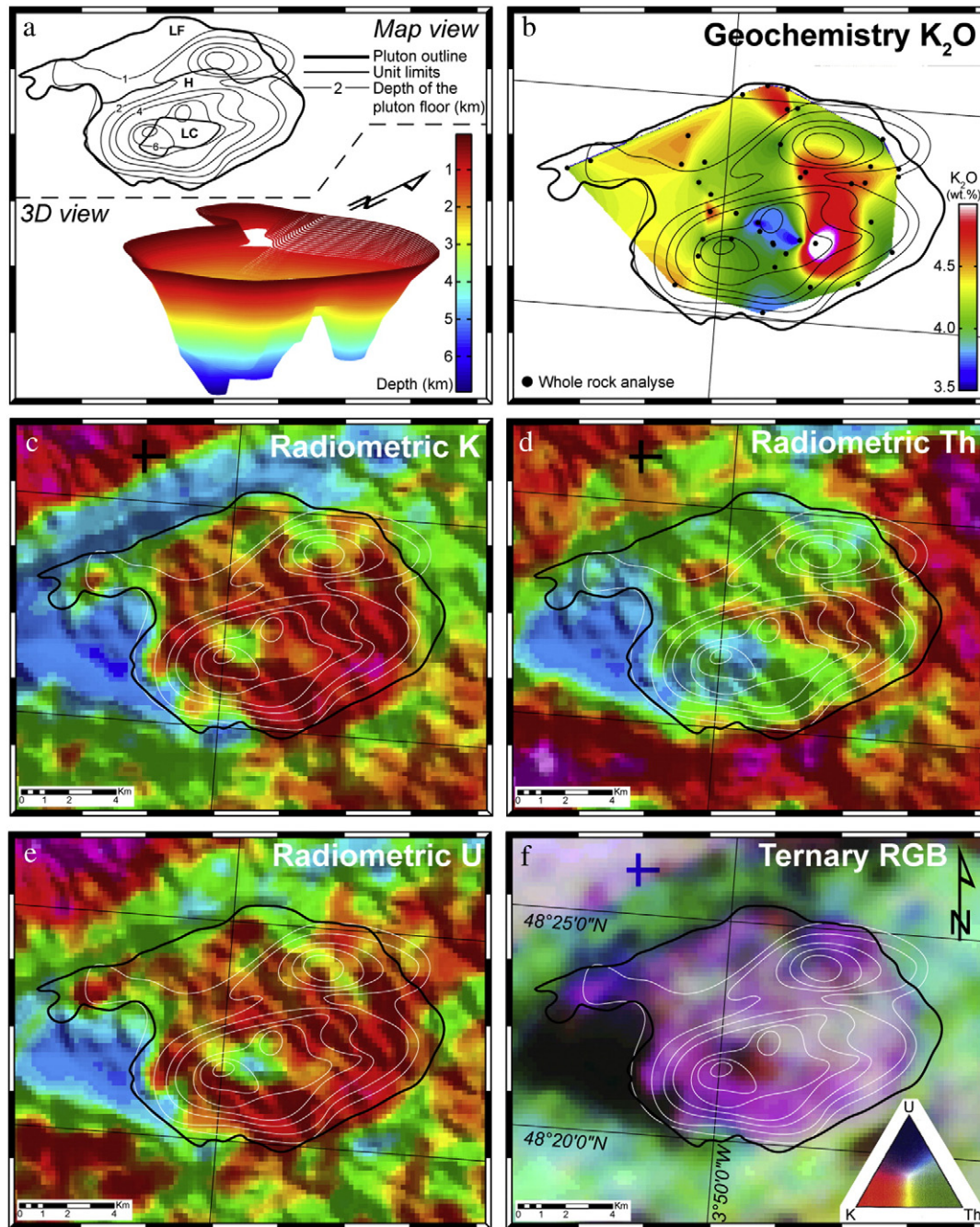


Fig. 2. (a) Top: Map view of the cartographic outline of the Huelgoat pluton, of its units and of its floor depth estimated by gravity data inversion, redrawn after Georget (1986). LF: La Feuillée unit; H: Huelgoat unit; LC: Le Cloître unit. Bottom: 3D view of the shape of the Huelgoat pluton computed from the floor depth isolines of the map view; (b) location of whole rock geochemical analysis (Georget, 1986) and interpolated map of the K_2O content (wt.%) in the Huelgoat massif; (c–e) radiometric maps of K (c), Th (d) and U (e) obtained during an airborne survey of the region (Bonijoly et al., 1999); (f) composite ternary RGB radiometric map, built from the individual black and white radiometric maps, with K, Th and U in the R, G and B channels, respectively.

4.2. Petrography and geochemistry

The Huelgoat massif is peraluminous and contains limited amounts of ferro-magnesian elements ($Fe_2O_3 + MgO + MnO + TiO_2 < 5$ wt.%). Based on the mineralogy and petrography, the Huelgoat pluton is divided into three distinct units (Georget, 1986, see Fig. 2a). In its northern part, the La Feuillée granite is a coarse grained granite with K-Feldspar megacrysts, biotite and muscovite. To the South, the Huelgoat granite *sensu stricto* is a concentric unit bearing magmatic cordierite and finely grained granitic enclaves with K-feldspar phenocrysts and cordierite. The Le Cloître unit is a fine-grained granite

bearing K-feldspar megacrysts and cordierite, and is interpreted by Georget (1986) as a huge enclave, similar to the numerous small ones observed in the Huelgoat unit *sensu stricto*. The Le Cloître unit is located just above the large central root zone of the pluton.

Thirty-nine samples collected throughout the pluton (Fig. 2b) were analysed (Georget, 1986), but only twenty-three analyses report U and Th contents. The K_2O content in whole rock analysis has thus been used to test the accuracy of the K radiometric map. From the geochemical data, a K_2O distribution map has been built (Fig. 2b), interpolating by the nearest neighbour method between the measured values on the different spots. The K-poorest zones are located

close to the centre of the pluton and at its southern edge. A 2–3 km large N–S band in the middle of the pluton is relatively poor in K_2O . To the East, there is the richest zone of the pluton whereas the western part displays intermediate composition. Finally, another K-rich zone is located at the northern edge of the pluton.

4.3. Airborne radiometric data

The individual maps of the potassium (K), thorium (Th) and uranium (U) spectrometer channels are displayed in Fig. 2c–e. The ternary K–Th–U radiometric map (Fig. 2f) has been built from these three K, Th and U measurements by assigning K, Th and U intensity to the red (R), green (G) and blue (B) colour channels of the composite image, respectively. On the K map (Fig. 2c) the outline of the pluton is rather clear, the surrounding country rocks being poor in K. Within the pluton, the border is also relatively poor in K, except in its south-eastern part. There are two K-poor zones above the central deep zone and above the north-western part of the other root zone. The K-richest zone is located next to the south-eastern edge of the pluton. The rest of the pluton is rather homogeneous relative to K distribution. The U map (Fig. 2e) mimics the K map with low U contents along the border of the pluton and the location of the U-poorest zone above the thickest part of the pluton. On the Th map (Fig. 2d), the pluton edge is also well marked, except on the pluton western part which is covered by quaternary alluvial deposits. The country rocks are richer in Th than the pluton so that, with the exception of the Th-rich zone between the centre and the eastern edge of the pluton, other Th heterogeneities are less clear than the K and U heterogeneities within the pluton. Nevertheless, it is still apparent that the Th-poorest zones are located above the central root zone, along the border and just northward above the north-eastern deep zone, as for K and U.

In what follows, regarding the ternary K–Th–U radiometric map, the expressions “K-relative rich” or “K-relative poor” do not describe absolute K content variations, but high $K/(K + Th + U)$ ratios. On this ternary radiometric map (Fig. 2f), the pluton cartographic outlines appear clearly because of the contrast in composition between the K/U-rich granite and Th-rich metasedimentary country rocks. In the centre of the pluton, there is a major K-rich anomaly. Another small K-rich anomaly is located at the northern edge of the pluton.

4.4. Data correlation

The Huelgoat granite has been selected to test the accuracy of airborne radiometric measurements because it is rather well covered by whole rock analysis. Although not immediately apparent, the match between the K_2O map (Fig. 2b) and the airborne K channel (Fig. 2c) is acceptable given the different spatial distributions of the two data sets. There are slight shifts between K-high and K-low on both maps, distance between these two zones being bigger in the radiometric map. Nevertheless, the lowest K zone is located above the central root in both cases. This lowest K zone is also the lowest Th and U zones, and consequently appears as a K-relative rich anomaly in the ternary K–Th–U radiometric map. Another small K-relative rich anomaly is located at the northern edge of the pluton. If it is not clear on the K radiometric map that it represents an absolute K-rich zone, this is clearly evidenced on the K_2O geochemical map, although its shape is not very well constrained by the dispersion of the geochemical measurements. Moreover, it corresponds to rather poor zones on the Th and U radiometric maps.

Overall, the geochemistry of the pluton obtained by airborne radiometric measurements is in good agreement with whole rock analyses. It is therefore inferred that airborne gamma ray K–Th–U maps directly reflect compositional heterogeneities of plutons, and can be used as a tool to tackle petrogenetic issues on plutons poorly covered by whole rock analysis.

5. The Lizio and Questembert granites: applying the method

5.1. Observations

The Lizio pluton displays two root zones, the largest being around 8 km deep (Fig. 3a; Vigneresse, 1999). As few whole rock analyses are available, we cannot compute reliable detailed geochemical maps. Instead, it is possible to use the K, Th and U radiometric maps to visualise the distribution of these radioelements in the rocks. Looking first at the ternary K–Th–U map, it is interesting to note that the thickest part of the Lizio granitic pluton imaged by gravity data (Fig. 3a) correlates very well with the large K-relative rich zone, as in the Huelgoat pluton. If the distribution of K in the Lizio granite is rather homogeneous (Fig. 3b), Th and to a lesser extent U (Fig. 3c and d) contents are very low above this thickest part, which explain the K-relative rich anomaly.

The lack of available gravity data for the Questembert pluton prevents us from modelling its shape at depth. On the ternary K–Th–U radiometric map (Fig. 3a), four to five K-relative rich anomalies, aligned in a ca. N100° direction, are clearly imaged. Once again, they are due to very depleted zones in Th (Fig. 3c), U (Fig. 3d) and to a lesser extent K (Fig. 3b). By analogy with the observed location of K-relative rich zones above the deep root zones in the Huelgoat and the Lizio plutons, the five such zones identified in the Questembert granite are inferred to represent the surface track of several deep feeding zones.

5.2. Questembert emplacement and growth

The Questembert granitic pluton is located between the SBSASZ and the Ordovician Lanvaux orthogneiss (Cogné et al., 1983; Gumiaux et al., 2004) and is thus strongly sheared eastwards (Fig. 1b). Geochemical and mineralogical data suggest that the granite has been fed by conduits in which a mineral segregate with 50% K-feldspar, 25% of biotite and plagioclase and accessory minerals zircon and monazite has been separated from the evolved melts (Tartèse and Boulvais, 2010). K-relative rich spots are aligned along a ca. N100° direction which is nearly parallel to the main axis of the Questembert pluton. It has been mentioned previously that the relative enrichment in K compared to Th and U is due to a very strong depletion in U and Th that is more important than the concomitant depletion in K. These discontinuous spots on the ternary airborne radiometric map may be the surface expression of a composite feeding system located below. In this case they image strongly evolved melts which escaped vertically from the root zones, in which a K, Th and U rich cumulate lies at depth. Radiometric images thus yield a frozen picture of the latest stages of the magmatic building of the granite. It has already been demonstrated in the La Marche granite (Massif Central, France), for example, that the more evolved melts are located just above local deep zones (e.g. Vigneresse, 1999). An interesting point to notice is that the alignment direction of the K-relative rich spots is nearly perpendicular to the direction of the major stress component σ_1 , orientated between N000° and N020° (Gumiaux et al., 2004; Rolin et al., 2009) at the time of the Questembert granite emplacement. This is in good agreement with the proposition of Vigneresse (1995) that granitic root zones are located in extensional areas relative to the regional field of deformation.

6. Conclusion

From this study, the following conclusions have been reached:

1. Radiometric measurements obtained through airborne gamma ray survey are good first order representations of rock compositional heterogeneities in granitic plutons.
2. Feeder zones, imaged by gravity data inversion, are well correlated with the surface location of high-K relative anomalies on ternary K–Th–U radiometric maps.

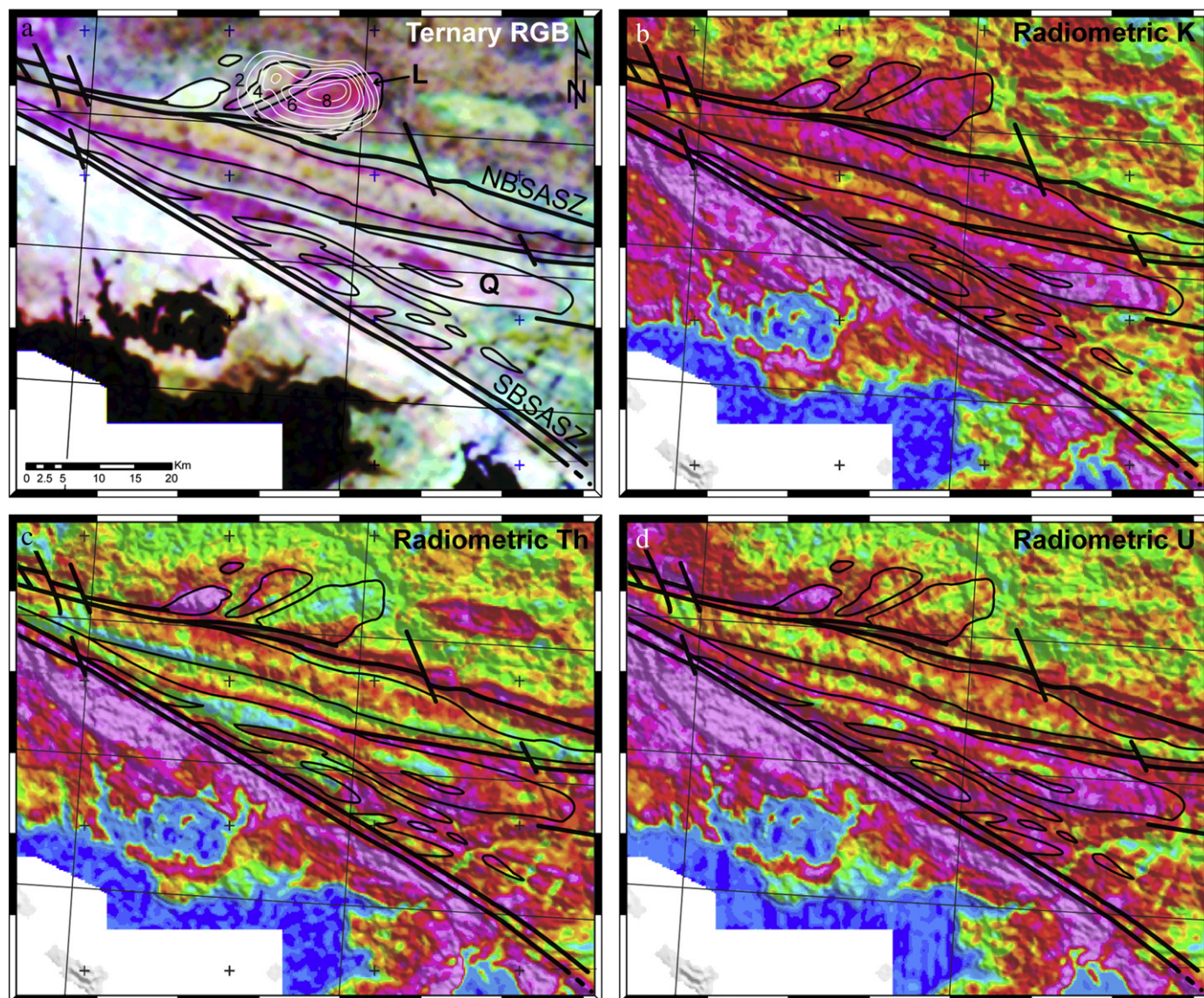


Fig. 3. (a) Composite ternary RGB radiometric map, built similarly than in Fig. 2f. The floor depth of the Lizio pluton (Vignerresse, 1999) and the contour of some units displayed in Fig. 1b are superimposed on the map. L: Lizio granite; Q: Questembert granite; (b–d) radiometric maps of K (b), Th (c) and U (d) in the Lizio and Questembert granites area obtained during an airborne survey of the region (Bonijoly et al., 1999).

3. Heterogeneities in radioelement distribution displayed in ternary radiometric maps yield information on granite petrogenesis and emplacement conditions, by providing a frozen image of the latest stages of magmatic construction.

Acknowledgements

G. Martelet (B.R.G.M.) is thanked for fruitful technical discussion and for providing the B.R.G.M. radiometric data. E. Hallot is also thanked for stimulating discussions. Many thanks to P. Yamato for his help with the Matlab code used to compute the maps. A. Joly and E. Christiansen are thanked for their comments on a previous version of this paper. Two anonymous reviewers are also thanked for their insightful suggestions.

References

Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., Pitra, P., 2009. Palaeozoic history of the Armorican Massif: models for the tectonic evolution of the suture zones. *Comptes Rendus Geoscience* 341, 174–201.

- Benn, K., Roest, W.R., Rochette, P., Evans, N.G., Pignotta, G.S., 1999. Geophysical and structural signatures of syntectonic batholith construction: the South Mountain Batholith, Meguma Terrane, Nova Scotia. *Geophysical Journal International* 136, 144–158.
- Bernard-Griffiths, J., Peucat, J.J., Sheppard, S., Vidal, P., 1985. Petrogenesis of Hercynian leucogranites from the southern Armorican Massif: contribution of REE and isotopic (Sr, Nb, Pb and O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages. *Earth and Planetary Science Letters* 74, 235–250.
- Berthé, D., Choukroune, P., Jégouzo, P., 1979. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of South Armorican shear zone. *Journal of Structural Geology* 1, 31–42.
- Bonijoly, D., Perrin, J., Truffert, C., Asfirane, F., 1999. Couverture géophysique aéroportée du Massif armoricain, magnétisme et radiométrie spectrale. Rapport B.R.G.M. R40471. 75 pp.
- Castro, D.L., Castelo Branco, R.M.G., Martins, G., Castro, N.A., 2002. Radiometric, magnetic, and gravity study of the Quixadá Batholith, Central Ceará Domain (NE-Brazil): evidence for an extension controlled emplacement related to the Pan-African/Braziliano collage. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 543–551.
- Clemens, J.D., Helps, P.A., Stevens, G., 2009. Chemical structure in granitic magmas – a signal from the source? *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 100, 159–172.
- Cogné, J.P., Choukroune, P., Cogné, J., 1983. Cisaillements varisques superposés dans le Massif de Lanvaux (Bretagne Centrale). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 2, 773–776.

- Georget, Y., 1986. Nature et origine des granites peralumineux à cordierite et des roches associées. Unpublished doctoral dissertation, University of Rennes, 298 pp.
- Gloaguen, E., Branquet, Y., Boulvais, P., Moëlo, Y., Chauvel, J.J., Chiappero, P.J., Marcoux, E., 2007. Palaeozoic oolitic ironstone of the French Armorican Massif: a chemical and structural trap for orogenic base metal–As–Sb–Au mineralisation during Hercynian strike-slip deformation. *Mineralium Deposita* 42, 399–422.
- Gumiaux, C., Gapais, D., Brun, J.P., Chantraine, J., Ruffet, G., 2004. Tectonic history of the Hercynian Armorican Shear belt (Brittany, France). *Geodinamica Acta* 17, 289–307.
- Hecht, L., Vigneresse, J.L., Morteau, G., 1997. Constraints on the origin of zonation of the granite complexes in the Fichtelgebirge (Germany and Czech Republic): evidence from a gravity and geochemical study. *Geologische Rundschau* 86, S93–S109.
- International Atomic Energy Agency, 2003. Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data, IAEA-TECDOC-1363, Vienna. 179 pp.
- Jégouzo, P., 1980. The South-Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology* 2, 39–47.
- Matte, P., 1986. La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques; modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bulletin de la Société Géologique de France* 8, 9–24.
- Oliveira, D.C., Dall'Agnol, R., Silva, J.B.C., Almeida, J.A.C., 2008. Gravimetric, radiometric, and magnetic susceptibility study of the Paleoproterozoic Redenção and Bannach plutons, eastern Amazonian Craton, Brazil: implications for architecture and zoning of A-type granites. *Journal of South American Earth Sciences* 25, 100–115.
- Rolin, P., Marquer, D., Colchen, M., Cartannaz, C., Cocherie, A., Thiery, V., Quenardel, J.M., Rossi, P., 2009. Famennian–Carboniferous (370–320 Ma) strike slip tectonics monitored by syn-kinematic plutons in the French Variscan belt (Massif Armorican and French Massif Central). *Bulletin de la Société Géologique de France* 180, 231–246.
- Tartèse, R., Boulvais, P., 2010. Differentiation of peraluminous leucogranites “en route” to the surface. *Lithos* 114, 353–368.
- Truffert, C., Gumiaux, C., Chantraine, J., Perrin, J., Galdeano, A., Gapais, D., Ballèvre, M., Asfirane, F., Guennoc, P., Brun, J.P., 2001. Levé géophysique aéroporté dans le Sud-Est du Massif Armorican (programme GéoFrance3D Armor2). *Magnétisme et radiométrie spectrale. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 333, 263–270.
- Vigneresse, J.L., 1990. Use and misuse of geophysical-data to determine the shape at depth of granitic intrusions. *Geological Journal* 25, 249–260.
- Vigneresse, J.L., 1995. Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics* 249, 173–186.
- Vigneresse, J.L., 1999. Intrusion level of granitic massifs along the Hercynian belt: balancing the eroded crust. *Tectonophysics* 307, 277–295.

Annexe 2

Numerical modelling of magma transport in dykes

Philippe Yamato^{1,2,*}, Romain Tartèse¹, Thibault Duretz², Dave A. May²

¹ Géosciences Rennes, CNRS UMR 6118, Université de Rennes 1, 35042 Rennes Cedex,
France

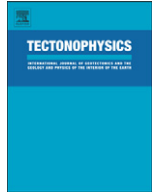
² Institute of Geophysics, Department of Earth Science, ETH-Zurich, Sonneggstrasse 5, CH-
8092 Zurich, Switzerland

Sous presse à Tectonophysics - doi : 10.1016/j.tecto.2011.05.015



Contents lists available at ScienceDirect

Tectonophysics

journal homepage: www.elsevier.com/locate/tecto

Numerical modelling of magma transport in dykes

P. Yamato ^{a,b,*}, R. Tartèse ^a, T. Duretz ^b, D.A. May ^b^a Géosciences Rennes, CNRS UMR 6118, Université de Rennes 1, 35042 Rennes Cedex, France^b Institute of Geophysics, Department of Earth Science, ETH-Zurich, Sonneggstrasse 5, CH-8092 Zurich, Switzerland

ARTICLE INFO

Article history:

Received 30 December 2010

Received in revised form 16 May 2011

Accepted 18 May 2011

Available online xxxx

Keywords:

Dyke

Magma ascent

Numerical modelling

Crystal rotation

Magmatic differentiation

ABSTRACT

The rheology and dynamics of an ascending pure melt in a dyke have been extensively studied in the past. From field observations, it is apparent that most dykes actually contain a crystalline load. The presence of a crystalline load modifies the effective rheology of such a system and thus the flow behaviour. Indeed, the higher density and viscosity of each crystal, compared to the melt, cause a decrease of the ascent velocity and modify the shape of the velocity profile, from a typical Poiseuille flow, to a Bingham-type flow. A common feature observed in the field is the arrangement of crystals parallel or at a very low angle to the edge of the dyke. Such a structural arrangement is often interpreted as the result of magma flow, which caused the crystals to rotate and align within the flow direction, but this process remains unclear. Another issue related to the introduction of a crystalline load concerns the possibility for crystals to be segregated from a viscous granitic melt phase during magma ascent. The implications of such a process on magmatic differentiation have not previously been considered, nor has such a process been previously investigated via numerical models. In this study, we examine the flow dynamics of a crystal bearing granitic melt ascending in a dyke via numerical models. In our models, both the crystal and melt phases are represented as highly viscous fluids in a Stokes regime. Our results reveal that the presence of crystals in the melt modifies the magma velocity profile across the dyke. Furthermore, we observe that whilst crystals continually rotate in the shear flow, over one period of revolution, their major axis has a high probability to be aligned parallel to the flow direction. Moreover, some experiments showed that the melt phase can effectively be squeezed out from a crystal-rich magma when subjected to a given pressure gradient range. This demonstrates that crystal-melt segregation in dykes during granitic magma ascent constitutes a viable mechanism for magmatic differentiation.

© 2011 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The processes related to magma ascent from source zones towards emplacement sites of magmatic intrusions in the upper crust constitute a major subject of interest in Earth sciences, especially in terms of understanding intra-crustal differentiation. In particular, the mechanism leading to granitic melt migration towards the upper continental crust (represented by the “diapirism” and “dyking” end-members) has been controversially discussed throughout the 20th century (see reviews by Clemens, 1998; Petford, 2003). Nevertheless, since the study of Clemens and Mawer (1992), it is now largely agreed that the most viable mechanism for the migration of magma, from the deep partial melting zone where they form, to the upper crust where they emplace, is dyking (e.g., Clemens, 1998, 2003; Clemens and Petford, 1999; Petford et al., 1994; Scaillet et al., 1998).

The rheology and the behaviour of a multiphase magma (i.e., composed of suspended crystals carried by a viscous medium) subject to a given pressure gradient are governed by the amount of crystals and their geometry (e.g., Bagdassarov and Dorfman, 1998). Here we do not consider the effect of gas bubbles because the processes that we study occur at a depth where volatiles are dissolved in the melt phase. When the amount of crystals is small, silicate melts are considered as Newtonian fluids and their behaviour follows the Einstein–Roscoe relations (Einstein, 1906; Roscoe, 1953). Above a critical solid fraction of suspended crystals, depending on their size, shape and distribution in the magma, the suspension can form a rigid skeleton (Philpotts et al., 1998), which introduces a yield stress in the magmatic suspension and thus results in an effective non-Newtonian rheology (e.g. Kerr and Lister, 1991). The volume of crystals at which the transition from a Newtonian to a non-Newtonian rheology occurs has been estimated somewhere between 15 and 50 vol.% (Champallier et al., 2008; Hallot et al., 1996; Kerr and Lister, 1991; Petford, 2003; Petford and Koenders, 1998; Walsh and Saar, 2008). When the magma contains ca. 55% of solid particles, only residual liquids can escape the rigid skeleton formed by crystals, an effect known as the “rigid percolation threshold” (Vigneresse et al.,

* Corresponding author at: Géosciences Rennes, CNRS UMR 6118, Université de Rennes 1, 35042 Rennes Cedex, France. Tel.: +33 2 23 23 60 95.

E-mail address: philippe.yamato@univ-rennes1.fr (P. Yamato).

1996). According to these authors, when ca. 75% of crystallisation occurs, the entire system becomes totally locked, preventing further mechanical melt percolation from occurring.

Field observations of crystal arrangement in frozen dykes reveal that both their repartitions and their orientations are not random (e.g., Chistyakova and Latypov, 2010; Paterson, 2009; Smith, 2002). In many instances, the crystals are found to be orientated with their major axis parallel, or at a low angle, to the edges of the dyke following the magma flow direction. However, the processes of crystal re-orientation and of their spatial organisation acting during magma transport cannot be directly observed and thus have to be modelled. The rotation of solids immersed in a deforming viscous medium has been addressed in numerous analogue experiments (e.g., Arbaret et al., 1996, 2001; Marques and Burlini, 2008; Marques and Coelho, 2001, 2003; Van den Driessche and Brun, 1987; Willis, 1977) and numerical studies (Bons et al., 1996; Mandal et al., 2001; Marques et al., 2005a, 2005b; Samanta et al., 2002; Schmid, 2005). Also, observations of the crystal size distribution within dykes often show that the crystals are sorted by their size, increasing from the edges of the dyke to the centre (e.g., Nkono et al., 2006 and references therein). This can be attributed to their mechanical segregation during the magmatic transport, a phenomenon known as the “Bagnold effect” (e.g., Bagnold, 1954; Barrière, 1976; Bhattacharji, 1967; Komar, 1972a, 1972b). Besides the fact that these two phenomena should occur coevally during crystal-bearing magma transport in dykes, this complex mechanism remains poorly constrained. Numerous experimental (e.g., Bagdassarov and Dorfman, 1998) and numerical (e.g., Deubelbeiss et al., 2010) studies have been undertaken on magmatic suspension containing particles. However, they mainly addressed the issue of quantifying the effective viscosity of the crystal–melt system and the related rheological consequences, with an emphasis on volcanism (Caricchi et al., 2007; Costa et al., 2007; Dingwell, 1996; Melnik and Sparks, 1999; Papale, 1999; Taisne and Jaupart, 2011).

Finally, another fundamental aspect of magma dynamics is the capacity of crystal–melt segregation to occur during magma ascent in dykes, which has important consequences for magmatic differentiation processes. Crystal–melt fractionation is controlled by factors such as the density difference between the solid and liquid phases, the viscosity of the melt phase, the crystal size and the dynamics of the system. In granitic rocks, such a process is considered to be difficult to initiate, because of (i) the common belief that granitic melts are highly viscous and (ii) the lack of a sufficiently high density difference between the minerals and the residual liquid. Granitic melt viscosities are in the range 10^4 – 10^6 Pa.s (e.g., Clemens, 1998; Scaillet et al., 1998), and the density difference between the melt and common crystals is typically in the range of 200–400 kg.m⁻³.

To our knowledge, numerical modelling has not been used to study crystal–melt segregation processes that might take place in dykes at depth. In order to address this issue, we propose to use a fluid dynamic description of creeping flow (Stokes) to represent both the crystal and melt phases in one coupled system. We first verify that the numerical method developed can reproduce the known behaviour of highly viscous, or rigid, inclusion subject to both simple and pure shear boundary conditions. In these tests, we quantitatively compared our numerical results to analytical solutions. Then, we describe a model setup that can be used to understand field observations such as crystal orientation in dykes. Finally, we show that crystal–melt segregation is actually a viable mechanism during granitic magma ascent. In this paper, we present examples where all of the crystals introduced possess identical material properties and geometry.

2. Numerical model

In order to study the dynamics of a crystal suspension in an ascending magmatic flow, we define the system to be composed of highly viscous fluids. The equations governing creeping flow in two-

dimensions are given by the Stokes equations (Eqs. (1)–(2)) subject to the incompressibility constraint (Eq. (3)):

$$-\frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} = 0, \quad (1)$$

$$-\frac{\partial P}{\partial z} + \frac{\partial \tau_{zz}}{\partial z} + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial x} = \rho g, \quad (2)$$

$$\frac{\partial V_x}{\partial x} + \frac{\partial V_z}{\partial z} = 0, \quad (3)$$

where P , τ_{ij} , ρ and g correspond to the pressure, the deviatoric stress tensor, the density, and the gravitational acceleration, respectively. V_x and V_z are the two components of the velocity vector in 2D (x, z) Cartesian coordinate system.

We consider both the crystals and the melt as a linear viscous material. Their constitutive relationship is expressed as follows:

$$\tau_{ij} = 2\eta \dot{\epsilon}_{ij}, \quad (4)$$

where η is the shear viscosity and $\dot{\epsilon}_{ij}$ is the strain rate tensor defined as:

$$\dot{\epsilon}_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial V_i}{\partial x_j} + \frac{\partial V_j}{\partial x_i} \right), \quad (5)$$

We approximate the crystals as an infinitely rigid material by prescribing a viscosity which is large compared to the viscosity of the surrounding fluid. This ensures that the strain rate inside the crystal is approximately zero. Thus, the crystal “rigidity” is defined by the viscosity ratio between the crystal and melt.

The use of Stokes flow to describe the evolution of the crystal–melt system is only valid if the flow in the dyke is laminar (i.e. Reynolds number lower than 1). The Reynolds number is given by:

$$Re = \frac{\rho_{melt} \cdot V \cdot W}{\eta_{melt}}, \quad (6)$$

where ρ_{melt} , η_{melt} , V and W are respectively the density of the melt, the viscosity of the melt, the flow velocity and the width of the channel. As the presence of crystals leads to a significant decrease of the velocity in the dyke, the highest value of the Reynolds number Re is obtained for a dyke comprised only of melt (i.e., without crystals). For a melt density of 2400 kg.m⁻³ and a large range of acceptable velocities (lower than 0.1 m.s⁻¹) and viscosities (higher than 10^4 Pa.s), the value of Re does not exceed ~ 0.0125 for a 0.5 m wide dyke. Consequently, viscous forces dominate the inertial forces, thereby justifying the use of Stokes equations to model crystal–melt dynamics in dykes.

We solve the Eqs. (1)–(3) numerically using a code which employs an Eulerian staggered grid finite difference, particle-in-cell method (Gerya and Yuen, 2003; 2007). The material properties, viscosity and density are defined on a set of Lagrangian particles that move through the model domain. To evaluate the finite difference stencil for the discrete stress tensor and the force term on the right hand side of Eqs. (1)–(2), we interpolate the particle viscosity and density onto the finite difference grid. The interpolation used between the particles and the grid is described in Section 3.1. Following the solution of Eqs. (1)–(3) the particles are advected using a fourth-order accurate in space, first-order accurate in time, Runge–Kutta scheme. At each stage of the Runge–Kutta scheme, we define the velocity field at each marker position by interpolating the velocity field from the staggered grid using a bilinear function.

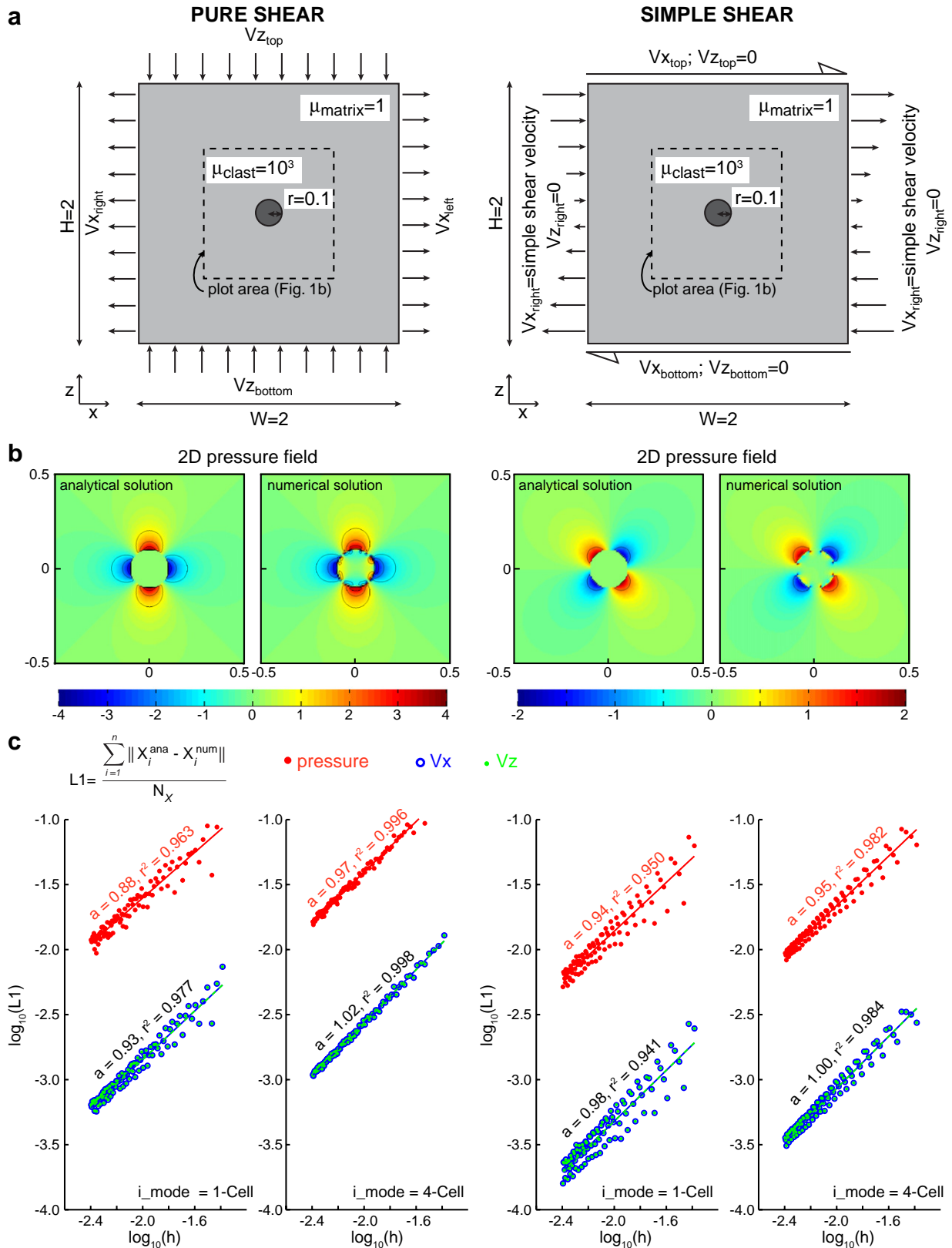


Fig. 1. Comparison of numerical results with analytical solutions for a rigid circular inclusion in a pure shear (left) and simple shear (right) regimes. a) Model setup (see text for details). b) Comparison of the computed 2D pressure field with the analytical solution. In this example, the resolution of the model is 280×280 grid points with 9 particles per cell c) Error between our results and the analytical solution ($L1$) vs. the cell size (h) for two different interpolation modes (see text for details). The $L1$ value corresponds to the sum of the difference between the numerical and the analytical value for the field X at each point i divided by the number of points considered (N_x). X can thus be the pressure (P), the x -component of the velocity vector (Vx), or the z -component of the velocity vector (Vz). Using a staggered grid, in a model with n_x nodes in the x direction and n_z nodes in the z direction, the value of N_x is $(n_x - 1) \times (n_z - 1)$, $n_x \times (n_z - 1)$ and $(n_x - 1) \times n_z$ for P , Vx and Vz respectively.

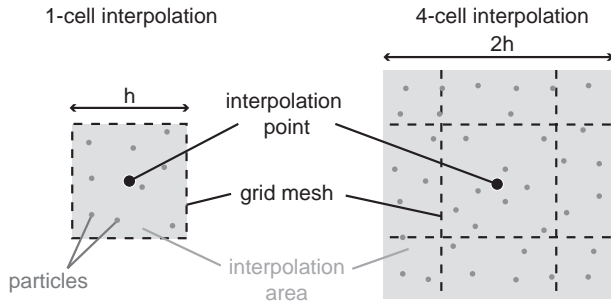


Fig. 2. Interpolation mode definitions. The different modes of interpolations are based on the size of the interpolation area. Here, we illustrate an example of interpolation from the particles, to the centre of the cell, for a case with 9 particles per cell. On the left, 1-cell interpolation mode: the weighted interpolation is performed using all the particles included in a 1-cell area around the interpolation point. The length of the square edge including the particles used is thus h , which corresponds to the size of the cell. On the right, 4-cell interpolation mode: the weighted interpolation is performed using all the particles included in a 4-cell area around the interpolation point.

3. Verification of the numerical scheme

Before using our code to study flows with randomly distributed crystals, we performed several experiments involving a viscous

inclusion for which we had an analytic solution for the velocity and pressure field. These tests were conducted in order to understand the discretisation errors associated with the method, and to verify that these discretisation errors decreased at the appropriate rate as the numerical resolution in the model was increased. In the crystal-free case, the flow induced by a pressure gradient is characterised by a Poiseuille-type flow. It was already shown that the shear component, particularly close to the edges of the dyke, causes pre-existing crystals to orient their major axis parallel to the flow direction (e.g., [Petford and Koenders, 1998](#)). Before examining the case of magmatic suspensions, it is important to verify that our numerical model is capable of correctly simulating both pure and simple shear regimes, and a Poiseuille flow.

3.1. High viscosity inclusion in pure and simple shear regimes

The first test verifies the accuracy of the velocity and the pressure fields for a model defining a circular inclusion of high viscosity, subject to a pure shear boundary condition ([Schmid and Podladchikov, 2003](#)). The viscosity ratio between the inclusion and the matrix has been set to 1000 ([Fig. 1a](#)) to allow direct comparison of the results with previous studies (e.g. [Deubelbeiss and Kaus, 2008](#); [Schmid and Podladchikov, 2003](#)). Zero density difference is prescribed between the inclusion and

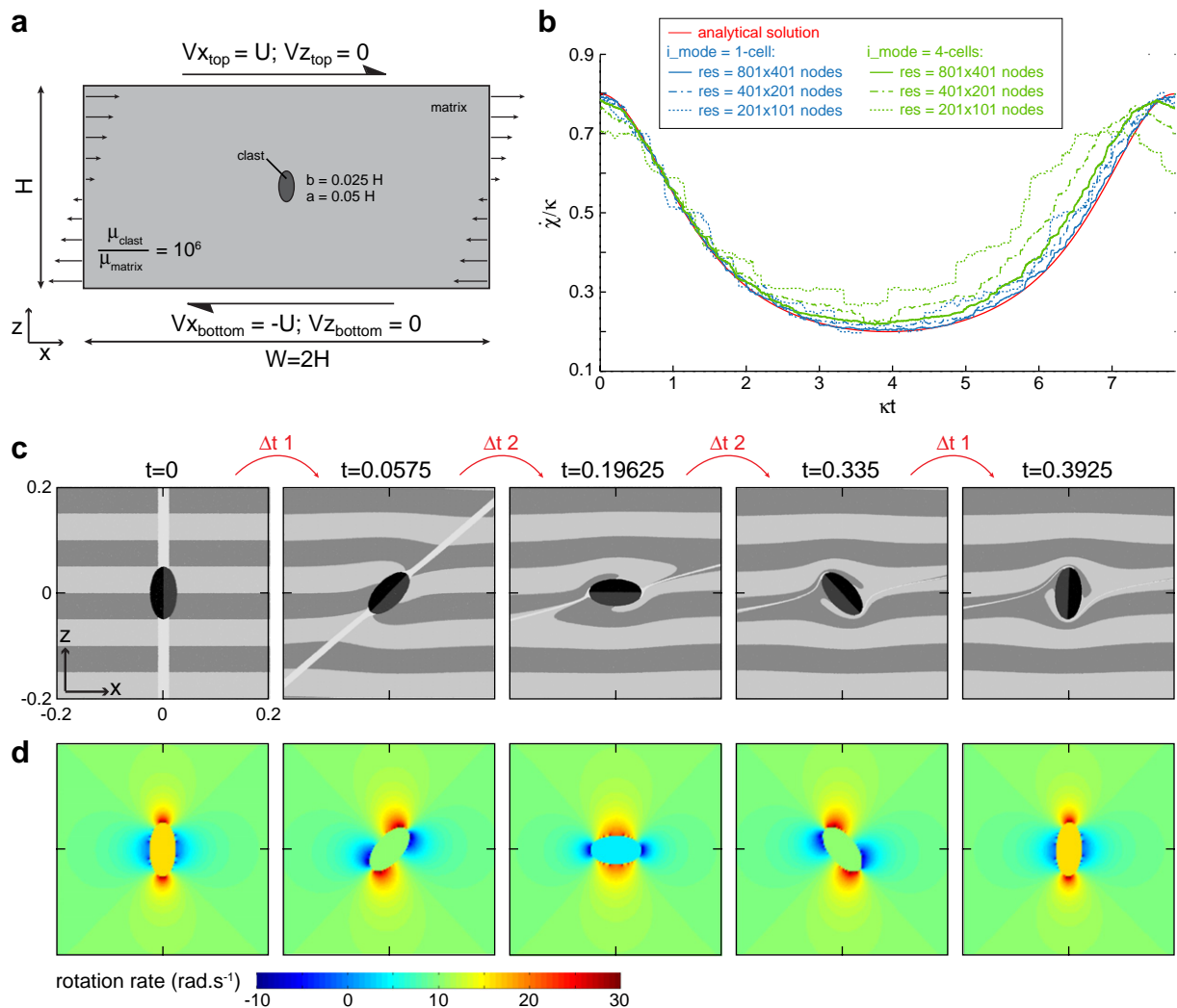


Fig. 3. Comparison of the numerical results with the analytical solution for a rigid elliptical body in a simple shear flow. a) Model setup, identical to the one of [Feng and Joseph \(1995\)](#). Here, $U = 10 \text{ m.s}^{-1}$ and $H = 1 \text{ m}$. a and b correspond to the major and minor semi-axes of the elliptical inclusion, respectively. b) Variation of the angular velocity χ vs. time obtained for different grid resolutions and interpolation modes (see text for details). c) Evolution of the ellipse through time. The two horizontal light grey layers in the matrix and the two dark grey regions in the ellipse have been added for visualisation only. d) Evolution of the rotation rate of the ellipse through time.

the matrix. In order to impose the strain rate boundary conditions similar to those used in Schmid and Podladchikov (2003), we evaluated the analytic velocity field at the boundary of the model domain, and used these values as Dirichlet boundary conditions. The initial setup and the results obtained for different numerical resolutions are shown on Fig. 1 (left panels). These results (Fig. 1b, left), which can also be compared with those of Deubelbeiss and Kaus (2008), show that our numerical model provides a very close approximation of the analytical solution of Schmid and Podladchikov (2003).

We also considered an additional simple shear experiment (Fig. 1, right panels). As in the pure shear tests, we used a viscosity ratio of 10^3 and constant density. The results from our model for the simple shear experiment (Fig. 1b, right) are again in good visual agreement with the analytic solution of Schmid and Podladchikov (2003). In both the pure and simple shear cases, we computed the difference between the numerical and analytical solutions using an $L1$ norm, where $L1$ corresponds to a measure of the discretisation error (see Fig. 1c). The $L1$ error for velocity and pressure is observed to decrease, with decreasing grid spacing h (Fig. 1c). In these models, each cell is a square (same resolution in x and z directions). Fig. 1c displays a slope of ~ 1 in the $\log_{10}(L1)$ vs. $\log_{10}(h)$ plot which means that the discretisation error decreases by a factor 2 when the grid spacing is divided by 2.

In addition, we also performed several tests designed to evaluate two different interpolation schemes (i_mode , Fig. 1c), which are used to map the material properties (viscosity and density) from the markers to the grid. The interpolation mode corresponds to how the viscosity and the density values are interpolated from the particles to the cell vertices, and the cell centres (Fig. 2). The values of viscosity and density are required at these locations to define the finite difference stencil. An interpolation mode over 1 cell (denoted via $i_mode = 1$ -cell in Fig. 1c) corresponds to a distance weighted interpolation using all the particles included in a one cell area around the interpolation point, whereas a 4-cell interpolation ($i_mode = 4$ -cell in Fig. 1c) uses all particles contained in four cell areas for this operation (Fig. 2). The interpolation calculation is performed using the same method as described in Gerya and Yuen (2003). The only difference concerns the area of interpolation and thus, the number of particles taken into account. The main advantage of the 4-cell interpolation is that, for a given number of markers per cell, more

markers are used for the interpolation calculation. However, the increase in the interpolation area can increase the error of the interpolated field (see discussion in Section 3.2 and Fig. 3b). Concerning our test of a highly viscous inclusion in pure and simple shear regimes, the convergence rates obtained using 1-cell or 4-cell averaging are very similar, however the pressure field obtained using the 4-cell average is less noisy (Fig. 1c).

3.2. Rigid ellipse in a simple shear regime

The first series of tests verified that the finite difference, particle-in-cell method produces convergent velocity and pressure fields for systems containing a stationary, circular viscous inclusion. In nature, crystals are non-circular and would rotate in a simple shear flow. Here, we consider several tests designed to verify that our code correctly models systems with these characteristics. Jeffery (1922) developed analytical solutions predicting the 3D trajectory and the angular velocity of a rigid ellipsoidal particle, as a function of its aspect ratio and the applied background shear strain. However, no analytical solution exists for the motion of a 2D rectangular body in a simple shear regime. In order to verify our numerical code, we decided to use the solution derived from the study by Jeffery (1922) and already used several times (e.g., Feng and Joseph, 1995; Ghosh and Ramberg, 1976). We regard this solution appropriate for the purpose of code verification, as the geometry of the inclusion is an approximation of the rectangular crystal geometry we wish to model. This second test allowed us to check if the rotation rates computed numerically are correct and to choose a viscosity ratio between the crystal and melt which ensures that the crystal behaves as a rigid body. The rotation rate for the elliptical inclusion is given by:

$$\dot{\chi} = \frac{\kappa}{a^2 + b^2} (a^2 \cos^2 \chi + b^2 \sin^2 \chi) \quad (7)$$

with,

$$\tan \chi = \frac{a}{b} \tan \frac{ab\kappa t}{a^2 + b^2}, \quad (8)$$

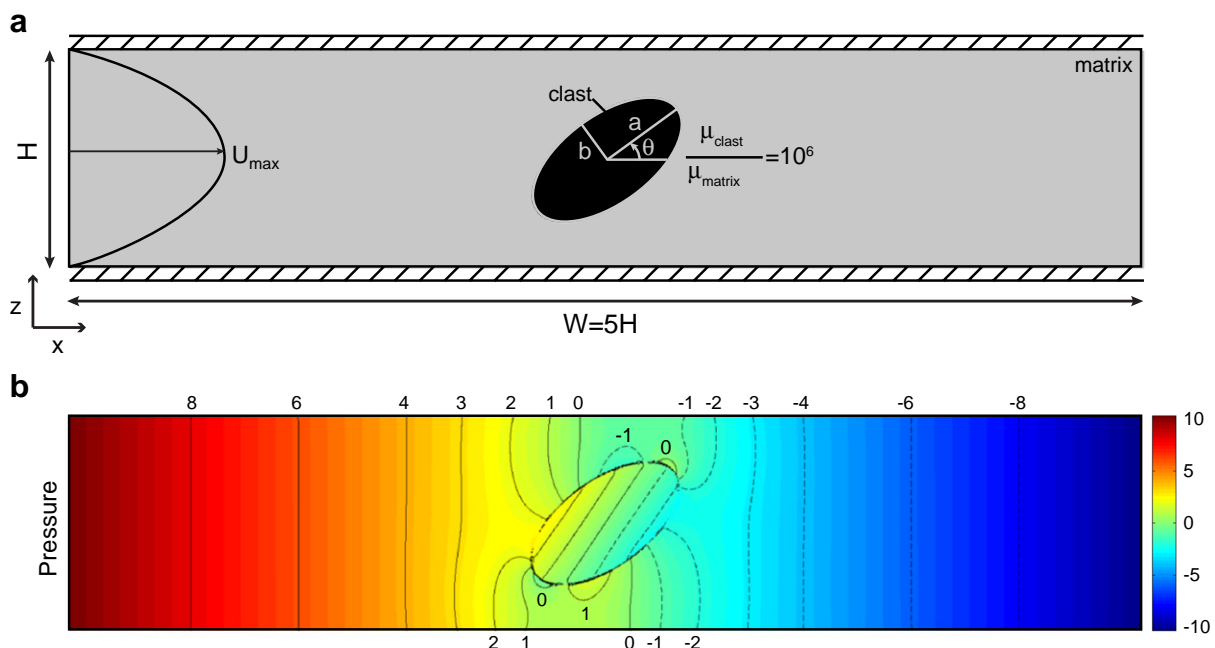


Fig. 4. Rigid ellipse in a Poiseuille flow. a) Model setup, similar to the one of Sugihara-Seki (1993); $H = 1$, $a = 0.4$, $b = 0.2$ and $\theta = 0.2\pi$, the viscosity of the matrix μ_{matrix} is 1 and U_{max} is set to 10 (non-dimensional values) as in his experiment. b) Pressure field computed. As in Sugihara-Seki (1993), the colour scale denotes $(p - p_m)d/\mu U_{max}$ where p_m represents the average of the upstream ($x = 0$) and downstream ($x = W$) pressures.

where $\dot{\gamma}$, a , b , κ and t are the rotation rate, the half-length of the major axis, the half-length of the minor axis, the shear rate and the time, respectively. The same model setup as in Feng and Joseph (1995) is used and presented in Fig. 3a. The viscosity ratio between the clast (considered as a rigid ellipse) and the matrix is set to 10^6 to mimic a rigid body.

The two interpolation modes were also tested here (Fig. 3b). In comparison with the analytic solution (solid red line), 4-cell interpolation is observed to be less accurate than the 1-cell interpolation. We observe that the interpolation over 4 cells leads to an overestimated rotation rate. This can be explained by the fact that a larger interpolation area decreases the accuracy of the interpolation. The high viscosity at the edge of the ellipse is then computed with an effective viscosity ratio lower than the imposed one. As a consequence, in the following models of asymmetric rigid bodies, we have thus preferred an interpolation mode over 1 cell. Given that the numerical solution is in close agreement with the analytic solution, we can also conclude that our choice of viscosity ratio of 10^6 between the crystal and melt is sufficient to approximate rigid bodies.

According to Jeffery's theory (1922), the rotation rate is higher when the ellipse is perpendicular to the shear direction and slower when the major axis of the ellipse is parallel to the shear (Fig. 3c and d). The fact that the rotation rate is much lower when the ellipse is parallel to the shear flow, compared to when it is perpendicular, leads on average over one period of revolution, to a preferential orientation of the major axis of the ellipse along the shear flow direction.

3.3. Rigid ellipse in a Poiseuille flow

Direct comparison of our numerical results with the analytical solution given by Feng and Joseph (1995) for a Poiseuille flow configuration is not possible because these authors included the inertia of both the ellipse and the fluid in their formulation. Since we are interested in studying low Reynolds numbers flows, we compared our results with those of Sugihara-Seki (1993) who performed similar experiments to Feng and Joseph (1995) but without inertia, using a 2D finite element code (Fig. 4). The results we obtained for the longitudinal velocity of a neutrally buoyant elliptical cylinder (measured at the centreline) in a Poiseuille flow are in good visual agreement with the results of Sugihara-Seki (1993; refer to Table 1). The differences in non-dimensional velocities computed with the Sugihara-Seki (1993) solutions are always lower than 10^{-3} for resolutions higher than 201×41 nodes. This Poiseuille flow setup constitutes a supplementary test for the pressure computation in our code. Visually we obtain a similar pressure field to that of Sugihara-Seki, thus providing further confirmation of the accuracy of our pressure solution (Fig. 4b).

All these tests indicate that our code gives a good approximation of solutions for problems of rigid bodies in pure shear, simple shear and in Poiseuille flow conditions. It can now be used in more complex cases such as the simulation of magma transport in dykes involving "rigid" crystals suspended in a Newtonian melt. Following these results, for the remainder of this paper, a viscosity ratio of 10^6 and the 1-cell averaging scheme are used for all calculations.

4. Application to magma transport in dykes

4.1. Model setup

Our model setup is constructed in a manner to produce an effective pressure gradient between the base and the top of a channel (simulating the dyke), by using a rigid piston pushed in a fluid perforated by a hole (Fig. 5). The fluid corresponds to the melt phase of the magmatic material that can be filled with crystals. The term magmatic, as in a mineralogical point of view, means a mixture composed of both melt and crystals (as in Fig. 5). The two main advantages of such a model are

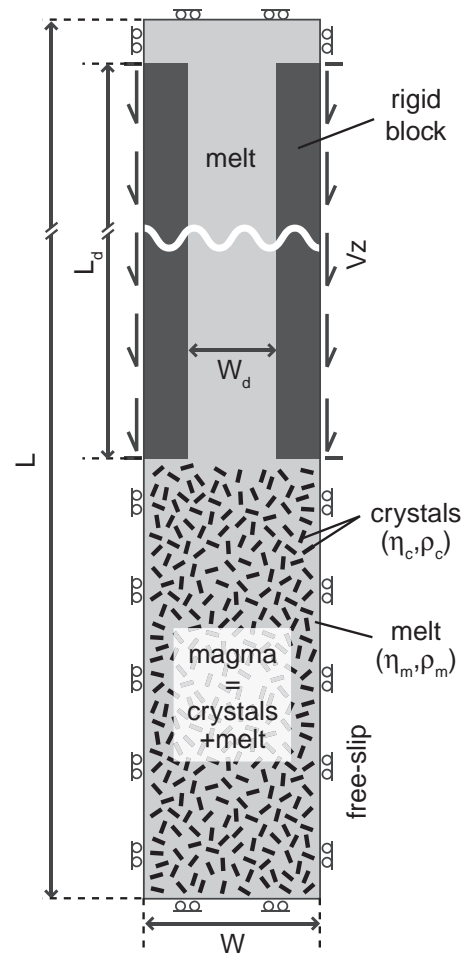


Fig. 5. Rigid piston setup (not shown to scale). The lengths L , L_d , W and W_d correspond to the length of the model, the length of the dyke, the width of the model and the width of the dyke, respectively. In our models $L \gg W$, thus for clarity only a portion of the model domain is shown (the wavy white line denotes the cut). The model is thus composed of two parts: a reservoir, filled with magma (80% of melt + 20% of crystals) at the bottom, and the dyke located above. η_c , ρ_c , η_m and ρ_m correspond to the viscosity and the density of the crystals and of the melt, respectively.

(1) that a large volume of crystal mush can easily be used to supply the dyke since the reservoir is included in the model domain and (2) that the mass balance is respected and that the effective background fluid pressure gradient (P_{driv}) over the depth of the channel can be controlled by the velocity imposed at the edges of the two rigid blocks. In this way, no internal kinematic constraints are required within the model in order to drive the magmatic fluid.

In all the simulations we present here, we used a regular grid containing 401×1551 nodes, the interpolation between particles and nodes was carried out over 1 cell area ($i_mode = 1\text{-cell}$). Length units are fixed at 1 m, 0.5 m, 7.75 m and 5 m for W , W_d , L and L_d , respectively (Fig. 5). In such a configuration, the resolution (i.e. the grid spacing) is thus 2.5 mm and 5 mm in the x and z directions, respectively. The size of each crystal is chosen to be 2.5×7.5 cm in order to always ensure that each crystal is sufficient well resolved throughout the simulation. Such crystal sizes are quite large but not uncommon in granitic magma (Vernon and Paterson, 2008a, 2008b). However, since our flow is in a Stokes regime and we use a linear rheology, the principle of dynamic similarity can be applied. This implies that the dynamics is independent of the scale. For example, dividing all length scales in the model by a factor of two will lead to identical flow patterns, but the velocity field will be two times larger. Moreover, since this study is not focused on the influence of the crystal size, but rather on the influence of their presence in the melt,

we consider this size suitable. The amount of crystals in the reservoir is set to 20% (Fig. 5). We first performed several resolution tests to confirm that the grid size used is appropriate to resolve the features of the crystalline flow (Fig. 6). Whilst the location and orientation of a particular crystal may slightly differ between the four panels in Fig. 6, the global evolution of the crystals remains consistent with one another and shows excellent visual agreement. We chose a relatively high grid resolution in order to avoid any artificial crystal clustering, which can occur if a too low numerical resolution is used. However, this resolution test shows that, in the future, simulations with a smaller crystal size could be run using the same grid resolution.

The viscosities of the melt and the crystals are chosen to be 10^4 Pa.s and 10^{10} Pa.s, corresponding to a viscosity ratio of 10^6 . This ratio is used to simulate crystals as rigid bodies. The densities used in the models are 2400 kg.m^{-3} and 2700 kg.m^{-3} for the melt and the crystals, respectively. For the rigid blocks, a viscosity of 10^{11} Pa.s was chosen, and in order to avoid any influence between the block and the imposed velocity, the density of the block was chosen to be equal to that of the melt. Hence, no negative or positive buoyancy forces due to a density difference can perturb the vertical velocity we want to impose via these rigid blocks which act as pistons. Four cases are presented here, in which we tested the driving pressure gradient parameter (P_{driv}) imposed through the dyke. This driving pressure gradient controls the magma ascent, and depends on the velocity of the lateral falling blocks (Fig. 5). In a pure melt dyke, the driving pressure gradient is such as:

$$P_{driv} = -\frac{24 \cdot \eta_m \cdot Vz_{block}}{W_d^2}, \quad (9)$$

where η_m , Vz_{block} and W_d correspond to the viscosity of the magma, the velocity of the lateral falling blocks and the dyke width, respectively (see

Appendix A). Indeed, imposing the sinking velocity of the rigid blocks corresponds to a pressure gradient. When the applied velocity is zero (experiment $Vz=0$), the only force acting on the magma is its buoyancy. As a result, when considering pure melt and $Vz=0$, the pressure gradient is equal to $24,000 \text{ Pa.m}^{-1}$ ($\rho_{melt} \cdot g = 2400 \times 10 = 24,000$). This value corresponds to the force needed to compensate the weight of the melt column, ensured by the free-slip boundary condition at the bottom, which prevents the material from leaving the model domain. In order to move the magma upward, the applied pressure gradient must be higher than this buoyancy value, i.e. the system below the piston needs to be over-pressured. In the three cases presented below, this pressure gradient is ensured by using imposed velocities at the edges of the blocks of $5.10^{-2} \text{ m.s}^{-1}$ (experiment *High Vz*), $1.10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ (experiment *Intermediate Vz*) and $5.10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ (experiment *Low Vz*). Using the equation (Eq. (9)) and assuming a 50 cm width dyke, we thus obtain realistic absolute driving pressure gradient values for P_{driv} of 48,000, 96 and 48 Pa.m^{-1} , respectively (e.g., Wilson and Head, 1988).

4.2. Effect of crystalline load on the dyke's flow profile

The presence of crystals in an ascending magma alters the vertical velocity profile across the width of the dyke. In the crystal-free simulations, the fit between the computed vertical velocity and the analytical solution is very good (Fig. 7a). This velocity profile is typical of that expected in a Poiseuille flow. The Fig. 7b shows that the presence of crystals radically alters the parabolic shape of the vertical velocity profile. Low vertical velocities characterise regions where crystals are concentrated. On the other hand, crystal-free areas are preferential corridors in which the melt quickly ascends. This is illustrated in Fig. 7c where several vertical velocity profiles from different heights in the dyke are shown. Vertical velocity profiles computed at $Z = -5 \text{ m}$ and $Z = -5.5 \text{ m}$ are similar, displaying both

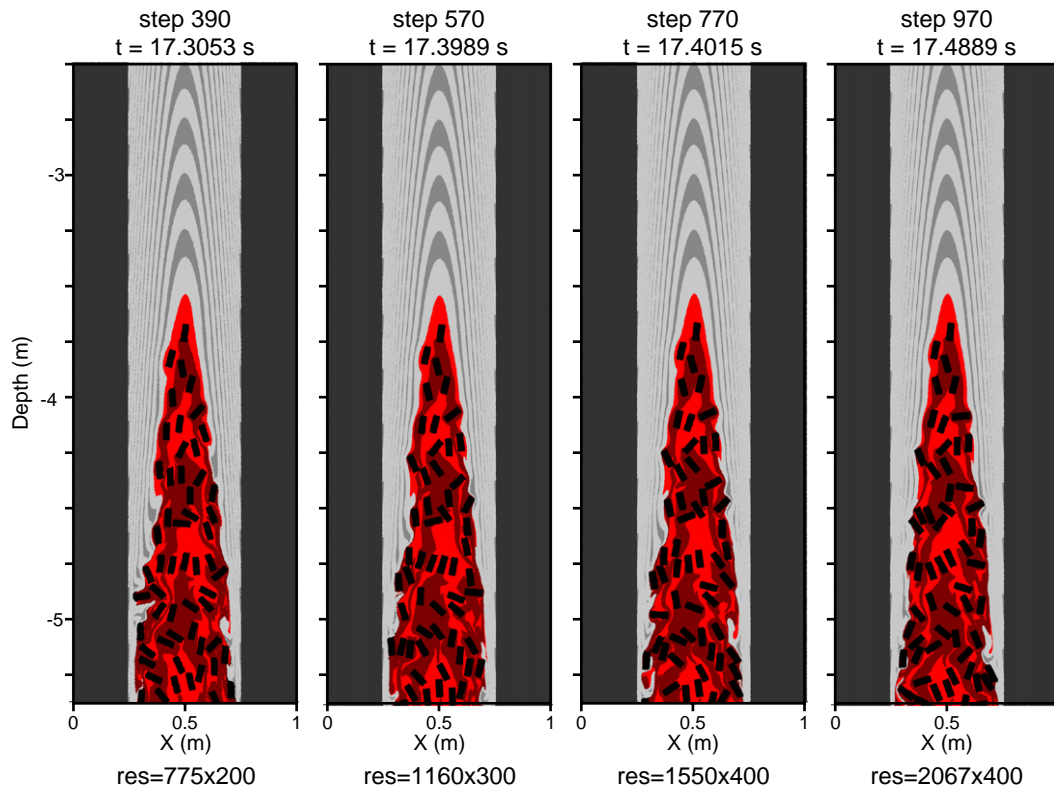


Fig. 6. Resolution tests performed for the *High Vz* experiment (see text for details of the setup). “res” corresponds to the grid resolution (number of nodes in the x direction multiplied by the number of nodes in the z direction). Both the light grey layering and red layering constitute the same material property (melt). They are added here to facilitate visualisation of the deformation field. Red melt corresponds to the melt originally located in the reservoir, which contains crystals. Grey melt denotes the melt already in the channel when the experiment starts. Crystals are plotted in black and the dark grey corresponds to the dyke walls (i.e., the rigid blocks). Results show a good visual agreement, even when using the lowest grid resolution.

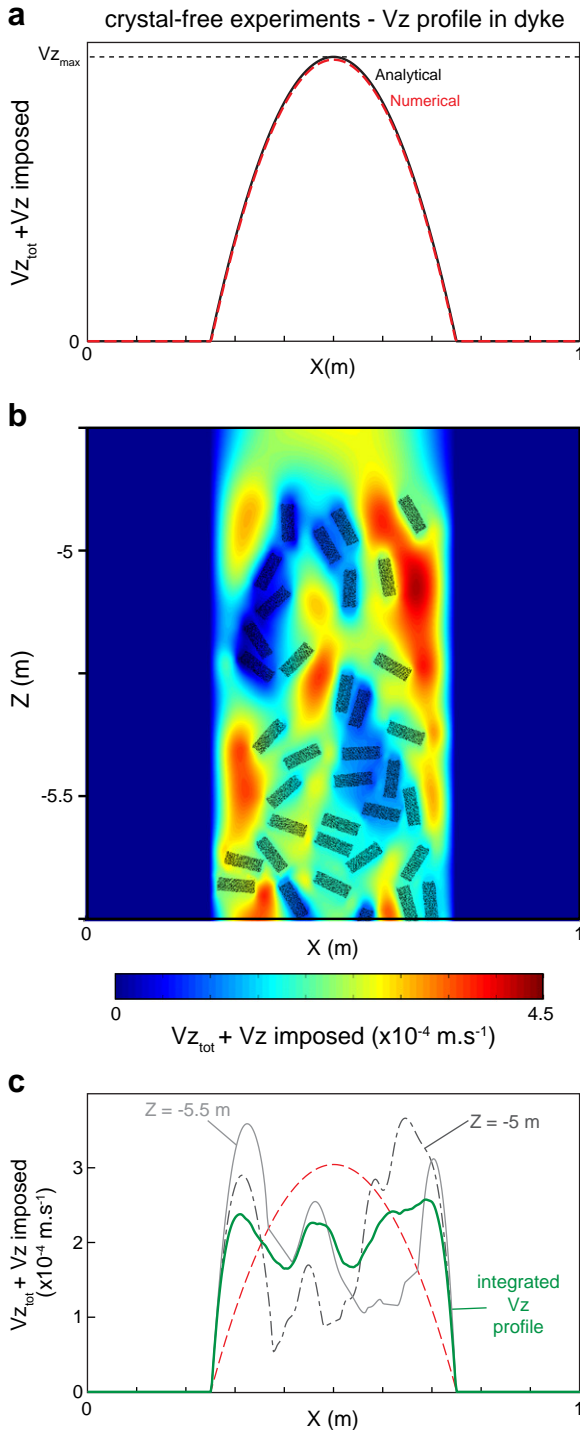


Fig. 7. Real vertical velocity component within the dyke ($V_{z_{tot}} + V_{z_{imposed}}$). Indeed, in order to obtain a vertical velocity equal to zero at the dyke walls (i.e. fix walls), the velocities presented here correspond to the vertical velocity component computed (called $V_{z_{tot}}$) added to the vertical velocity imposed at the edges of the rigid block (called $V_{z_{imposed}}$). a) Velocity profile computed in the middle of the dyke for all experiments without any crystal load. $V_{z_{max}}$ values are then 0.15 m.s^{-1} , $3.10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ and $1.5.10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ for High V_z , Intermediate V_z and Low V_z experiments, respectively. b) V_z plot in the dyke at $t \sim 6000 \text{ s}$ for the Intermediate V_z experiment. Crystals are shown as black ghosts. c) In red, vertical velocity profile obtained in the crystal-free model under the same conditions as the Intermediate V_z experiment. The grey profiles correspond to 2 individual transects at $Z = -5 \text{ m}$ (plain) and $Z = -5.5 \text{ m}$ (dots). The green profile corresponds to an average of all the velocity profiles integrated between $Z = -5.75 \text{ m}$ and $Z = -4.75 \text{ m}$. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

high and low velocity zones. An interesting feature is that vertical velocities are the highest along the dyke margins, and this value can be larger than the maximum theoretical velocity calculated in the crystal-free case. This illustrates the mechanism of lubrication along the conduit margins already highlighted by Nkono et al. (2006). The integrated velocity profiles over 2 m (green curve in Fig. 7c) shows a roughly defined flat plateau. The irregular shape of this plateau is attributed to the large size of the crystals. Decreasing the size of the crystals (and thus increasing the number of crystals required to maintain the same percentage by volume) would necessarily smooth this plateau shape. This plateau shape is typical of a Bingham flow, which is representative of crystal-bearing magmatic flows (e.g. Walsh and Saar, 2008).

4.3. Crystal displacement toward the centre of the dyke

Analogue experiments conducted by Bhattacharji (1967) have shown that magma flow provokes an accumulation of the pre-existing solid particles toward the centre of the dyke, due to the Bagnold effect (Bagnold, 1954), even at relatively low crystal content of ca. 15 vol.%. Analytical calculations have confirmed this phenomenon, showing that a hydrodynamic grain dispersive pressure regroups phenocrysts in the centre of the dyke, provided that their volume concentration reaches ca. 8% (Komar, 1972a, 1972b). The size of the phenocrysts is an important parameter in this process; the larger their size, the more efficient the sorting is (Barrière, 1976; Komar, 1972a, 1972b). In our numerical experiments, we do not observe this phenomenon. This could be due to the fact that all the crystals in the numerical experiments have the same size and shape. Indeed, as mentioned above, crystal size is a major parameter controlling this process. Additional experiments utilising various crystal sizes, shapes and distributions of crystal sizes are needed to understand the absence of the Bagnold effect in our numerical models.

4.4. Crystal rotation during magma flow

We demonstrated above that the numerical code we have developed is capable of modelling the rotation rates of a rigid inclusion immersed in a viscous liquid undergoing simple shear. In a Poiseuille flow, the velocity field is parabolic and represents a simple shear component that increases linearly from the centre to the edge. Suspended crystals carried by the melt phase continually rotate during magma ascent. Crystals located in the left part of the dyke rotate counter-clockwise whilst, in contrast, crystals located in the right part of the dyke rotate clockwise. As mentioned in Section 3.2 and according to Jeffery's theory (1922), advected crystals are continuously rotating. Therefore, no specific crystal orientations should be stable. However, for the crystal aspect ratio employed, the rotation rate is about 3 times larger when the major axis is perpendicular to the flow (i.e. the z -axis or the wall plane) and slower when the major axis of the ellipse is parallel to the flow. For each crystal, this variation of rotation rate that occurs over one period of revolution explains why crystals are more often found orientated parallel or at a very low angle to the flow direction rather than perpendicular to it. This is illustrated in Fig. 8. Histograms of the crystal orientation in the dyke show that the more the magma ascends, the more the statistical orientation of the crystals tends to be parallel to the flow direction. This may explain why field observations of dyke textures usually show aligned crystals in the flow direction (e.g. Paterson, 2009; Smith, 2002). The observed statistical orientation of the crystals is also in good agreement with the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) studies that show that the statistical alignment of the major axes of phenocrysts (magnetic lineation K1) is parallel or at low angle to the flow direction (e.g. Arbaret et al., 1996; Geoffroy et al., 2002; Ildefonse et al., 1992). In addition, the fact that crystals located to the right of the dyke centre rotate clockwise and those located to the left of the dyke centre rotate counter clockwise

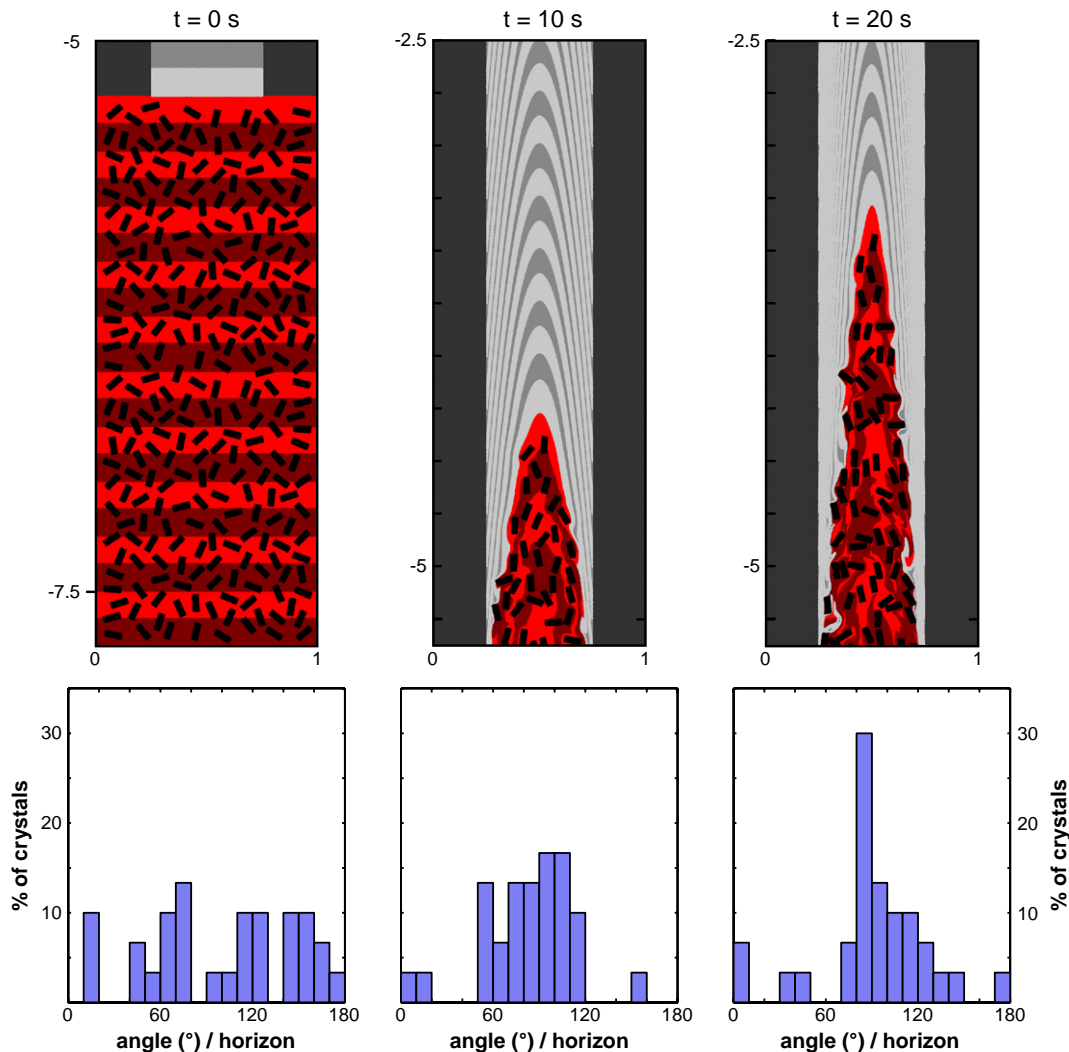


Fig. 8. Crystal rotation during magma flow. Snapshots have been taken at 0, 10 and 20 s in the *High Vz* experiment (upper part). The statistical orientation of the first 30 crystals entered in the dyke has been computed and is displayed as frequency histograms (lower part). The colours represent the same quantities defined in Fig. 6.

leads to the tilting of the crystals (see Fig. 8 at $t = 20$ s, or Fig. 9, *High Vz* experiment) with a superposition angle in agreement with the sense of the magma flow as determined from AMS studies (e.g., Geoffroy et al., 2002; Knight and Walker, 1988; Varga et al., 1998).

4.5. Crystal-melt segregation and magmatic differentiation

Based on petrographical observations and geochemical data, Tartèse and Boulvais (2010) proposed a mechanism of magmatic differentiation “en route” to the surface. With this mechanism, suspended crystals are segregated from the carrying melt phase at depth during magma ascent in dykes. As a result of this process, the larger the vertical distance the ascending magma has travelled, the more differentiated the resulting magma becomes. The main controls on this process of crystal-melt fractionation are physical factors like melt viscosity, crystal size or the density difference between the melt and the crystals. If crystal fractionation from the melt in mafic magmas is well accepted as a mechanism of differentiation (e.g., Philpotts et al., 1998), such a process is usually considered as unlikely in granitic magmas because of the belief that they are too viscous, and that the density difference between the melt and the crystals is not sufficient.

In the simulations presented in Fig. 9, the melt phase can effectively be squeezed out from the crystalline network. The primary

control on this mechanism is the pressure gradient applied on the magma. On one hand, if the pressure gradient is low, the magma cannot rise into the dyke and the crystals fall to the base of the tank ($V_z = 0$ experiment in Fig. 9, bottom). Conversely, when the applied pressure gradient is large, the magma rises very quickly, preventing any crystal-melt segregation to occur (*High Vz* experiment in Fig. 9). In the simulations presented Fig. 9, the melt phase is segregated from the crystal-rich mush in the *Low Vz* and *Intermediate Vz* experiments, which corresponds to a driving pressure gradient of 48 and 96 Pa.m⁻¹, respectively.

5. Conclusion and perspectives

In this study we have presented a numerical technique to model magmatic flows within a dyke. The main results can be summarised as follow:

- (1) Our code has been verified against several analytical solutions that possess characteristics similar to those found in crystal-melt systems. These tests indicate that the marker to node interpolation using 1-cell area is more accurate for problems that include rotating, non-circular rigid-bodies.
- (2) The simulations presented here clearly illustrate that crystals rotate continually in an ascending magma, and why field

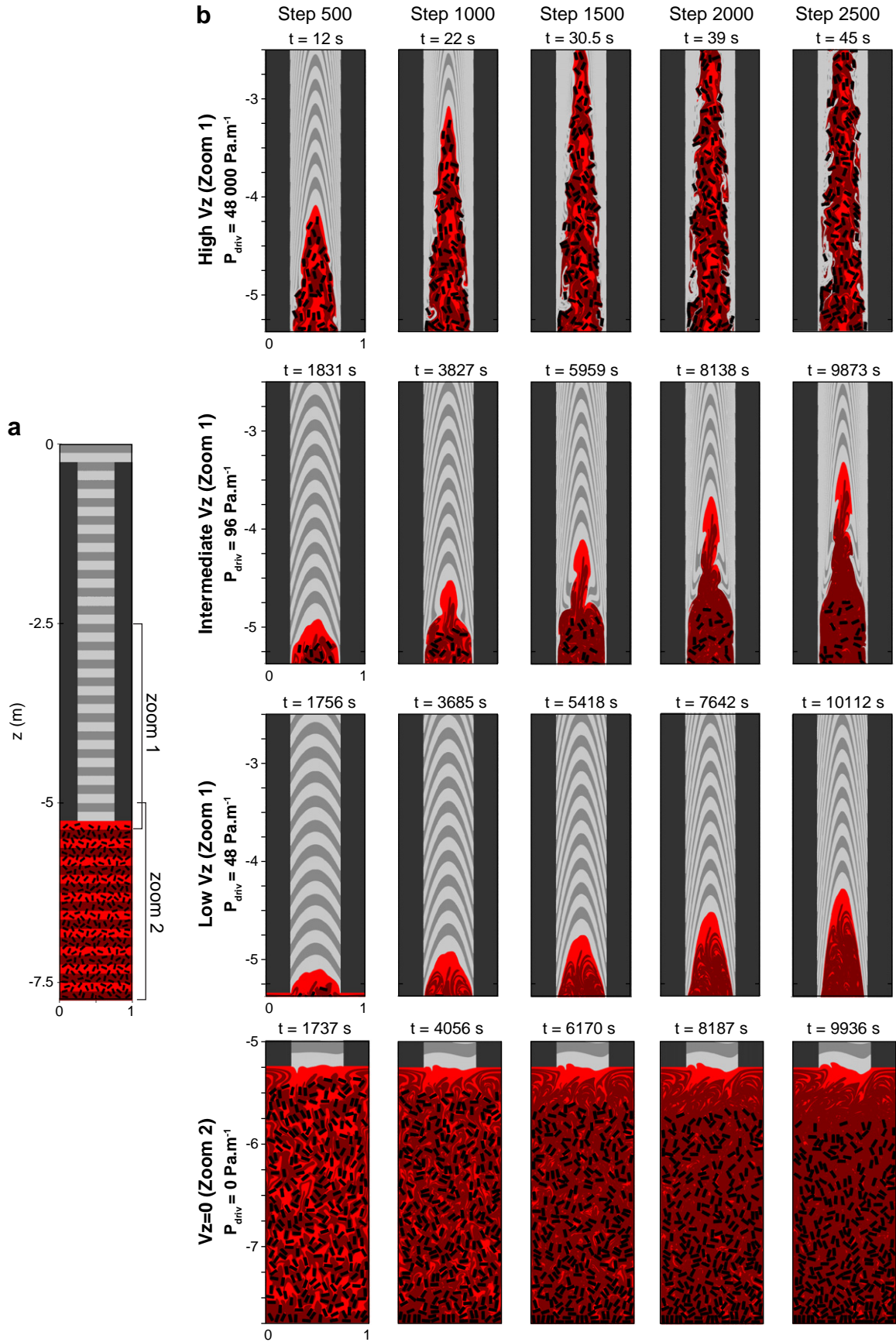


Fig. 9. Results of the experiments as a function of the applied driving pressure gradient (P_{drv}). The colours represent the same quantities defined in Figs. 6 and 8. a) Initial configuration showing the location of the zoom regions presented in b. b) Evolution of the models through time (see text for detailed description).

observations of frozen dykes typically display crystals with their major axis usually orientated parallel to the flow direction.

- (3) The presence of crystals modifies the velocity profile from a typical parabolic shape (Poiseuille flow) to a Bingham-type shape. Thus, despite the usage of a linear rheology, the presence of rigid crystals introduces an effective bulk non-Newtonian behaviour.
- (4) The segregation of granitic melt from an ascending crystal-rich magma is physically possible for the classical values of viscosity (10^4 Pa.s) and density of granitic material (2400 and 2700 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ for the melt and the crystals, respectively).

The numerical modelling technique developed here can be readily applied to many different types of crystal-melt studies. In particular, it would be straightforward to apply this type of model to evaluate the effective viscosity of magmas with different types of crystalline loads (various crystal sizes and shapes), and to examine the influence of dyke morphology in conjunction with various crystal sizes.

Acknowledgments

We first thank F.O. Marques and the GeoMod2010 team for the workshop organisation where multiple discussions and debates have initiated this work. Discussions with B. Kaus and M. Dabrowski were greatly appreciated. A special “спасибо” is addressed to T. Gerya for his constant support and enthusiasm during coding using the M-I-C method. Multiple stimulating discussions with E. Hallot, K. Gallagher, P. Boulvais, M. Poujol, W. Husson and B. Cordonnier were also appreciated. Finally, we also thank D. Schmid and an anonymous reviewer for their constructive reviews that have substantially improved the manuscript. Author DAM was financially supported by the ETH Zurich Postdoctoral Fellowship Program. High-resolution simulations were performed on the ETH brutus cluster. Author TD was supported by the SNF-EU research grant 20TO21-120535 (TOPO-4D).

Appendix A. Maximum velocity in dyke and driving pressure gradient calculation

The advantage of our setup is that it provides a way to control the effective pressure gradient (and thus, the maximum vertical velocity) in the dyke via the imposed velocity of the lateral blocks (see Fig. 5). In the case of a pure melt dyke (see Fig. A1), we can derive an expression

which relates the applied velocity of the rigid blocks Vz_{block} to the driving pressure gradient P_{driv} :

Over one time step (dt), the area of the block buried in the fluid (A_{block}) is:

$$A_{block} = W_b \cdot Vz_{block} \cdot dt, \quad (A.1)$$

where W_b and Vz_{block} correspond, respectively, to the width of the rigid block and to the imposed velocity (Fig. A1). In the same time, melt is expelled in the dyke following a quadratic Poiseuille flow. In 2D, the amount of melt expelled corresponds to the area located below the parabola describing this flow (A_{parab} , see Fig. A1). The area under the parabola (A_{parab}) is given by

$$A_{parab} = \frac{2}{3} \cdot W_d \cdot Vz_{max} \cdot dt, \quad (A.2)$$

where W_d and Vz_{max} are, respectively, the width of the dyke and the maximum vertical velocity of the Poiseuille flow (Fig. A1). Since the fluid we consider is incompressible, mass flow across horizontal interfaces defining the bottom of the blocks must be conserved. That is, we require that

$$2A_{block} = A_{parab}, \quad (A.3)$$

noting that the factor two comes from the fact that we have a block on each side of the dyke. In this study, the rigid block width (W_b) is always two times thinner than the dyke width (W_d), i.e. $W_d = 2 W_b$. Equating Eqs. (A.1) and (A.2) and using the mass conservation condition in Eq. (A.3), we obtain the following expression for the maximum vertical velocity of the flow (Vz_{max}) as a function of the velocity imposed to each rigid block (Vz_{block}):

$$Vz_{max} = 3 \cdot Vz_{block}, \quad (A.4)$$

The vertical velocity profile equation in a Poiseuille flow is given by:

$$Vz(x) = -\frac{1}{2\eta_m} \left(\rho_m g + \frac{dP}{dz} \right) (xW_d - x^2), \quad (A.5)$$

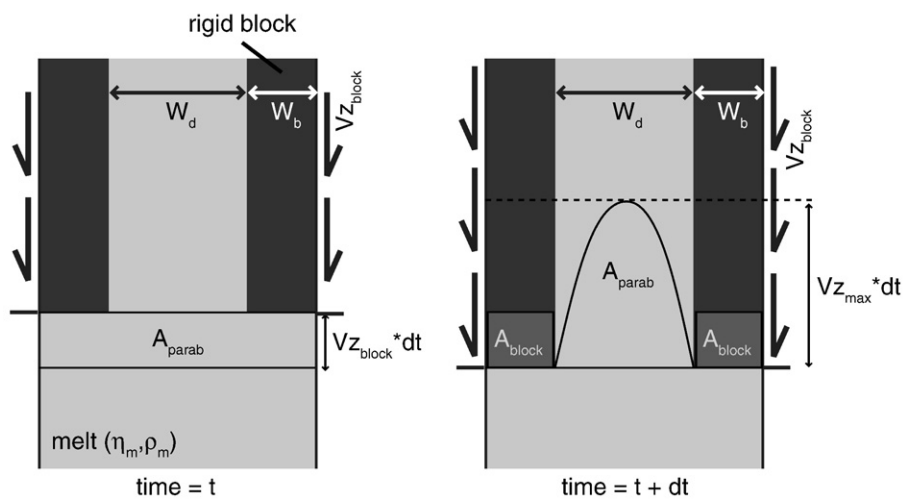


Fig. A1. Schematic evolution of a model constituted by pure melt with a viscosity η_m and a density ρ_m between the time t (left) and the time $t + dt$ (right). The imposed velocity (Vz_{block}) is applied at the edges of the rigid blocks as described in our model setup. Since the volumes are conserved and considering a dyke width (W_d) two times larger than a rigid body width (W_b), the amount of melt entering in the dyke (A_{parab}) corresponds to four times the amount of rigid block buried in depth (A_{block}).

where η_m , ρ_m , g and $\frac{dP}{dz}$ are the viscosity of the melt, the density of the melt, the gravitational acceleration and the total pressure gradient through the dyke.

Using Eq. (A.5), in the middle of the dyke (i.e., at $x=0.5 W_d$), where the vertical velocity is maximum (Vz_{max}), we can write:

$$Vz_{max} = -\frac{1}{8\eta_m} \cdot P_{driv} \cdot W_d^2, \quad (A.6)$$

where P_{driv} corresponds to the driving pressure gradient resulting from both the melt weight and the pressure gradient induced by the rigid lateral blocks such as:

$$P_{driv} = \rho_m g + \frac{dP}{dz}, \quad (A.7)$$

The driving pressure gradient can thus be expressed in function of the imposed velocity on the rigid block combining the Eqs. (A.4) and (A.6):

$$P_{driv} = -\frac{24 \cdot \eta_m \cdot Vz_{block}}{W_d^2}, \quad (A.8)$$

In addition, these values of Vz_{max} and P_{driv} have also been calculated numerically in our simulations and give the same results.

References

- Arbaret, L., Diot, H., Bouchez, J.L., 1996. Shape fabrics of particles in low concentration suspensions: 2D analogue experiments and application to tiling in magma. *J. Struct. Geol.* 18, 941–950.
- Arbaret, L., Mancktelow, N.S., Burg, J.P., 2001. Effect of shape and orientation on rigid particle rotation and matrix deformation in simple shear flow. *J. Struct. Geol.* 23, 113–125.
- Bagdassarov, N., Dorfman, A., 1998. Granite rheology: magma flow and melt migration. *J. Geol. Soc.* 155, 863–872.
- Bagnold, R.A., 1954. Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *R. Soc. Lond. Proc.* 225, 49–63.
- Barrière, M., 1976. Flowage differentiation: limitation of the “Bagnold effect” to the narrow intrusions. *Contrib. Mineral. Petrol.* 55, 139–145.
- Bhattacharji, S., 1967. Mechanics of flow differentiation in ultramafic and mafic sills. *J. Geol.* 75, 101–111.
- Bons, P.D., Barr, T.D., ten Brink, C.E., 1996. The development of δ -clasts in non-linear viscous materials: a numerical approach. *Tectonophysics* 270, 29–41.
- Caricchi, L., Burlini, L., Ulmer, P., Gerya, T., Vassalli, M., Papale, P., 2007. Non-Newtonian rheology of crystal-bearing magmas and implications for magma ascent dynamics. *Earth Planet. Sci. Lett.* 264, 402–419.
- Champallier, R., Bystricky, M., Arbaret, L., 2008. Experimental investigation of magma rheology at 300 MPa: from pure hydrous melt to 76 vol.% of crystals. *Earth Planet. Sci. Lett.* 267, 571–583.
- Chistyakova, S., Latypov, R., 2010. On the development of internal chemical zonations in small mafic dykes. *Geol. Mag.* 147, 1–12.
- Clemens, J.D., 1998. Observations on the origins and ascent mechanisms of granitic magmas. *J. Geol. Soc.* 155, 843–851.
- Clemens, J.D., 2003. S-type granitic magmas—petrogenetic issues, models and evidence. *Earth Sci. Rev.* 61, 1–18.
- Clemens, J.D., Mawer, C.K., 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics* 204, 339–360.
- Clemens, J.D., Petford, N., 1999. Granitic melt viscosity and silicic magma dynamics in contrasting tectonic settings. *J. Geol. Soc.* 156, 1057–1060.
- Costa, A., Melnik, O., Sparks, R.S.J., Voight, B., 2007. Control of magma flow in dykes on cyclic lava dome extrusion. *Geophys. Res. Lett.* 34, L02303.
- Deubelbeiss, Y., Kaus, B.J.P., 2008. Comparison of Eulerian and Lagrangian numerical techniques for the Stokes equations in the presence of strongly varying viscosity. *Phys. Earth Planet. Inter.* 171, 92–111.
- Deubelbeiss, Y., Kaus, B.J.P., Connolly, J.A.D., 2010. Direct numerical simulation of two-phase flow: effective rheology and flow patterns of particle suspensions. *Earth Planet. Sci. Lett.* 290, 1–12.
- Dingwell, D.B., 1996. Volcanic dilemma: flow or blow? *Science* 273, 1054–1055.
- Einstein, A., 1906. Eine neue Bestimmung der Moleküldimensionen. *Ann. Phys.* 19, 289–306.
- Feng, J., Joseph, D.D., 1995. The unsteady motion of solid bodies in creeping flows. *J. Fluid Mech.* 303, 83–102.
- Geoffroy, L., Callot, J.P., Aubourg, C., Moreira, M., 2002. Magnetic and plagioclase linear fabric discrepancy in dykes: a new way to define the flow vector using magnetic foliation. *Terra Nova* 14, 183–190.
- Gerya, T.V., Yuen, D., 2003. Characteristics-based marker-in-cell method with conservative finite-differences schemes for modeling geological flows with strongly variable transport properties. *Phys. Earth Planet. Inter.* 140, 293–318.
- Gerya, T.V., Yuen, D., 2007. Robust characteristics method for modelling multiphase visco-elasto-plastic thermo-mechanical problems. *Phys. Earth Planet. Inter.* 163, 83–105.
- Ghosh, S.K., Ramberg, H., 1976. Reorientation of inclusions by combination of pure shear and simple shear. *Tectonophysics* 34, 1–70.
- Hallot, E., Davy, P., de Bremond d’Ars, J., Auvray, B., Martin, H., Van Damme, H., 1996. Non-Newtonian effects during injection in partially crystallised magmas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 71, 31–44.
- Ildfonse, B., Launeau, P., Bouchez, J.L., Fernandez, A., 1992. Effect of mechanical interactions on the development of shape preferred orientation: a two-dimensional experimental approach. *J. Struct. Geol.* 14, 73–83.
- Jeffery, G., 1922. The motion of ellipsoidal particles immersed in a viscous fluid. *Proc. R. Soc. Lond. A102*, 201–211.
- Kerr, R.C., Lister, J.R., 1991. The effects of shape on crystal settling and on the rheology of magmas. *J. Geol.* 99, 457–467.
- Knight, M.D., Walker, G.P.L., 1988. Magma flow direction in dykes of the Koolau complex, Oahu, determined from magnetic fabric studies. *J. Geophys. Res.* 93, 4301–4319.
- Komar, P.D., 1972a. Mechanical interactions of phenocrysts and flow differentiation of igneous dykes and sills. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83, 973–988.
- Komar, P.D., 1972b. Flow differentiation in igneous dikes and sills: profiles of velocity and phenocryst concentration. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83, 3443–3448.
- Mandal, N., Samanta, S.K., Chakraborty, C., 2001. Numerical modeling of heterogeneous flow fields around rigid objects with special reference to particle paths, strain shadows and foliation drag. *Tectonophysics* 330, 177–194.
- Marques, F.O., Burlini, L., 2008. Rigid inclusions rotate in geologic materials as shown by torsion experiments. *J. Struct. Geol.* 30, 1368–1371.
- Marques, F.O., Coelho, S., 2001. Rotation of rigid elliptical cylinders in viscous simple shear flow: analogue experiments. *J. Struct. Geol.* 23, 609–617.
- Marques, F.O., Coelho, S., 2003. 2-D shape preferred orientations of rigid particles in transtensional viscous flow. *J. Struct. Geol.* 25, 841–854.
- Marques, F.O., Taborda, R., Antunes, J., 2005a. Influence of a low-viscosity layer between rigid inclusion and viscous matrix on inclusion rotation and matrix flow: a numerical study. *Tectonophysics* 407, 101–115.
- Marques, F.O., Taborda, R.M., Antunes, J.V., 2005b. 2D rotation of rigid inclusions in confined bulk simple shear flow: a numerical study. *J. Struct. Geol.* 27, 2171–2180.
- Melnik, O., Sparks, R.S.J., 1999. Nonlinear dynamics of lava dome extrusion. *Nature* 402, 37–41.
- Nkono, C., Féménias, O., Diot, H., Berza, T., Demaiffe, D., 2006. Flowage differentiation in an andesitic dyke of the Motru Dyke Swarm (Southern Carpathians, Romania) inferred from AMS, CSD and geochemistry. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 154, 201–221.
- Papale, P., 1999. Strain-induced magma fragmentation in explosive eruptions. *Nature* 397, 425–428.
- Paterson, S.R., 2009. Magmatic tubes, pipes, troughs, diapirs, and plumes: late-stage convective instabilities resulting in compositional diversity and permeable networks in crystal-rich magmas of the Tuolumne batholith, Sierra Nevada, California. *Geosphere* 5, 496–527.
- Petford, N., 2003. Rheology of granitic magma during ascent and emplacement. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 31, 399–427.
- Petford, N., Koenders, M.A., 1998. Granular flow and viscous fluctuations in low Bagnold number granitic magmas. *J. Geol. Soc.* 155, 873–881.
- Petford, N., Lister, J.R., Kerr, R.C., 1994. The ascent of felsic magmas in dykes. *Lithos* 32, 161–168.
- Philpotts, A.R., Shi, J., Brustman, C., 1998. Role of plagioclase crystal chains in the differentiation of partly crystallized basaltic magma. *Nature* 395, 343–346.
- Roscoe, R., 1953. Suspensions. In: Hermans, J.J. (Ed.), *Flow Properties of Disperse Systems*. North Holland, Amsterdam, pp. 1–38.
- Samanta, S.K., Mandal, N., Chakraborty, C., 2002. Development of structures under the influence of heterogeneous flow field around rigid inclusions; insights from theoretical and numerical models. *Earth Sci. Rev.* 58, 85–119.
- Scaillet, B., Holtz, F., Pichavant, M., 1998. Phase equilibrium constraints on the viscosity of silicic magmas. 1. Volcanic–plutonic comparison. *J. Geophys. Res.* 103, 27257–27266.
- Schmid, D.W., 2005. Rigid polygons in shear. In: Bruhn, D., Burlini, L. (Eds.), *High strain zones: structure and physical properties*. Geol. Soc. London Spec. Pub., 245, pp. 421–431.
- Schmid, D.W., Podladchikov, Y.Y., 2003. Analytical solutions for deformable elliptical inclusions in general shear. *Geophys. J. Int.* 155, 269–288.
- Smith, J.V., 2002. Structural analysis of flow-related textures in lavas. *Earth Sci. Rev.* 57, 279–297.
- Sugihara-Seki, M., 1993. The motion of an elliptical cylinder in channel flow at low Reynolds numbers. *J. Fluid Mech.* 257, 575–596.
- Taisne, B., Jaupart, C., 2011. Magma expansion and fragmentation in a propagating dyke. *Earth Planet. Sci. Lett.* 301, 146–152.
- Tartèse, R., Boulvais, P., 2010. Differentiation of peraluminous granites “en route” to the surface. *Lithos* 114, 353–358.
- Van den Driessche, J., Brun, J.P., 1987. Rolling structures at large shear strain. *J. Struct. Geol.* 9, 691–704.
- Varga, R.J., Gee, J.S., Staudigel, H., Tauxe, L., 1998. Dykes surface lineation as magma flow indicators within the sheeted dyke complex of the Troodos ophiolite, Cyprus. *J. Geophys. Res.* 103, 5241–5256.

- Vernon, R.H., Paterson, S.R., 2008a. How late are K-feldspar megacrysts in granites? *Lithos* 104, 327–336.
- Vernon, R.H., Paterson, S.R., 2008b. How extensive are subsolidus grain-shape changes in cooling granites? *Lithos* 105, 85–97.
- Vignerresse, J.L., Barbey, P., Cuney, M., 1996. Rheological transitions during partial melting and crystallisation with application to felsic magma segregation and transfer. *J. Petrol.* 37, 1579–1600.
- Walsh, S.D.C., Saar, M.O., 2008. Numerical models of stiffness and yield stress growth in crystal-melt suspensions. *Earth Planet. Sci. Lett.* 267, 32–44.
- Willis, D.G., 1977. A kinematic model of preferred orientation. *Geol. Soc. Am. Bull.* 88, 883–894.
- Wilson, L., Head, J.W., 1988. Nature of magma storage zones and geometry of conduit systems below basaltic eruption sites: Pu'u 'O'o, Kilauea East Rift, Hawaii example. *J. Geophys. Res.* 93 (B12), 14785–14792.

