HAL
open science

Caractérisation de la mise en place des champs de pegmatites à éléments rares de type LCT : exemples représentatifs de la chaîne Varisque

Sarah Deveaud

To cite this version:

Sarah Deveaud. Caractérisation de la mise en place des champs de pegmatites à éléments rares de type LCT : exemples représentatifs de la chaîne Varisque. Sciences de la Terre. Université d'Orléans, 2015. Français. NNT : 2015ORLE2049 . tel-01304809

HAL Id: tel-01304809

https://theses.hal.science/tel-01304809

Submitted on 20 Apr 2016

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

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

UNIVERSITÉ D'ORLÉANS

ÉCOLE DOCTORALE
ÉNERGIE, MATÉRIAUX, SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans

THÈSE présentée par : **Sarah DEVEAUD**

Soutenue le : **10 décembre 2015**

Pour obtenir le grade de : **Docteur de l'Université d'Orléans**

Discipline/ Spécialité : Géologie

Caractérisation de la mise en place des champs de pegmatites à éléments rares de type LCT

- Exemples représentatifs de la chaîne Varisque -

THÈSE dirigée par :

Laurent GUILLOU-FROTTIER	Ingénieur chercheur, BRGM
Michel PICHAVANT	Directeur de Recherche CNRS, Université d'Orléans

RAPPORTEURS :

Didier BÉZIAT	Professeur, Université de Toulouse
Philippe BOULVAIS	Maître de Conférences, Université de Rennes 1

JURY :

Bruno SCAILLET (Président)	Directeur de Recherche CNRS, Université d'Orléans
Michel PICHAVANT	Directeur de Recherche CNRS, Université d'Orléans
Laurent GUILLOU-FROTTIER	Ingénieur chercheur, BRGM
Didier BÉZIAT	Professeur, Université de Toulouse
Philippe BOULVAIS	Maître de Conférences, Université de Rennes 1
Didier MARQUER	Professeur, Université de Franche-Comté

Caractérisation de la mise en place des champs de pegmatites à éléments rares de type LCT

– Exemples représentatifs de la chaîne Varisque –

Entrée de la cavité de la pegmatite de Margnac, Limousin, France

Manuscrit de thèse

Sarah DEVEAUD

Défendu le 10 décembre 2015

Directeur de thèse : Laurent GUILLOU-FROTTIER [1]
Co-directeur de thèse : Michel PICHAVANT [2]

[1]Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM)
[2]Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO)

Ecole doctorale Énergie – Matériaux – Sciences de la Terre et de l'Univers (EMSTU)

« Tant que tu ne cesseras de monter, les marches ne cesseront pas ; sous tes pieds, elles se multiplieront à l'infini » Franz Kafka

Depuis bientôt 3 ans, je réfléchis à ces remerciements. M'y voilà, enfin.

REMERCIER *(verbe transitif, ancien français mercier, de merci)* : Exprimer à quelqu'un de la gratitude, de la reconnaissance pour ce qu'il fait ou a fait. D'après Larousse (2016).

C'est donc avec grand enthousiasme, que je remercie premièrement mon directeur de thèse, Laurent Guillou-Frottier. Merci pour la confiance et la patience que tu m'as accordées pendant ces trois années. Tu as toujours fait preuve d'une grande pédagogie et a su être à l'écoute dans les bons comme dans les mauvais moments. Je n'oublierai pas l'effort quotidien que tu as dû réaliser pour comprendre mon langage biaisé par l'étude de ces pegmatites ni celui que j'ai dû faire pour comprendre tes équations, les cellules de convection…

Je tiens à remercier également mon co-directeur de thèse, Michel Pichavant qui m'a accordé sa confiance pendant ces trois années et m'a permis de terminer cette thèse dans les meilleures conditions qui soient.

Je profite pleinement de ce moment pour remercier aussi les membres du jury et tout particulièrement les deux rapporteurs, Philippe Boulvais et Didier Béziat qui ont bien accepté de relire ce manuscrit et d'y apporter leurs critiques bénéfiques pour la préparation de ma soutenance.

J'adresse un immense merci à Eric Gloaguen et Jérémie Melleton, sans qui je ne serai pas là aujourd'hui. Merci encore d'avoir accordé une confiance aveugle à Yannick Branquet qui a bien voulu me recommander en 2012. Par chance ce stage a débouché sur cette thèse. Merci à tous les trois pour les bons moments passés sur le terrain, au labo ou au café !

Je tiens également à remercier tout particulièrement Romain Millot avec qui j'ai eu plaisir à travailler en laboratoire. Merci de m'avoir fait confiance et autant sollicitée pour la préparation des analyses. Je suis ravie que cette collaboration ait porté ses fruits. J'en profite aussi pour remercier Anne-Marie Gallas et Catherine Guérot qui m'ont toujours réservé un accueil chaleureux.

Si je parle de collaboration fructueuse, je me dois également de remercier Charles Gumiaux avec qui j'ai eu plaisir de travailler. Merci encore pour ton investissement qui a clairement facilité mon début de thèse.

Merci à Marc Poujol pour m'avoir accordé un créneau de dernière minute pour dater ces pegmatites. Je ne suis pas prête d'oublier l'accueil chaleureux des rennais.

Je remercie Vincent Nicolas et Julien Lebocey qui m'ont tous deux fait découvrir de jolies pegmatites et m'en ont facilité l'accès.

Merci à Mercedes pour t'être rendue disponible lors de ma venue en Galice. C'était un plaisir que de découvrir ton terrain en thèse en ta compagnie.

Je tiens aussi à remercier tout particulièrement Laurent Bailly qui s'est toujours rendu disponible pour me filer un coup de main que ce soit sur mes lames minces, au meb, à la métallisation et j'en passe (merci pour la commode !).

Enfin, merci à Nicolas Charles qui a bien voulu m'accompagner dans le Limousin au cours de ma première année de thèse. Certes, le soleil était absent mais la bonne humeur était bien là. Merci pour ton soutien.

Il y a également tous ceux avec qui je n'ai pas travaillé mais qui ont fait en sorte que ces 4 années au brgm se passent pour le mieux, merci à Seb, Matthieu, Guillaume, Jérôme, Anne-Sophie, Thierry, les compagnons de cantoche.

Merci à mes deux formidables camarades, Armel et Vincent. Armel ce fut un plaisir que d'évoluer à tes côtés pendant ces deux années, j'ai aimé nos parties de pendu, les nombreux blind tests, la grappa…nettement moins ton départ ! Vincent, désolée de ne pas avoir été plus disponible au cours de cette troisième année. Je te souhaite bon courage pour les deux prochaines années !

Je tiens enfin à remercier les (autres) copains, Hugo qu'il est bon que tu sois de retour, Hugues, Leïla, mes topissimes copines d'enfance Lalau, Yaya, Anaïs, Chache, Gaëlle, Maud, Laure et Marie. Excusez-moi de vous avoir autant délaissées.

Enfin, merci à mes parents pour m'avoir soutenue pendant toute la durée de ces (longues) études. Je me sens chanceuse. J'embrasse par la même occasion mes deux supers mamies qui m'encouragent depuis si longtemps.

Le dernier merci sera réservé à Thomas. Dieu seul sait que c'est grâce à toi que j'ai tenu le coup. Le meilleur est maintenant à venir !

SOMMAIRE

I. INTRODUCTION GÉNÉRALE I-13

I.1. Le magmatisme à éléments rares I-16
I.1.a) Les granites à éléments rares I-17
I.1.b) Les pegmatites granitiques à éléments rares I-19

I.2. La mise en place des champs de pegmatites à éléments rares de type LCT I-26
I.2.a) Les problèmes soulevés par le modèle génétique magmatique I-27
I.2.b) La modélisation thermique : propagation et intrusion des pegmatites à éléments rares I-28
I.2.c) L'approche de terrain : formation des champs de pegmatites I-30
I.2.d) Les objectifs de la thèse I-33

I.3. Les substances métalliques associées aux pegmatites granitiques à éléments rares de type LCT I-35
I.3.a) Le lithium I-35
I.3.b) Le césium I-39
I.3.c) Le tantale I-41

II. APPROCHE SPATIALE STATISTIQUE II-47

II.1. La méthodologie globale appliquée à l'analyse spatiale statistique II-50
II.1.a) Principe général de l'analyse spatiale statistique II-51

II.2. La répartition spatiale des pegmatites LCT des Monts d'Ambazac (Massif Central français) II-54
II.2.a) Contexte géodynamique II-54
II.2.b) Le complexe de St Sylvestre : encaissant granitique des pegmatites des Monts d'Ambazac II-57
II.2.c) Historique des Monts d'Ambazac et classification des pegmatites II-61
II.2.d) Article 1: "Spatial statistical analysis applied to rare-element LCT-type pegmatite fields: an original approach to constrain faults–pegmatites–granites relationships" II-64

II.3. La répartition spatiale des pegmatites LCT de Barroso - Alvão (Nord-Portugal) II-97
II.3.a) Contexte de l'étude II-97
II.3.b) Contexte géologique II-98
II.3.c) Problèmes associés à la genèse des filons aplo-pegmatitiques II-103
II.3.d) Analyse spatiale statistique II-106
II.3.e) Discussion II-119

II.4. Synthèse générale II-127

III. APPROCHE DE TERRAIN III-129

III.1.Contexte Géodynamique de la GTOMZ III-132
III.1.a) Les unités de la zone de Galice Trás-Os-Montes (GTOMZ) III-132
III.1.b) Histoire de l'accrétion Varisque III-134
III.1.c) Contexte Géologique de notre zone d'étude III-136

III.2. Présentation des pegmatites de type LCT de Forcarei-Lalín III-140
III.2.a) Études antérieures réalisées sur la zone d'étude III-140
III.2.b) Questions relatives à la mise en place du district de Forcarei-Lalín III-145

III.3. Etude pétro-structurale des pegmatites et de leur encaissant.....III-146
III.3.a) Typologie des pegmatites III-146
III.3.b) Caractérisation de l'intensité de la déformation III-163
III.3.c) Tourmalinisation et altération hydrothermale III-171

III.4. Interprétation et Discussion.....III-177
III.4. a) Chronologie des intrusions magmatitiques, altération hydrothermale et déformation associée : synthèse III-177
III.4.b) La tourmaline : minéral traceur de la source des magmas ? III-189
III.4.c) Modèle métallogénique III-194

III.5. Confrontation du modèle " naturel " aux modèles d'analyses spatiales statistiques III-198

IV. APPROCHE ISOTOPIQUE IV-201

IV.1. La géochimie isotopique du Li IV-204
IV.1.a) Introduction IV-204
IV.1.b) Principe du fractionnement isotopique IV-205
IV.1.c) Protocoles analytiques et méthodes d'acquisition IV-206

IV.2. Article 2: "The genesis of LCT-type granitic pegmatites: as illustrated by Li isotopes in micas" IV-209

IV.3. Résumé.....IV-238

IV.4. Discussion et perspectives IV-240

V. APPROCHE NUMÉRIQUE V-243

V.1. L'ascension des magmas: approche numérique V-247
VI.a) Approche Navier-Stokes V-247
VI.b) Ecoulement des fluides en milieu poreux : Loi de Darcy..... V-250

V.2. Construction du modèle numérique V-255
V.2.a) Le modèle physique V-255
V.2.a) Les équations gouvernant le modèle V-256
V.2.c) Choix des variables perméabilité et viscosité (k et μ)..... V-258

V.3. La désolidarisation : description physique du processus V-267
V.3.b) Rôle de la viscosité du magma pegmatitique..... V-272

V.4. Tests de sensibilité V-278

V.5. Discussion..... V-281

VI. SYNTHESE GÉNÉRALE & DISCUSSION VI-287

VI.1 Les relations spatiales existantes entre la déformation et la densité des pegmatites à éléments rares de type LCT VI-290

VI.2.Les mécanismes moteurs de la propagation des magmas pegmatitiques.....VI-291

VI.3. La source des magmas pegmatitiques à éléments rares **VI-295**

VI.4. Modèle de mise en place et perspectives d'amélioration **VI-298**

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES ***301***

LISTE DES FIGURES ***323***

LISTE DES TABLES ***333***

ANNEXES ***335***

-ANNEXE 1- 336

-ANNEXE 2- 339

-ANNEXE 3- 345

-ANNEXE 4- 346

I. Introduction Générale

La genèse des pegmatites LCT, leur mode de mise en place et les substances minérales associées

Texture pegmatitique rencontrée au toit de la pegmatite de Margnac, Monts d'Ambazac, Limousin français

Mise en contexte

De manière à mieux appréhender les pegmatites granitiques à éléments rares de type LCT, le chapitre qui suit a été subdivisé en 3 grandes parties. La première partie est dédiée au magmatisme à éléments rares, au sens large. Les notions abordées sont principalement basées sur les classifications géochimiques des différentes occurrences du magmatisme à éléments rares (e.g. granites vs. pegmatites). Cette première partie a pour but de présenter la famille géochimique du magmatisme de type LCT, qui regroupe à la fois les granites et les pegmatites à éléments rares. Les modèles génétiques et les modèles d'enrichissement seront brièvement abordés.

La seconde partie est entièrement dédiée à la mise en place des champs de pegmatites. Celle-ci a pour but d'initier le lecteur à la notion de CHAMP, primordiale dans l'analyse de ce type de gisements. La mise en place de ces corps magmatiques, extrêmement enrichis en éléments rares, sera discutée à travers la présentation des différents modèles connus à ce jour pour justifier la mise en place de multiples corps intrusifs.

La présentation de ces divers travaux nous permettra dans un dernier temps de justifier cette thèse et d'en présenter les principaux objectifs.

Enfin, la troisième partie est spécialement dédiée à trois substances principalement extraites des gisements pegmatitiques. Le lithium, le césium et le tantale ont été privilégiés afin d'éclairer au mieux l'intérêt économique de ces corps minéralisés. Les données fournies ne sont pas exhaustives mais peuvent rendre compte dans un premier temps, des concentrations en éléments rares de certains gisements et de la part respective de chacun d'eux sur les marchés mondiaux du lithium, du césium et du tantale.

I.1. Le magmatisme à éléments rares

De par ses associations minéralogiques très particulières et son intérêt économique, le magmatisme à éléments rares[1] a fait l'objet de nombreuses études depuis les années 50 (e.g. Cameron et al., 1949; Jahns & Burnham, 1969 ; Norton, 1973 ; Černý, 1991, 1992; Linnen, 1998 ; Marignac & Cuney, 1999 ; Cuney et al., 2002 ; Černý & Ercit, 2005 ; Černý et al., 2005 ; London, 2008 ; Linnen et al., 2012 ; Lehmann et al., 2014). Les pegmatites et les granites à éléments rares concentrent en effet les seules minéralisations primaires en tantale –Ta- (placers plus rarement exploités, cf. section I.3), niobium –Nb- et le lithium –Li- (extrait en moindre quantité, cf. section I.3.).

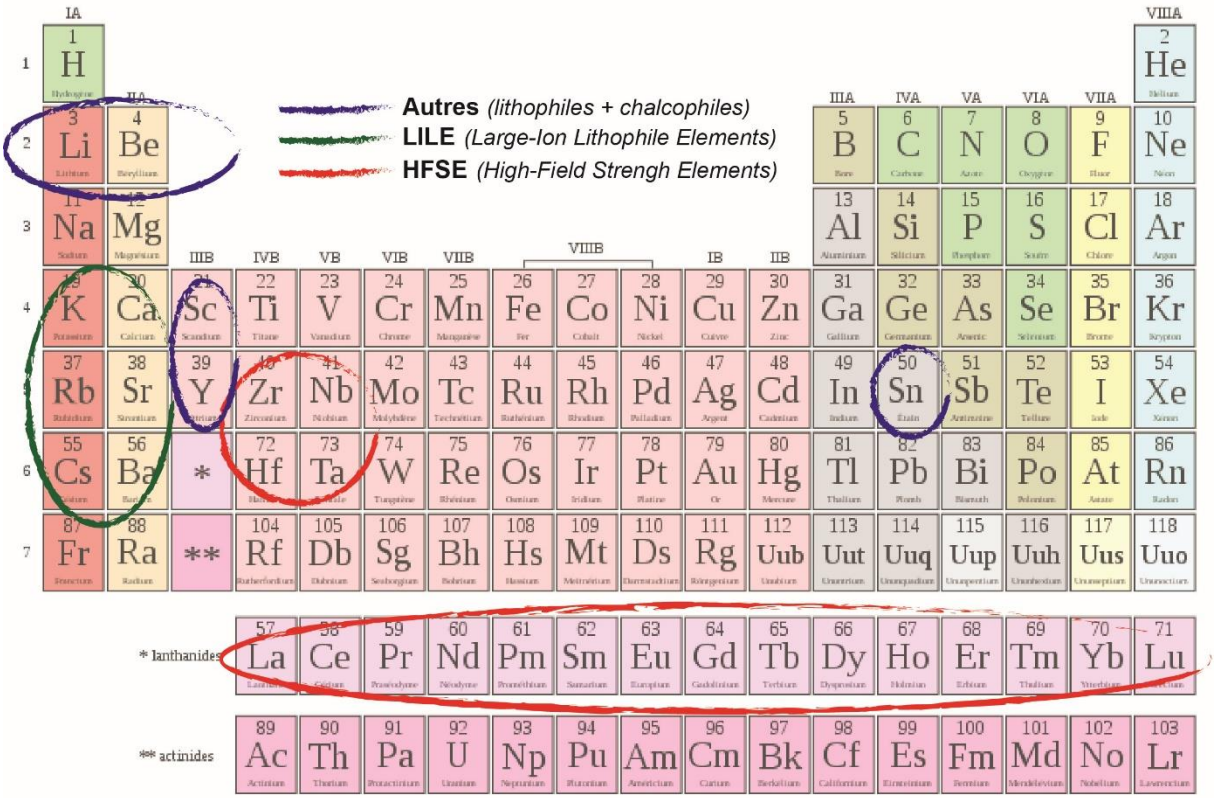


Figure I-1: Les éléments rares dits incompatibles sont définis par les LILE (Large-Ion Lithophile Elements) auxquels sont associés le lithium (Li), le béryllium (Be), et l'étain (Sn), et par les HFSE (High-Field Strengh Elements) représentés par les 14 lanthanides (prométhium exclu), le zirconium (Zr), le niobium (Nb), l'hafnium (Hf) et le tantale (Ta).

L'origine et la classification des différents types d'objets magmatiques minéralisés en éléments rares (Fig. I-1) ont été très conversées dans le passé et plusieurs interrogations persistent à l'heure actuelle.

[1] Il est important de distinguer les éléments dits rares des métaux rares. La notion de « métal rare » fait référence à la criticité des métaux (e.g. importance stratégique *vs.* risque d'approvisionnement), ce que ne fait pas la notion d'éléments rares qui fait uniquement références aux propriétés physico-chimiques de ces éléments.

Ce type de magmatisme s'exprime principalement sous forme de granites à éléments rares (e.g. granites de Beauvoir et de Montebras dans le Massif Central français, e.g., Aubert, 1969 ; Cheilletz et al., 1992 ; Cuney et al., 1992) ou de pegmatites à éléments rares (e.g. pegmatites géantes de Tanco au Canada, Stilling et al., 2006 ; Van Lichtervelde, 2006, et de Greenbushes en Australie, Partington, 1990 ; Partington et al., 1995) mais peut aussi s'exprimer sous des formes subvolcaniques (e.g. ignimbrites de Macusani, Pichavant et al., 1988). La rhyolite de Richemont, qui affleure au Nord du granite de Blond (Nord Massif Central français) en est aussi un exemple (e.g. Raimbault & Burnol, 1998).

I.1.a) Les granites à éléments rares

1) Définition

Les granites à éléments rares ont été définis par plusieurs auteurs (e.g.Cuney et al., 1992 ; Linnen & Cuney, 2005) comme étant *« la dernière et la plus différenciée des unités d'une séquence litée dans un pluton granitique différencié verticalement »*. Ces granites sont caractérisés par un enrichissement en albite au détriment du quartz. Ces roches plutoniques sont principalement exploitées pour l'étain (Sn), les minéraux du groupe de la colombite (Nb-Ta) et sont régulièrement associés à des réseaux filoniens minéralisés (i.e. stockworks) à étain (Sn) tungstène (W) développés au dernier stade de la cristallisation, à la transition magmatique-hydrothermale (e.g. toit du granite de la Bosse, e.g., Cuney et al., 1992 ; microgranite d'Argemela, au Portugal, e.g., Charoy & Noronha, 1996). De plus, ces plutons granitiques se différencient par une multitude de faciès, marqueurs de la progression du fractionnement cristallin du bas vers le haut du pluton (e.g. intrusion granitique de Khangilay, Russie, Badanina et al., 2004). La présence du faciès stockscheider (i.e. terme allemand désignant la séparation de deux unités granitiques, la plus externe étant marquée par une texture unidirectionnelle « en peigne ») très souvent développée au niveau de la coupole granite, est un critère supplémentaire mais pas systématique pour discriminer ces granites à éléments rares.

2) La classification des granites à éléments rares

Les granites à éléments rares ont été subdivisés en 3 classes, d'après des critères géochimiques et minéralogiques distinctifs (e.g. Černý et al., 2005 et références associées) : i) les granites à éléments rares hyperalcalins (Al/[Na+ K] > 1), se caractérisent par des concentrations élevées en fluor (F), en terres rares (i.e. REE), Th, Zr, Rb, Sn, Be et faibles en P et Li ; ii) les granites à éléments rares hyperalumineux (Al/ [CaO+ NaO+ K_2O] > 1) pauvres en phosphore

(i.e. PLP pour Peraluminous Low Phosphorous); et enfin iii) les granites hyperalumineux riches en phosphore (i.e. PHP pour Peraluminous High Phosphorous, Al/ [CaO+ NaO+ K_2O] > 1,15), qui sont équivalents aux pegmatites LCT de la classification internationale revisitée par Černý & Ercit (2005). Ces granites sont caractérisés par des concentrations faibles en REE-Hf-Zr-Th mais toutefois riches en éléments dits lithophiles (Rb, Cs, F, Li). Les minéralisations en Nb-Ta, Li et Sn sous les formes respectives de la tantalite, l'amblygonite (i.e. phosphate de Li), la lépidolite (i.e. mica blanc lithinifère) et la cassitérite tantalifère sont les plus couramment rencontrées.

En plus d'une différenciation de ces granites de par leur enrichissement respectifs éléments rares, ces granites se distinguent également par le contexte géodynamique associé à leur mise en place (e.g. Chappell & White, 1974): 1/ le type-A associé à un contexte anorogénique de type rifting continental ou point chaud intra-plaque ; 2/ le type-I retrouvé à la fois dans des contextes post- et anorogéniques et 3/ le type-S caractéristique des contextes géodynamiques tardi-orogéniques qui se mettent en place au cœur des ceintures continentales collisionnelles subissant une extension tardi-orogénique (e.g. complexe granitique de St Sylvestre, Limousin, France).

La chaîne Varisque, issue d'une collision continentale est donc un contexte favorable pour rencontrer ce type de minéralisations. Le Nord du Massif Central français, le Nord-Ouest du Portugal et de l'Espagne, la Cornouailles britannique ou encore le massif de l'Erzgebirge concentrent les exemples les plus représentatifs du magmatisme à éléments rares en Europe.

3) Source et origine des magmas à éléments rares

Il a globalement été admis que la source des granites hyperalumineux enrichis en P était constituée de matériel crustal riche en phases porteuses d'aluminium (e.g. métapélites, paragneiss à biotite, cordiérite, muscovite, grenat et les silicates d'alumine) soumis à une fusion partielle, dans les conditions P-T métamorphiques du faciès amphibolite à granulite (e.g. (Brown, 1994 ; Brown & Rushmer, 2006). Ces roches peuvent concéder de 10 jusqu'à 50% de leur volume à la production de magma suivant ce type de réactions : (1) Ms + Bt + Pl+ Qz = Als + Grt + Kfs + liquid, (2) Bt + Pl + Als + Qz = Grt + Crd + Kfs + liquide. Plusieurs mécanismes peuvent amener à une fusion crustale partielle en profondeur. Ils sont cités de manière non-exhaustive dans ce qui suit : i) une forte concentration des éléments radioactifs en voie de désintégration au sein de la croûte inférieure, au préalable épaissie suite à une collision, (ii) l'addition massive de fluides aqueux à grande profondeur pour abaisser la température du solidus, iii) le sous-plaquage de magma mantellique par une remontée asthénosphérique lors d'une extension crustale, iv) l'advection de fluides mantelliques, v) l'exhumation de la croûte

profonde et vi) le shear-heating. La fusion crustale partielle est le premier processus pouvant amener à une pré-concentration des éléments rares.

I.1.b) Les pegmatites granitiques à éléments rares

Les pegmatites granitiques sont des roches ignées à composition granitique (i.e. quartz, feldspaths et micas majoritaires). Elles sont caractérisées par une texture qui leur est propre, l'intercroissance graphique du quartz dans les feldspaths alcalins (Fig.I-2). La taille des cristaux est très variable d'une pegmatite à une autre, pouvant passer du millimètre au mètre au sein d'un même corps pegmatitique. De nombreuses pegmatites présentent une zonation interne, décrite pour la première fois par Cameron et al. (1949), Fig.I-3. Cette zonation depuis la bordure vers le cœur est caractérisée par 1/ les unités dites graphiques et de bordure, 2/ l'unité intermédiaire, 3/ l'unité interne à blocs, 4/ le cœur quartzeux et enfin 5/ une unité albitique tardive et pervasive. Néanmoins, toutes les pegmatites granitiques à éléments rares ne présentent pas la même structuration interne. Bien souvent, les pegmatites sont litées, structuration correspondant à une alternance d'unités aplitiques et pegmatitiques, ou s'apparentent davantage à des filons aplitiques. Ces pegmatites à éléments rares sont considérées comme les roches plus différenciées qui composent la croûte terrestre (London, 2008).

Figure I-2: Texture dite graphique caractéristique des pegmatites granitiques. Cette texture cunéiforme est due à l'inter-croissance du quartz et du feldspath. Texture observée dans l'unité dite graphique de la pegmatite de Margnac, Monts d'Ambazac (France).

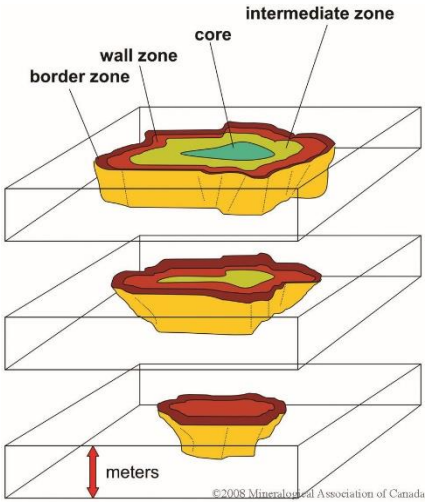


Figure I-3: Zonation interne « idéale » observée dans les pegmatites granitiques, d'après London (2008), modifié d'après Cameron et al. (1949).

1) Classification des pegmatites granitiques à éléments rares

À ce jour, la classification la plus complète des pegmatites granitiques est celle fournie par Černý & Ercit (2005), qui ont subdivisé les pegmatites granitiques en 5 classes suivant des critères minéralogiques, géochimiques, géologiques (e.g. profondeur de mise en place, degré du métamorphisme encaissant) et économiques (Fig.I-4). Les pegmatites à éléments rares ont été classées en 3 familles géochimiques distinctes : 1) la famille LCT qui traduit un enrichissement principal du magma pegmatitiques en lithium (Li), césium (Cs) et tantale (Ta), 2) la famille NYF qui traduit un enrichissement du magma en terres rares, niobium (Nb), yttrium (Y) et fluor (F), et enfin 3) une famille mixte LCT/ NYF traduisant une signature géochimique de mélange liée à des contaminations ou au mélange de deux magmas pegmatitiques. Les pegmatites à éléments rares appartenant à la sous-classe Li sont les objets qui présentent les plus gros tonnages et la plus grande diversité de commodités. La caractérisation de leur mise en place fait l'objet de cette thèse.

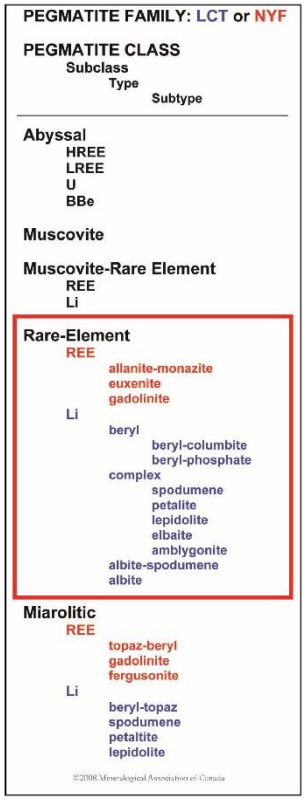


Figure I-4: Classification géologique, paragénétique et géochimique des pegmatites granitiques revisitée par Černý & Ercit (2005).

La diversité des pegmatites granitiques à éléments rares de type LCT est telle (e.g. minéralisations, zonations internes, taille de grains, volume et localisation), que l'établissement d'un modèle de genèse et de mise en place commun à l'ensemble de ces pegmatites est rendu

difficile. À défaut de se concentrer sur la source et l'origine des magmas pegmatitiques, certains auteurs se sont plus longuement focalisés sur la cristallisation et la concentration de certaines espèces rares et économiquement rentables au sein des pegmatites. Ces deux approches sont par la suite détaillées.

2) Sources et modèles génétiques des pegmatites à éléments rares de type LCT

La genèse des pegmatites à éléments rares de type LCT est depuis très longtemps controversée, mais elle peut être divisée en 2 processus principaux distincts :1) la genèse d'un magma pegmatitique et 2) l'enrichissement en éléments rares pendant la consolidation de leur structure interne. Deux modèles de genèse sont principalement employés pour justifier la présence des pegmatites granitiques à éléments rares de type LCT :

Le modèle du granite parent, le plus commun, initialement proposé par Cameron et al. (1949), revisité par Jahns & Burnham (1969) et plus récemment défendu par London (2008), Fig.I-5. Ce modèle implique la consolidation d'un granite, le plus souvent hyperalumineux à deux micas d'où s'échapperaient, depuis sa coupole, les magmas pegmatitiques résiduels enrichis en éléments volatils et incompatibles. D'après le modèle présenté par London (2008), plus les magmas pegmatitiques sont éloignés de leur source granitique parentale, plus ils sont enrichis en éléments rares et volatils (e.g. Li, Nb, Ta, F, B, H_2O). Ce modèle est basé sur des évidences physico-chimiques (listées dans Černý et al., 2005) telles que : 1/ la continuité géochimique des suites granite-pegmatitiques, 2/ la composition granitique des magmas pegmatitiques à éléments rares, 3/ la zonation régionale observable autour de certains plutons granitiques (i.e. granites hyperalumineux de type HHP).

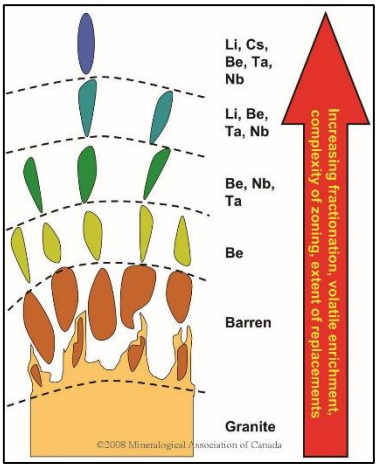


Figure I-5: Modèle du granite parent revisité par London (2008). Les magmas pegmatitiques évolués à éléments rares dérivent d'une seule et même source granitique hyperalumineuse à deux micas.

Les études géochimiques réalisées sur des échantillons de pegmatites et granites voisins sont de loin les plus importantes (e.g. Černý, 1992 ; Černý et al., 1995 ; Fuertes Fuente & Martín-Izard, 1998 ; Marchal et al., 2014 ; Martins et al., 2012 ; Robles et al., 1999 ; Roda-Robles et al., 2006 ; Vieira et al., 2011). La continuité du fractionnement magmatique, basée sur les indicateurs type K/Rb, Li/Cs, entre les granites et pegmatites sus-jacentes a été le principal argument pour justifier les relations génétiques entre ces granites et les pegmatites à éléments rares de type LCT.

Le modèle d'anatexie crustale est considéré comme un modèle alternatif au modèle du granite parent (d'après Černy et al., 2005). Ce modèle a vu le jour dans les années 70 (e.g. Norton, 1973 ; Zasedatelev, 1974, 1977; Stewart, 1978). La génération des pegmatites à éléments rares par l'anatexie crustale a été suggérée pour justifier le phénomène de regroupement de certains types de pegmatites (i.e. minéralisation type associée à chaque cluster). Il s'agissait également de justifier la large étendue des champs de pegmatites comparée à celle des plutons granitiques (e.g. champs de pegmatite de Black Hills et le granite de Harney Peak associé dans le Sud du Dakota, Norton & Redden, 1990). Plus récemment, ce modèle a été réutilisé pour justifier :(i) les champs de pegmatites LCT en l'absence de granite parent, (ii) les écarts temporels existants entre granites et pegmatites (e.g. Melleton et al., 2012), ainsi que (iii) la non-continuité du fractionnement magmatique entre les granites et les pegmatites les plus évoluées (e.g. Martins et al., 2012 ; Robles et al., 1999). D'après Simmons et al, (1995) et Simmons & Webber (2008), la mise en place des plutons granitiques en contexte orogénique pourrait favoriser un faible taux de fusion partielle autour du pluton. Les roches métasédimentaires riches en évaporite constituent une source idéale pour les éléments incompatibles et volatils. Par conséquent, les éléments remobilisés dans les plutons granitiques dans un contexte tectonique collisionnel le seront également dans des volumes de magma beaucoup plus faibles (i.e. faible taux de fusion partielle). Ce mécanisme d'anatexie directe serait à l'origine des pegmatites minéralisées à éléments rares. Le même argument a été utilisé par Robles et al. (1999) pour justifier les différents chemins de fractionnement magmatique observés dans chaque type de pegmatites du champ de la Fregenada (Espagne). Ces mêmes auteurs soutiennent que les différences observées dans les tendances de fractionnement seraient directement reliées à des contributions variées de roches quartzo-feldspathiques. D'après Nabelek et al. (1992), la diversité des minéralisations et des signatures géochimiques associée au complexe granito-pegmatite de Black Hills (Dakota du Sud, USA) serait majoritairement liée aux conditions P-T du métamorphisme régional (i.e. conditions de fusion et variation des sources

crustales mobilisées) plutôt qu'à la cristallisation fractionnée des corps granitiques pendant leur consolidation.

Malgré ces études, le modèle d'anatexie directe reste très conversé. En 2005, Černy et al. (2005) exposent les différents problèmes associés à ce modèle. Parmi eux, les difficultés liées à l'extraction des magmas pegmatitiques de faible volume depuis la roche source volumineuse en fusion. Les faibles taux de fusion partielle invoqués dans le modèle d'anatexie ne seraient pas suffisants pour atteindre les concentrations en HFSE mesurées dans les pegmatites à éléments rares de type LCT. De plus, les phases mafiques porteuses d'HFSE présentes dans les protolithes quartzo-feldspathiques sont très difficilement déstabilisées et par conséquent, se concentrent dans le magma résiduel au détriment du magma pegmatitique.

Les problèmes soulevés par Černý et al., (2005 et références associées) sont principalement basés sur des critères géochimiques et sur les résultats de nombreux travaux expérimentaux. A notre connaissance, le modèle alternatif de fusion partielle n'a toujours pas fait l'objet de travaux expérimentaux.

À ce jour, ces deux modèles sont recevables, le premier étant plus adapté pour justifier la présence de pegmatites à éléments rares à proximité de pluton granitique, dans des zones dépourvues de grandes structures tectoniques, tandis que le second est davantage cité pour justifier la présence de ces mêmes pegmatites dans des environnements dépourvus de granitoïdes, mais où les indices de déformation sont à même de constituer des drains privilégiés pour l'ascension et/ou le piégeage de magmas pegmatitiques.

Néanmoins, ces deux approches nécessitent l'utilisation d'outils bien distincts et la considération de matériaux de départ différents (e.g. granite vs. migmatites). Par conséquent, les méthodes nécessaires à la caractérisation de ces deux modèles génétiques sont donc bien différentes (e.g.. géochimie minérale, traçage isotopique, analyses expérimentales, inclusions fluides et magmatiques, analyse spatiale statistique).

3) La cristallisation des pegmatites et l'enrichissement en éléments rares

Le plus vieux concept admis est la cristallisation rapide, en système fermé, d'un magma granitique en total déséquilibre depuis la bordure vers le cœur de la pegmatite, par une diminution progressive de sa température. Ce magma de nature granitique est fortement enrichi en éléments rares lithophiles et volatils (i.e. éléments dits « fondants » Li, Be, B, P, F, H_2O) qui abaissent la température du solidus granitique, la viscosité du magma, le taux de nucléation et augmentent le taux de croissance des cristaux (e.g. London, 2008).

Suite à des travaux expérimentaux, Jahns &Burnham (1969) ont expliqué l'apparition des textures pegmatitiques (i.e. exsolution du quartz dans les feldspaths alcalins) par l'exsolution d'une phase aqueuse au stade ultime de la consolidation du magma pegmatitique. Ce modèle suggère donc que le magma pegmatitique est, au contraire des magmas granitiques hyperalumineux, initialement saturé en H_2O.

Le modèle revisité récemment par London (2008) fait abstraction au contraire de l'importance des fluides contenus dans le magma, et met davantage l'accent sur l'enrichissement en éléments volatils dans un magma sous-saturé en H_2O qui tend à abaisser la température du solidus du granite. La présence des complexes fondants (e.g. Li, B, F) permet la miscibilité de l'eau dans le magma, jusqu'au dernier stade de la consolidation de la pegmatite. La conservation de cette eau permettrait ainsi la concentration des éléments rares au cœur des pegmatites et la propagation de ces magmas dans la croûte. Plus la concentration d'H_2O dissoute est élevée, moins la viscosité des magmas est grande et plus la propagation des magmas pegmatitiques depuis leur granite parent est efficace.

Le modèle « Londonien » propose deux nouveaux concepts (e.g. London, 1999a, 2009) : 1/ la *constitutional - zone refining*, processus pendant lequel les éléments chimiques exclus, incompatibles s'accumulent dans le magma à la surface des cristaux tel un front de cristallisation et dans lequel ces éléments concentrés jouent le rôle de fondants, à très basse température, dans de petits volumes de magma initiant ainsi la miscibilité de certains éléments jusqu'au dernier stade de la consolidation de la pegmatite (Fig.I-6), 2/ la *boundary-layer* processus localisé au front de cristallisation et qui favorise à la fois la croissance des cristaux et la diffusion de l'aluminium et du silicium à l'origine d'une réduction drastique de la viscosité du magma. En fin de cristallisation, la composition chimique de la boundary-layer, enrichie en éléments rares peut être l'ultime liquide non consolidé de la pegmatite, favorisant la croissance d'un cœur pegmatitique minéralisé.

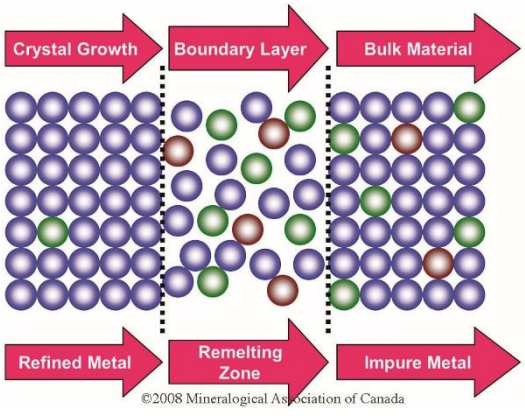


Figure I-6: Modèle schématique illustrant le comportement des éléments dans la *constitutional zone refining*. Les éléments incompatibles (ronds de couleur marron et vert) quittent le cristal pour se concentrer dans la zone de fusion, favorisant ainsi la croissance de cristaux.

Ce modèle d'enrichissement en éléments rares a récemment été discuté par Thomas et al. (2000). Basée sur une étude fine (~ 10,000 inclusions) des inclusions fluides et magmatiques piégées dans des cristaux de quartz de pegmatites et de granites, leurs résultats démontrent que les magmas à l'origine des pegmatites sont bien plus saturés en H_2O que ne le laissent penser les travaux de London (1999a, 2008, 2009) et qu'au contraire, les teneurs en H_2O peuvent atteindre jusqu'à 20% dans certains magmas pegmatitiques (Fig.I-7). Les travaux de Thomas et al. (2000, 2012) et Thomas & Davidson (2012) suggèrent que l'enrichissement en éléments rares est quasi-exclusivement lié à l'immiscibilité de deux magmas en présence, l'un peu enrichi en éléments volatils et très dense, l'autre enrichi en éléments rares, en H_2O et très peu visqueux. D'après ces mêmes auteurs, les teneurs en H_2O sont telles que la viscosité d'un magma pegmatitique à éléments rares de type LCT est de 7 ordres de grandeur inférieur à celui d'un magma granitique hyperalumineux, pour une température fixée à 700°C (Fig.I-7).

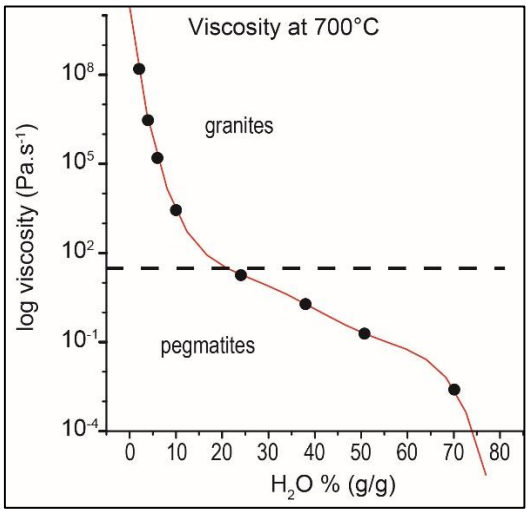


Figure I-7: Evolution de la viscosité d'un magma granitique hyperalumineux et d'un magma pegmatitique en fonction de la teneur en H_2O % (g/g) pour une température fixée à 700°C, d'après Thomas & Davidson (2012).

I.2. La mise en place des champs de pegmatites à éléments rares de type LCT

Il est communément admis que les pegmatites à éléments rares de type LCT se mettent préférentiellement en place dans des granites ou dans des roches métasédimentaires ayant subi un métamorphisme de type schiste vert ou amphibolite. Les pressions associées à leur mise en place sont comprises dans une gamme entre 300 et 200 MPa (i.e. entre 11 et 7 km de profondeur) pour les pegmatites les plus évoluées et entre 300 et ~ 500 MPa (i.e. entre 11 et 19 km de profondeur) pour les pegmatites stériles et quelques pegmatites à éléments rares (e.g. London, 2008), Fig.I-8. Les températures associées à ces magmas exotiques sont cependant mieux contraintes par la généralisation des analyses isotopiques, des études pétro-texturales et des études sur les inclusions fluides et magmatiques. Ainsi, il est classiquement admis que la cristallisation des magmas pegmatitiques à éléments rares s'effectue aux conditions d'« undercooling », c'est-à-dire ~ 200°C en-dessous la température du solidus du granite (e.g. Baker & Freda, 1999 ; London, 2009 ; Nabelek et al., 2009 ; Sirbescu & Nabelek, 2003).

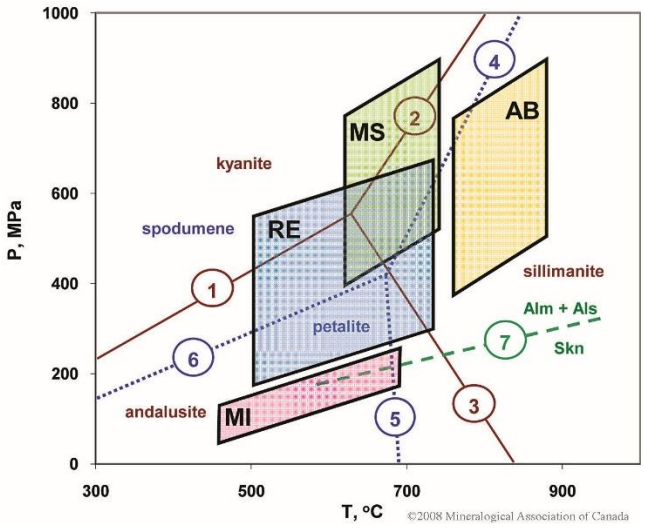


Figure I-8: Diagramme P-T de stabilité des pegmatites granitiques. Le champ de stabilité des pegmatites à éléments rares (RE) est représenté par un rectangle bleu (London, 2008).

Comme mentionné précédemment, les teneurs en H_2O et en fondants de certains magmas sont telles que les éléments incompatibles et volatils restent dissous jusqu'à abaisser la température du solidus à 400°C (e.g. Sirbescu &Nabelek, 2003).

Bien que les domaines de stabilité P et T des pegmatites à éléments rares soient bien connus, les mécanismes amenant à la génération d'un chapelet de pegmatites à éléments rares le sont moins. Le regroupement de dizaines voire de centaines de pegmatites à éléments rares dans

certaines régions a poussé certains auteurs à se focaliser davantage sur la genèse et la mise en place de ces corps magmatiques à l'échelle du champ et non plus à celle du corps magmatique, comme cela est décrit plus loin dans ce chapitre.

I.2.a) Les problèmes soulevés par le modèle génétique magmatique

Les différents scénarios proposés par London (2008) pour expliquer la mise en place et la zonation régionale des champs de pegmatites à éléments rares sont tous basés sur le modèle du granite parent. Ils présentent certaines lacunes, qui sont listées par ce même auteur, pour être cohérent avec les observations de terrain (Fig. I-9).

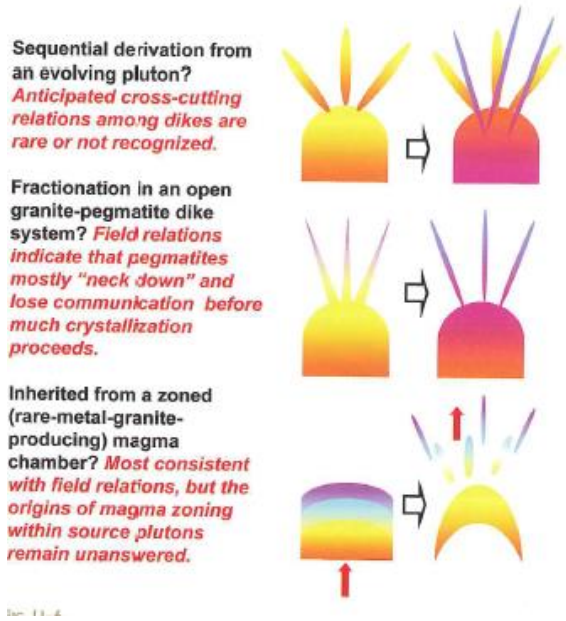


Figure I-9: Scénarios proposés par London (2008) pour la génération de champs de pegmatites zonés, depuis un pluton granitique parent.

Premièrement, les relations de recoupement entre les pegmatites stériles et les plus évoluées (Fig. I-9, haut) sont très rares et/ou n'ont jamais été reconnues sur le terrain. Deuxièmement, le fractionnement magmatique simultané d'un pluton granitique et des pegmatites nécessite que les pegmatites soient continuellement en contact avec le granite source et ce, sur la totalité du champ de pegmatites (quelques dizaines de km). Cependant, la plupart des pegmatites à l'affleurement ont perdu la connexion avec leur source avant même leur consolidation, certaines pegmatites n'ayant même pas de source référencée (Fig.I-9, intermédiaire). Enfin, le modèle d'expulsion des magmas pegmatitiques par compaction du pluton granitique différencié semble le plus probable selon London (2008), Fig.I-9,bas. Seulement, comment expliquer la mise en place de champs de pegmatites pendant une période extensive syn-collisionelle (e.g. pegmatites des Monts d'Ambazac intrusives dans le Complexe Granitique de Saint-Sylvestre mises en place dans une

période d'extension régionale, Le Carlier de Veslud et al., 2013) ? Inversement, comment expliquer que certains granites évolués, dont les coupoles sont enrichies en Li, Be, F (e.g. Granite à métaux rares de Beauvoir, MCF) soient dépourvus de pegmatites à éléments rares ?

De nombreux arguments cartographiques (e.g. absence de granitoïdes à proximité du champ de pegmatite à spodumène de Koralpe, Autriche, Göd, 1989 ; Brazil Lake, Nouvelle-Ecosse, Kontak & Kyser (2009) ; Hagendorf - Pleystein, Oberpfalz, Allemagne, Dill et al. (2012), géochronologiques (e.g. Melleton et al., 2012 ; Goodenough et al., 2014) et géochimiques (e.g. Martins et al., 2012) ne sont pas cohérents avec le modèle de genèse des pegmatites à éléments rares depuis un corps granitique parent.

Par conséquent, les modèles de genèse et de mise en place des pegmatites à éléments rares ont dû être repensés à l'échelle du champ de pegmatites. La densité de travaux concernant la genèse des champs de pegmatites à éléments rares est faible comparée à celles des processus physico - chimiques internes amenant à l'enrichissement en éléments rares et aux textures exotiques. À ce jour, deux approches ont été utilisées pour contraindre la mise en place des champs de pegmatites à éléments rares. Elles sont toutes deux décrites ci-dessous.

I.2.b) La modélisation thermique : propagation et intrusion des pegmatites à éléments rares

Baker (1998) fut l'un des premiers à se pencher sur l'expulsion de dikes pegmatitiques depuis un pluton granitique source, en pleine consolidation. Le modèle thermique de Baker (1998) est basé initialement sur les propriétés physico - chimiques (i.e. chaleur latente de cristallisation, durée de refroidissement, densité, viscosité) des magmas granitiques. L'auteur suggère qu'il est impossible d'expulser des magmas pegmatitiques depuis un granite en cours de refroidissement, la roche encaissante n'étant pas assez réchauffée. En revanche, la propagation des magmas pegmatitiques peut s'effectuer depuis un granite parent, quelques dizaines voire de centaines de milliers d'années après l'intrusion du granite. D'après ces mêmes travaux, la propagation de ces magmas depuis leur source granitique ne dépasse que très rarement 10 km (Fig. I-10). Cette échelle de temps permet d'expliquer l'évolution géochimique du magma granitique de manière à obtenir des signatures géochimiques très évoluées classiquement rencontrées dans les pegmatites à éléments rares. Bien que l'auteur souligne la cohérence de ces résultats avec les observations de terrain, certains points restent à éclaircir.

Effectivement, selon Baker (1998) les dimensions du pluton granitique susceptible d'expulser des magmas différenciés ne peuvent pas être inférieures à 10 x 10 x 10 km. Comment expliquer alors qu'un bon nombre de granites différenciés (e.g. granite à éléments rares des Sagnes, Limousin, France), privilégiés pour la genèse de ces pegmatites soient nettement plus petits que les dimensions avancées par Baker (1998) ?. De plus, comment expliquer là encore qu'il n'existe aucune relation de recoupement des filons les moins évolués, générés à plus haute température par les dikes évolués générés à la fin du système magmatique ?

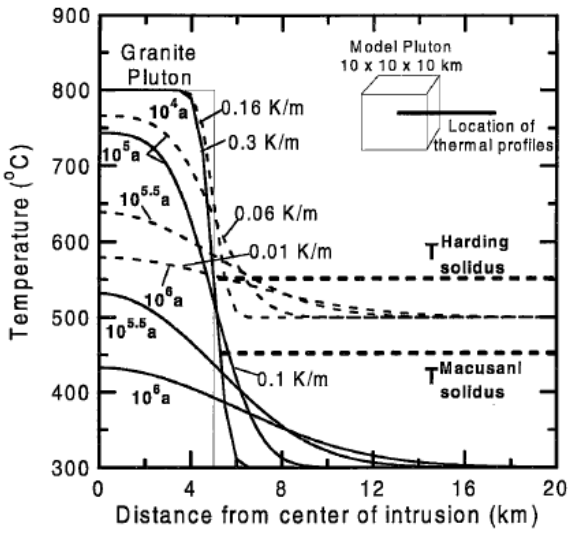


Figure I-10: Modèle thermique de refroidissement par conduction d'un pluton granitique et distances parcourues par les magmas pegmatitiques en fonction du temps et de la distance au granite, d'après Baker (1998).

Ces résultats sont considérés cohérents avec le modèle théorique de London (2008) qui justifie la zonation régionale des champs de pegmatites avec l'augmentation de la distance au granite source. Toutefois, les mécanismes à l'origine de l'expulsion de ces magmas restent flous.

Les mécanismes d'intrusion des magmas pegmatitiques ont également été modélisés par Brisbin (1986). L'auteur discute le rôle des contraintes appliquées aux magmas pegmatitiques sur leur géométrie, leur position, leur extension et leur forme. Ces résultats fournissent de précieuses indications sur les contraintes appliquées aux magmas pegmatitiques pendant leur consolidation et sur les relations morphologie - profondeur d'emplacement. Néanmoins, les propriétés physico - chimiques des pegmatites dites évoluées (e.g. densité inférieure au magma granitique, viscosité faible et concentration en éléments volatils élevée) ne sont pas abordées et ne semblent pas avoir été prises en compte dans cette modélisation. Un magma sursaturé en H_2O (saturation d'un magma haplogranitique à 200MPa et 800°C, H_2O = 6,6 wt. %, e.g. Acosta-Vigil et al., 2002) et très peu visqueux est-il soumis aux mêmes contraintes qu'un magma granitique

pendant sa propagation ? De plus, la densité de ces magmas pegmatitiques est inférieure à celle des magmas granitiques (e.g. Dingwell et al., 1993 ; Knoche et al., 1995). Par conséquent, le contraste de densité entre le magma pegmatitique et son encaissant induit des forces de flottabilité qui sont rarement prises en considération dans les modèles de propagation de ces magmas.

I.2.c) L'approche de terrain : formation des champs de pegmatites

Les mécanismes à l'origine du drainage, de la propagation et de la ségrégation des magmas granitiques font l'objet depuis quelques dizaines d'années de nombreuses publications (e.g. Ablay et al., 2008 ; Bons et al., 2004 ; Brown, 1994 ; Clemens, 1998 ; D'lemos et al., 1992 ; Weinberg et al., 2009). D'lemos et al. (1992) furent parmi les premiers à relier l'intensité de la déformation à la mise en place des magmas granitiques (Fig.I-11).

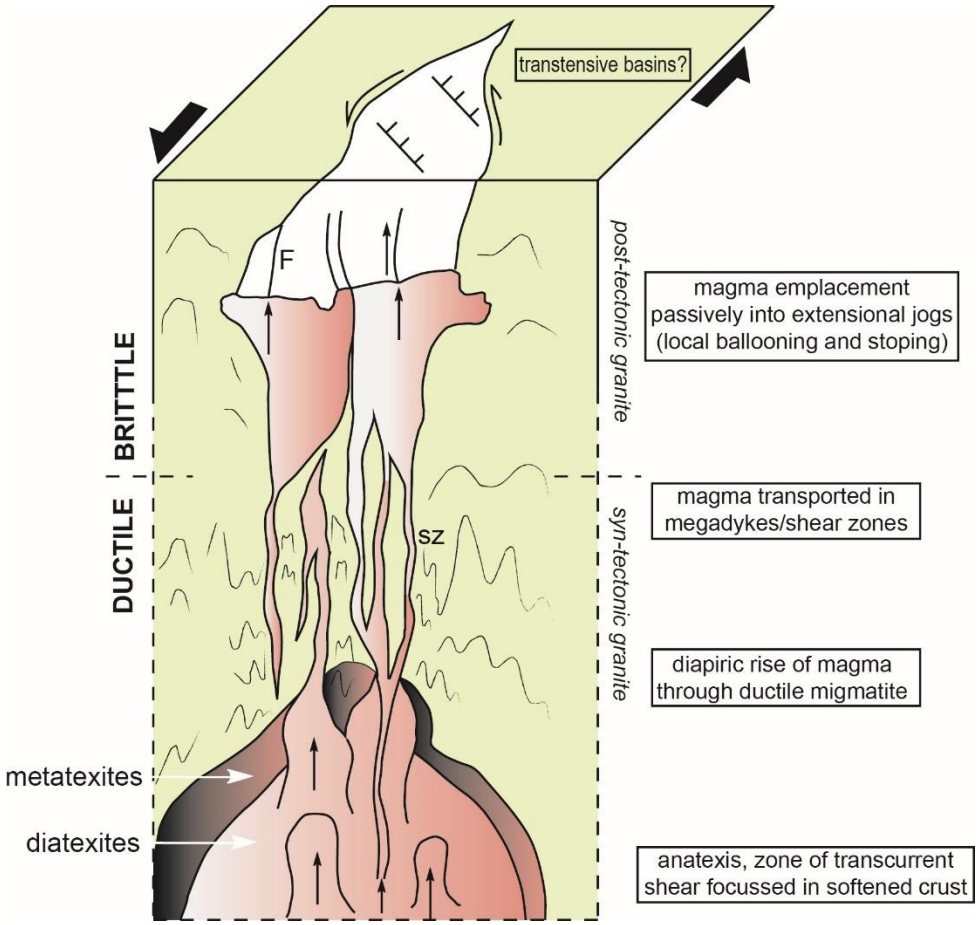


Figure I-11: Modèle schématique proposé par D'lemos et al. (1992) pour la genèse, l'ascension et la mise en place des magmas granitiques en contexte transpressif.

Ces mêmes auteurs ont proposé un modèle pour expliquer la mise en place de ces magmas en contexte orogénique transpressif, pendant l'épaississement de la croûte continentale. Leurs

travaux suggèrent que l'anatexie crustale induite par l'épaississement crustal en contexte orogénique, peut amener à localiser la déformation et par conséquent, l'activation de mouvements décrochants. Ces failles décrochantes favorisent par la suite la formation de jogs extensionnelles, favorables à la mise en place des magmas granitiques. L'ascension de ces magmas est favorisée par une force de flottabilité élevée qui va amener ces magmas à utiliser les zones fragilisées de la croûte continentale supérieure. Ces premiers modèles font référence au modèle de « tectonic-pumping », alternatif aux modèles de diking et de diapirisme.

En revanche, ces mêmes processus n'ont été que très peu étudiés pour les magmas pegmatitiques enrichis en éléments rares et volatils. Plus récemment, certains auteurs ont étudié les contraintes tectoniques (en particulier l'intensité de la déformation) à l'origine de l'ascension et de l'emplacement des champs de pegmatites à éléments rares et stériles (e.g. Demartis et al., 2011 ; Henderson & Ihlen, 2004). Demartis et al. (2011) reviennent sur 2 concepts initialement décrits pour justifier les relations spatiales entre les plutons granitiques et les zones de cisaillement : 1/ « fracture-controlled emplacement », 2/ « magma-pumping ». Ces deux mécanismes sont utilisés pour décrire la mise en place du champ de pegmatites à éléments rares LCT de Comechingones (Sierras de Cordoba, Argentine). Le premier mécanisme cité par Demartis et al. (2011) implique une fracturation intense généralisée par l'activation d'un cisaillement simple. L'accumulation de produits de fusion partielle générerait une surpression à l'origine du comportement ductile de la croûte continentale (Fig.I-12).

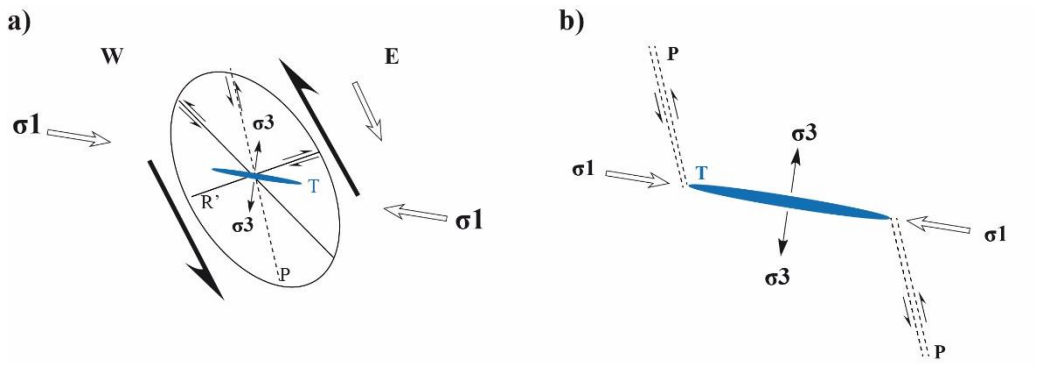


Figure I-12: (a) Modèle schématique de fracturation proposé par Demartis et al. (2011) pour la génération d'espaces favorables à l'injection des magmas pegmatitiques, modèle inspiré du modèle de fracturation type Riedel. (b) Rôle des fractures P sur la mise en place des pegmatites à faible pendage et volumineuses le long des fractures T. Ces fractures P sont interprétées comme des couloirs chenalisant les magmas pegmatitiques.

D'après ces mêmes auteurs, l'interconnexion de plusieurs réseaux de fractures (i.e. fractures extensionnelles de type T, fractures P) constitue un mécanisme très efficace pour le transport des magmas pegmatitiques. Au regard des observations de terrain, ce réseau de fractures se

développerait préférentiellement dans un régime de contraintes localisé à la transition rhéologique ductile-fragile (~ 10 km de profondeur).

La corrélation angulaire entre la foliation mylonitique et l'orientation des pegmatites souligne les relations étroites entre le comportement de la schistosité régionale et la création d'ouvertures pour l'ascension et le piégeage des magmas pegmatitiques. Les propriétés physico-chimiques de ces magmas évolués (i.e. concentration élevée en éléments fondants et volatils dissous, faibles viscosités et densités) leur permettraient une ascension rapide le long de conduits, développés parallèlement à la schistosité régionale, et/ou le long de fractures de type P, sans subir les contraintes de la roche encaissante (Fig. I-12a). En revanche, les pegmatites sécantes à la foliation régionale seraient plus compatibles avec les fractures de type T. Effectivement, pendant la déformation, les fractures P et la schistosité régionale peuvent être réactivées dans le domaine ductile tandis que les surfaces d'anisotropie (i.e. fractures T ou bandes de cisaillement) peuvent favoriser la connexion de ces bandes de cisaillement (Fig.I-12b).

Les mouvements induits le long de ces plans de cisaillement échelonnés pourraient favoriser le développement local de gradients de pression négatifs où des espaces peuvent se former transitoirement et attirer la collecte de magmas enrichis en éléments rares (Fig.I-13). Ce second mécanisme impliqué s'approche du « magma-pumping » invoqué par Weinberg et al. (2009) pour la collecte des magmas et leur migration à travers les zones d'anatexie crustale.

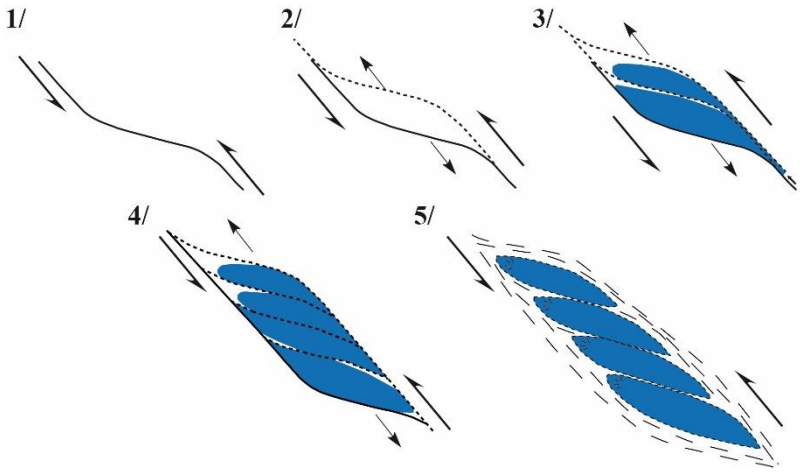


Figure I-13: Modèle schématique du magma-pumping proposé par Demartis et al. (2011) pour la création d'espaces et l'attraction des magmas pegmatitiques.

À ce jour, le modèle d'emplacement du champ de pegmatites à éléments rares de Cominchigones proposé par Demartis et al. (2011) est le seul à prendre en compte à la fois la distribution « regroupée » des pegmatites à éléments rares caractéristique de nombreux champs de pegmatites (e.g. Black Hills, South Dakota, Norton & Redden, 1990 ; Barroso - Alvão,

Portugal, Martins et al., 2012 ; Fregeneda-Almendra, Salamanca, Espagne, Vieira et al., 2011), l'orientation des structures avoisinantes par rapport à celles des pegmatites et le rôle de l'anisotropie des roches encaissantes.

I.2.d) Les objectifs de la thèse

Comme mentionné précédemment, la littérature concernant les mécanismes de mise en place des champs de pegmatites à éléments rares est très pauvre. Seule une poignée d'auteurs se sont penchés sur les mécanismes amenant à la genèse, la collecte du magma pegmatitique et à sa propagation dans la croûte continentale.

A ce jour, il devient indispensable de travailler à une échelle différente, celle du CHAMP et de mieux contraindre les relations existantes entre ces pegmatites et leur environnement.

Les objectifs de cette thèse s'inscrivent pleinement dans cette thématique : caractériser les mécanismes à l'origine de la mise en place des champs de pegmatites de type LCT. Pour ce faire, nous avons privilégié une méthode multi-approches afin de croiser les relations, qu'elles soient spatiales, génétiques ou encore temporelles entre ces pegmatites et leur environnement.

De manière à valoriser les mécanismes nécessaires à la mise en place des champs de pegmatites LCT à l'échelle de la chaîne Varisque, 3 champs de pegmatites à éléments rares ont été sélectionnés : 1/ le champ de pegmatites des Monts d'Ambazac (Limousin, France), 2/ le champ de pegmatites de Barroso - Alvão (Portugal) et 3/ le champ de Forcarei-Lalín (Galice, Espagne).

Plusieurs raisons justifient ce choix :

1/ la totalité des pegmatites affleurant dans ces régions appartient à la classe des pegmatites granitiques à éléments rares et à la sous-classe lithium définie par Černý & Ercit (2005),

2/ la mise en place de ces trois champs de pegmatites a eu lieu pendant la phase tardi-orogénique de la chaîne Varisque, à partir de 330 Ma,

3/ les minéralisations associées à chacun de ces champs sont différentes, nous permettant de prendre en considération la grande variété des intrusions pegmatitiques,

4/ leurs encaissants sont différents (granitique *vs*. métamorphique), mais représentatifs des milieux de mise en place des magmas pegmatitiques,

5/ la densité de données préexistantes, nous permettant de travailler à grande échelle sur des corps minéralisés qui, dans leur grande majorité ont déjà été décrits.

Les approches spatiales statistiques, isotopiques, numériques et structurales développées au cours de cette thèse n'ont pas toutes été testées sur ces 3 champs de pegmatites. Néanmoins, chacune de ces méthodes a été développée suivant une suite logique, faisant suite aux résultats précédents et aux conditions d'affleurement qui ont justifié certaines fois l'utilisation d'une méthode plutôt qu'une autre.

Afin de mieux comprendre les enjeux sociétaux et économiques liés à la compréhension de ces gisements à éléments rares, un bref aperçu est présenté dans la section suivante.

I.3. Les substances métalliques associées aux pegmatites granitiques à éléments rares de type LCT

Les pegmatites granitiques à éléments rares de type LCT ont été subdivisées en 4 types, représentatifs des minéralisations majeures qui y sont associées (cf. Fig.I-2). De manière générale, les pegmatites appartenant au *type béryl* sont les moins évoluées. Celles-ci sont principalement enrichies en béryllium (Be) et en oxydes de niobium et de tantale (i.e. minéraux du groupe de la colombite) et ne font pas l'objet d'une exploitation minière (autre qu'artisanale pour les gemmes). Les pegmatites appartenant aux types *complex*e, *albite-spodumène* et *albite* sont les plus évoluées et ont la particularité d'être les plus riches en lithium. Naturellement, les concentrations en lithium varient considérablement d'un objet à un autre, mais l'élément Li reste l'élément commun à tous ces types et sous-types. Par conséquent, nous nous sommes penchés sur le marché du lithium, sur ses utilisations et sur sa production afin d'évaluer le potentiel économique de ces dépôts minéralisés. De manière à discuter l'ensemble des éléments discriminants les pegmatites de type LCT, une compilation des données disponibles sur le marché du tantale et du césium est également présentée.

I.3.a) Le lithium

1) La production mondiale en quelques chiffres

La consommation du lithium a subit une augmentation drastique au cours des années 2000, suite aux nouvelles applications développées sur le marché mondial, à savoir ; les batteries d'accumulateurs et les piles au lithium qui représentent à elles-seules 20 % de l'augmentation de la demande entre 2000 et 2008 (Roskill, 2009) et 22 % de la consommation totale de lithium en 2011 (Labbé & Daw, 2012).

L'utilisation du lithium dans l'industrie du verre, des céramiques et vitrocéramiques représente 30 % de la consommation (chiffre évalué en 2011). Ce marché est de loin le plus large avec à la fois la consommation des minéraux lithinifères (e.g. le spodumène, de formule $[SiO_3]_2LiAl$) et les composés chimiques transformés du lithium (i.e. carbonates de lithium type Li_2CO_3). Les graisses lubrifiantes s'octroient 11% de la consommation. Les 47 % restants sont utilisés principalement dans l'électronique, les caoutchoucs et thermoplastiques, l'industrie pharmaceutique (bienfait du lithium sur les troubles du sommeil et du comportement) ainsi que, les alliages aluminium-lithium (e.g. alliages sollicités par la NASA pour la conception du vaisseau Orion).

Il n'existe pas de marché pour le lithium métal (i.e. sous sa forme Li_2O). Contrairement aux autres métaux de base, le lithium est commercialisé sous formes de divers composés (e.g. carbonates de lithium Li_2CO_3, hydroxyle de lithium LiOH et chlorures de lithium LiCl) et/ou issus de la transformation du Li métal. D'après Labbé & Daw (2012), moins de 5 % du Li_2O produit est directement utilisé dans l'industrie.

Sur l'année 2008, 16 600 t de carbonates de lithium (Li_2CO_3) ont été produites contre 10 000 t d'oxyde de lithium (Li_2O), Labbé & Daw (2012), Roskill (2009).

Actuellement (février 2016), le prix du kg de carbonates de lithium est fixé à environ 17€ (www.snl.com). Le marché des carbonates de lithium est relativement stable depuis 2011 (5,1 à 5,3 US$ le kg de carbonates de lithium observé en 2011). Toutefois, le prix du kg de carbonates de lithium a presque triplé entre septembre 2015 et février 2016, passant 6€ à 17€/kg. Cinq pays se partagent la production mondiale de lithium. La Bolivie, le Chili et l'Argentine sont les trois plus gros producteurs de carbonates de lithium avec des réserves et ressources estimées à 18, 9 et 8 Mt, respectivement. L'exploitation des salars représente à elle seule 2/3 de la production mondiale (i.e. sous forme de carbonates). Parmi les plus gros gisements, on compte le lac salé d'Uyuni, en Bolivie (numéro 1 mondial avec des ressources estimées à 5500 kt de Li avec des teneurs moyenne en Li de 0,053 %, projet en cours de faisabilité), le salar d'Atacama, au Chili (numéro 2 mondial avec des ressources estimées à 6300 kt de Li et une teneur moyenne en Li égale à 0,14 %) et les saumures lithinifères de Kings Valley, aux Etats-Unis (numéro 4 mondial avec 2,8 Mt de Li).

L'Australie fournit au marché mondial, 70 % du lithium métal principalement extrait des spodumènes du gisement pegmatitique de Greenbushes (numéro 3 mondial) par *Talison Lithium Ltd* (> 8,9 kt de Li/an représentant ainsi ~ 29 % de la production mondiale, Labbé & Daw, 2012). Le volume de spodumène nécessaire pour ces 8900 t de Li avoisine les 300 000 t. Cette mine est fermée pour causes de maintenance depuis 2013.

Les chinois ne sont pas en reste avec une augmentation croissante de leur production de Li_2CO_3 (de 0 en 2003 à 940t de Li en 2008, Roskill, 2009). Leurs principales exploitations sont situées au Tibet, dans le lac salé de Zabuye (mise en exploitation en 2008) ainsi que dans la province du Qinghai avec les lacs salés de Xitai, Dongtai et Chaerhan (5ème gisement mondial). Ce dernier comptabilise à lui seul 2,6 Mt de Li. Certains groupes (Sichuan Province Mining, Dexin Mining Ressources) ont également commencé à extraire le lithium des pegmatites de manières à optimiser son utilisation dans les verres et céramiques ainsi que dans la conception des composés

lithinifères (1/3 du lithium extrait des pegmatites est transformé en carbonates de lithium et autres composés chimiques, Labbé & Daw, 2012). De cette manière, la Chine est devenue l'un des principaux producteurs de carbonates de lithium et d'hydroxyle de lithium issus de la transformation du spodumène importé de la pegmatite de Greenbushes, en Australie. Malgré une augmentation de 400 t en 2008 à 4 kt en 2010 (i.e. capacité de production de carbonates de lithium estimée par Labbé & Daw, 2012), le marché Chinois est dominé par le géant Américain *FMC Lithium* (e.g. exploitation des salars argentins) et Allemand *Chemetall GmbH* (e.g. exploitation du salar d'Atacama).

2) La production du Li associée aux pegmatites

Les ressources mondiales estimées en Li provenant de l'exploitation des pegmatites LCT avoisinent les 3,9 Mt, contre 21,6 Mt de Li issues des dépôts types saumures (Kesler et al., 2012). Les principales phases porteuses de lithium (i.e. sous sa forme Li_2O) sont le spodumène (i.e. pyroxène lithinifère de formule $[SiO_3]_2$ LiAl), la lépidolite (mica blanc lithinifère de formule $[Si_3$ (Si, Al) O_{10} (OH, F)$_2$] KAl (Li, Fe, Al)) et la pétalite (phyllosilicate de formule $[Si_4AlO_{10}]$ Li). Ces principales phases lithinifères cristallisent dans les *types complexes* et *albite-spodumène* des pegmatites dites lithinifères de la classe des pegmatites à éléments rares (cf. Fig. 1).

Seuls le spodumène et la pétalite sont exploités à des fins industrielles avec pour exemple la mine de Greenbushes exploitée depuis 1983 par *Talison Lihtium Ltd*., pour le spodumène (et le tantale), mine qui à elle seule représente 29 % de la production mondiale de Li (Labbé & Daw, 2012), Fig.I-14

Figure I-14: Exploitation de la pegmatite à spodumène de Greenbushes (Australie). Mine de spodumène (et tantalite) exploitée à ciel ouvert depuis 1983 par la société Talison Lithium. © www.talison-lithium.com.

Au Zimbabwe, la mine de Bikita extrait le lithium métal depuis la pétalite. Environ 30 kt de pétalite sont extraites, équivalent à ~ 1 kt de Li produite par an (teneur en Li_2O égale à 4,45 %). La mine de Bikita participe à la hauteur de 1,6 % à la production mondiale annuelle. Les réserves

et ressources estimées en Li atteignent 112 kt, ce qui en fait le plus gros gisement de pétalite du monde.

La pegmatite de Tanco (Bernic Lake, Manitoba) a fourni également près de 22,5 kt/an de concentré de spodumène. La teneur en Li_2O des concentrés de spodumène avoisinait les 7,28 %. En 2011, les ressources estimées en Li de cette pegmatite atteignaient 19 000 t. Néanmoins, l'exploitation a été stoppée en 2009.

En Europe, la production de lithium est majoritairement contrôlée par le groupe français Imerys. Les principaux sites d'extractions sont le granite à métaux rares d'Echassières où le lithium contenu sous forme de sable lithinifère (i.e. quartz + lépidolite) est utilisé comme fondant en verrerie et tuilerie. Les pegmatites LCT localisées dans la région de Barroso, au nord du Portugal ont également fait l'objet de travaux d'exploitation par les compagnies *Imerys* et *Felmica S.A.* La société norvégienne *Mining S.A.* est la seule compagnie européenne qui prévoit la construction d'un site de production de carbonates de lithium, à proximité de son gisement de spodumène (et de coltan) de Länttä (Finlande, Labbé & Daw, 2012). Les ressources en Li estimées en 2015, sur cette pegmatite atteignent les 14 kt (données disponibles sur www.snl.fr).

Malgré qu'il n'existe qu'un seul producteur de Li en France, la demande en Li ne cesse d'augmenter de la part de des acteurs français tels que constructeurs automobiles (e.g. Renault, Bolloré) et les industries aérospatiales (e.g. EADS/Airbus) qui utilisent de plus en plus les piles thermiques au lithium et les alliages Al-Li, plus robustes.

En dehors des larges estimations du Li issu des salars et des déclarations de Chemetall concernant la suffisance du salar d'Atacama pour soutenir l'approvisionnement en lithium de ces 100 prochaines années, très peu de gisements ont pu soutenir à long terme une production à grande échelle et faire face aux nombreux problème écologiques (pollution au mercure par exemple, Kesler et al., 2012) et de production (e.g. dégradation des roches réservoirs porteuses des sels lithinifères).

En revanche, malgré des gisements dans leur grande majorité de petite taille, les teneurs en Li_2O des pegmatites sont nettement plus importantes que celles des salars et les méthodes d'extraction moins controversées (Kesler et al., 2012). De plus, la pureté chimique élevée de leurs composants (non atteinte dans d'autres environnements géologiques) ainsi que la concentration en minéraux industriels qui avoisine les 100 %, en font des gisements rares pour l'industrie minière (Glover et al., 2012). Enfin, la large répartition géographique des pegmatites

LCT restent un atout majeur (Fig.I-15). Cette plus grande diversité met à l'abri les producteurs de lithium métal (et des composés chimiques dérivés) issu des pegmatites, des fluctuations brutales du marché (Kesler et al., 2012).

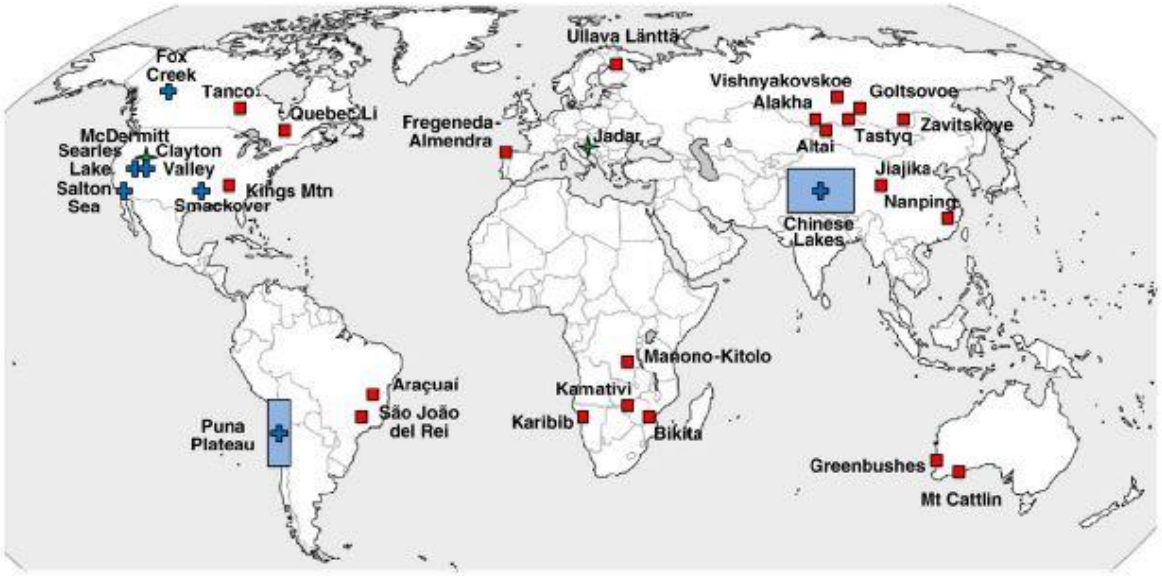


Figure I-15: Répartition mondiale des gisements classe mondiale de minéraux lithinifères (carrés rouges) et des dépôts de saumûres lithinifères (croix bleues), d'après Kesler et al. (2012). Les rectangles associés aux gisements du plateau Puna et des lacs chinois représentent la distribution géographique des salars.

Par conséquent, il est devenu indispensable à l'échelle européenne de répondre aux besoins des principaux acteurs (grands groupes consommateurs de lithium métal et des composés dérivés) et de pallier les monopoles chinois, américains et sud-américains sur l'exportation des composés chimiques transformés du Li. Pour ce faire, la découverte des nouveaux gisements de type LCT est primordiale pour à la fois pallier les fluctuations du marché et favoriser la concurrence. Ces nouvelles découvertes passent premièrement par la compréhension de districts connus.

C'est dans cette continuité que ce projet de thèse s'inscrit : comprendre la mise en place des pegmatites lithinifères connues à travers la chaîne Varisque de manière à définir des métallotectes exportables à la découverte de nouveaux gisements à spodumène, pétalite et/ colombo-tantalite.

I.3.b) Le césium

D'après l'USGS (2004), le marché du Césium est petit et la quantité de césium consommé aux Etats-Unis ne dépasse pas 25 000 kg/an (chiffre estimée en 2003). La consommation ne

serait guère plus élevée dans le reste du monde. Par conséquent, les données disponibles sur le césium sont très faibles. Les utilisations du Césium sont très restreintes et spécialement dédiées à la conception des horloges atomiques (i.e. horloge au césium utilisée comme standard international des systèmes de comptabilisation du temps) et utiliser comme lubrifiant pour les mèches de forage, dans l'exploration pétrolière. D'après l'USGS (2015), le prix pour 100 grammes de 99,98 % (forme métallique) Cs est fixé à 2020$ (prix estimé en 2013).

Le principal minerai du césium est la pollucite. ($CsAlSi_2O_6$), rencontré uniquement dans les pegmatitiques de type LCT les plus évoluées, en association avec le spodumène ou la pétalite, la lépidolite et les tourmalines lithinifères (e.g. London, 2008). La concentration en Cs dans la croûte avoisine 3 ppm. Cette concentration atteint ~ 6 ppm dans les granites. Le Cs est très soluble (i.e. compatible) dans les liquides hypersilicatés (> 68% SiO_2). Par conséquent, la teneur en Cs doit être très élevée pour saturer le magma en pollucite aux conditions magmatiques (~ 700°C), London (2008). D'après London et al. (1998), la concentration en Cs doit atteindre ~ 40 000 ppm dans les magmas granitiques hydratés pour que la pollucite puisse cristalliser.

La grande majorité de corps magmatiques felsiques n'atteignent pas ce degré de fractionnement, et la plupart du temps, le Cs est dispersé dans les micas au dernier stade de la consolidation. Par conséquent, il n'existe que très peu de pegmatites riches en pollucite.

La pegmatite de Tanco (Bernic Lake, Manitoba) est le plus gros gisement mondial de pollucite. La pollucite a été extraite comme sous-produit des minerais de Li (i.e. spodumène) et de Ta (e.g. tantalite et wodginite). D'après l'USGS (2015), les réserves atteignent 120 000 t de pollucite, avec des teneurs variant de 5 % à 32 % de Cs_2O (la teneur de coupe étant fixée à 23 % de Cs_2O) En 2003, la mine de Bernic Lake produisait entre 5 000 et 10 000 kg/an de Cs_2O, et détenait 82 % des réserves mondiales de la pollucite. Le Zimbabwe (~ 60 000 t de pollucite) et la Namibie (~ 30 000 t) détiennent les 2ème et 3ème plus grosses réserves de Cs au monde. Associées aux saumures, de plus faibles concentrations de Cs sont connues au Chilie et en Chine. En revanche, ces réserves de Cs ne font pas l'objet d'une exploitation.

Depuis 2013, la mine de Tanco est fermée pour cause de maintenance suite à plusieurs effondrements successifs. D'après l'USGS (2015), la compagnie Cabot Corporation s'est assurée d'augmenter sa production de minerai de Cs pour assurer l'approvisionnement mondial pour quelques années au cas où les travaux miniers ne pourraient pas reprendre.

Bien que la consommation du Cs ne soit pas celle du lithium ou du tantale, près de 82% de la consommation mondiale provient d'une seule mine, actuellement à l'arrêt pour maintenance. Le césium n'étant pas recyclé, il devient urgent de mettre à jour de nouveaux gisements. Comme mentionné précédemment, ce sont vers les pegmatites granitiques de type LCT qu'il faut se tourner.

I.3.c) Le tantale

1) la production mondiale de tantale

Plus de 96 espèces minérales porteuses de Ta ont été répertoriées dans la littérature (e.g. Audion & Piantone, 2011), dont 85 porteuses de Ta sous sa forme de pentoxyde de tantale Ta_2O_5. Seule une dizaine présente une teneur significative en Ta_2O_5. Les substitutions du Nb et du Ta sont nombreuses. La composition des minéraux du groupe de la colombo-tantalite varie entre le pôle colombite (Nb_2O_5) et le pôle tantalite (Ta_2O_5). Le principal minerai du tantale est la tantalite (i.e. (Fe, Mn) Ta_2O_5). La microlite (i.e. $(Na, Ca)_2$ Ta_2O_6 (O, OH, F))) ou encore la wodginite (i.e. (Ta, Nb, Sn, Mn, Fe) O_2) sont communément rencontrées. Ces oxydes de tantale représentent la forme la plus courante du tantale. Le prix du tantale est basé sur le prix au kg du pentoxyde de tantale, sous la forme Ta_2O_5. Entre 2015 et début 2016, le prix moyen varie de 327 à 170 €/kg selon les sources (e.g. chiffres disponibles sur www.snl.fr et www.mineralinfo.fr, fiche de criticité du tantale - rapport publique). A titre d'exemple, les concentrés de tantalite en circulation sur le marché international contiennent en moyenne 30 % de Ta_2O_5. La concentration minimale pour garantir un intérêt économique est fixée à 20 % de Ta_2O_5, d'après le Tantalum-Niobium International Study Center (i.e. TIC, http://tanb.org/).

Les associations du Ta avec les silicates ou les carbonates sont plus rares et ne font pas l'objet, à notre connaissance d'exploitation minière.

La production minière de tantale raffiné a été estimée en 2013 entre 1100 et 1300 t (e.g. USGS, 2015 ; BRGM, 2015). Les mines artisanales du Rwanda représentent à elles seules 44,5 % de la production mondiale. Le République Démocratique du Congo est le 2ème producteur avec plus de 19 % du tantale mondial extrait de ses mines artisanales. Le Brésil est 3ème du classement avec seulement 7,7 % de la production mondiale (e.g. Audion & Piantone, 2011).

Les oxydes de tantale se concentrent dans 5 types de gisements principaux : 1/ les pegmatites de type LCT, présentées au début de ce chapitre, 2/ les granites hyperalumineux de type LCT, également présentés en amont, 3/ les complexes carbonatites auxquels les terres rares

rares viennent s'ajouter, 4/ les placers qui correspondent majoritairement à la concentration du Ta en aval de granites et/ou de pegmatites LCT altérés et enfin 5/ les complexes intrusifs alcalins.

Parmi les plus gros gisements de tantale, on compte les pegmatites de type LCT de Greenbushes et de Wodgina en Australie, depuis lesquelles 77,5 et 61,2 kt de Ta_2O_5 ont été extraites. En Afrique, les pegmatites LCT localisées dans la région de Marropino font partie du top 10 des plus gros gisements mondiaux de tantale avec environ depuis lesquelles 4,1 kt de tantale ont été extraites. L'exploitation de ces trois gisements s'arrête progressivement depuis 2009.

À ce jour, le Brésil détient le plus gros gisement de tantale avec quelques 104 kt de Ta_2O_5 en réserve. Le tantale est exploité en sous-produit de l'étain concentré dans un granite alcalin.

En France, l'extraction du tantale s'effectue en sous-produit du kaolin en coupole du granite à éléments rares de Beauvoir (03). Environ 55 t de concentré de tantale seraient extraites chaque année, avec une teneur en Ta_2O_5 d'environ 10 % (Roskill, 2009).

Concernant les réserves, le classement s'inverse totalement. Effectivement, l'Australie évincée du podium de la production mondiale depuis 2009, détient les plus grosses réserves de Ta_2O_5 avec près de 49 % des réserves mondiales, le Brésil est 2ème avec environ 26 % des réserves. En revanche, les réserves en Ta_2O_5 contenues en Afrique Centrale (e.g. Rwanda, RD Congo, Nigéria) ne représentent que 2 % des réserves mondiales.

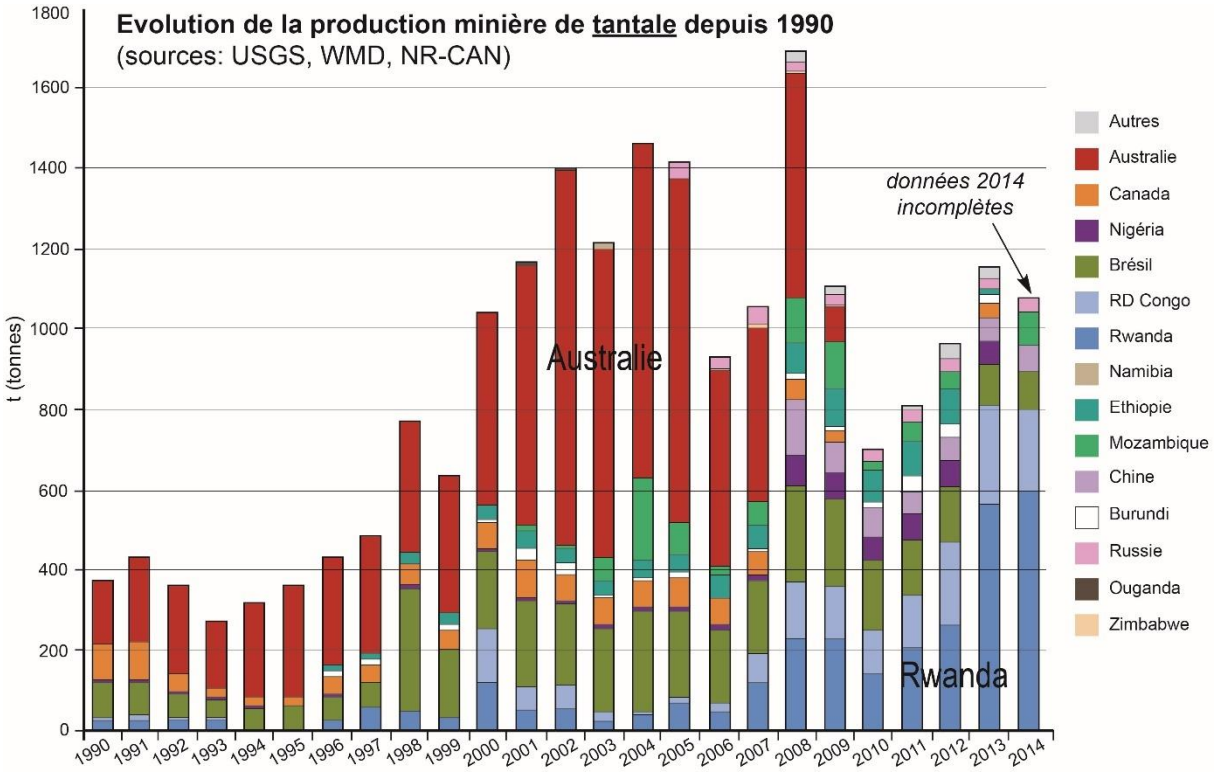


Figure I-16: Evolution de la production minière de tantale depuis 1990, jusqu'à 2014. Notez le transfert brutal de la production depuis l'Australie vers l'Afrique Centrale et la région des grands lacs à partir de 2009. Données disponibles sur www.mineralinfo.fr.

Le marché mondial du tantale a largement été dominé par l'Australie, le Brésil et le Canada pendant près de 20 ans (Fig.I-16). Depuis 2009, suite à la fermeture des exploitations de Greenbushes et Wodgina(Australie) et de Bernic Lake (Canada), on assiste à un transfert progressif de la production depuis l'Australie vers la région des grands lacs en Afrique centrale. Le Rwanda et la RD du Congo sont les principaux pays producteurs du tantale (Fig. I-16).

Au contraire du Li, les données relatives à la production et à la consommation du tantale sont plus difficilement estimables. Effectivement, une grande partie de son exploitation est artisanale et est concentrée dans la région des grands lacs, en Afrique centrale. Le tantale est malheureusement connu comme un minerai dit de sang. Au même titre que le tungstène et la cassitérite, l'exploitation du tantale a financé jusqu'à 75 % des groupes armés en République Démocratique du Congo (cf. Audion & Piantone, 2011). Environ 35 % des profits réalisés par l'état congolais revient aux groupes armés. Ces chiffres sont vivement discutés par certains chercheurs et experts (cf. lettre ouverte publiée en 2014 sur le site Safari https://safarichizungu.wordpress.com/ pour lutter contre les idées reçues associées aux minerais de sang).

L'augmentation du cours du tantale a favorisé le développement de ce marché artisanal parallèle donc moins cher. Le marché mondial approvisionné à 50 % par la production artisanale africaine a eu raison des mines australiennes et canadiennes notamment. Depuis 2009, malgré la concentration de près de 50 % des réserves mondiales sur son territoire, l'Australie ne produit plus de tantale.

Depuis l'instauration de la loi Dodd-Frank aux Etats-Unis, les sociétés américaines doivent attester l'origine du minerai du tantale afin de limiter le marché des minerais dits de sang. Une loi similaire est en cours de préparation au sein de la commission européenne. L'instauration de cette loi a eu pour effet de relancer l'exploitation et l'exploration des gisements primaires de tantale. L'exploitation de ces gisements dits primaires représentait 60 % de la production mondiale.

À ce jour, de nombreux projets sont en cours de faisabilité : le gisement de Ghurayyah en Arabie Saoudite classé 2ème plus gros gisement du monde (derrière celui de Pintinga, au Brésil) avec plus de 96 kt de tantale, le gisement de Nechalacho au Canada, classé 3ème avec près de 76 kt de tantale. De nombreux projets sont aussi en cours de faisabilité en Egypte, avec le gisement d'Abu Dabbab et au Malawi avec le gisement de Kanyika.

Depuis l'arrêt de la production dans les mines de Wodgina, de Greebsuhes et de Marrupino au Mozambique, très peu de pegmatites de type LCT font l'objet de travaux d'exploration. D'après les données disponibles sur le site de la snl (www.snl.com), seuls les gisements de Taghawlor, en Afghanistan et de Jiajika localisé dans la province du Sischuan en Chine font l'objet de travaux d'exploration. Toutefois, le tantale est extrait en sous-produit du lithium et du niobium. Les volumes associés de tantale ne dépassent pas 4200 et 2600 t, respectivement.

2) les utilisations du Tantale

Le tantale est extrait principalement sous la forme de pentoxyde de tantale est toutefois utilisé sous différentes formes. En 2012, la répartition des usages du tantale démontre que près de 40 % du tantale raffiné dans le monde est utilisé dans l'électronique et plus particulièrement dans la conception des condensateurs miniaturisés. Les superalliages représentent 19 % du marché suivis des cibles de pulvérisation (12 %) et des composés chimiques (10 %). La consommation en 2012 est estimée à 1680 t/an de tantale (e.g. Audion & Piantone, 2011).

Le tantale est utilisé là encore majoritairement sous forme d'oxyde de tantale (Ta_2O_5) ou en fine couche dans les condensateurs. Les propriétés du tantale sont telles qu'une fine couche de

pentoxyde de tantale permet d'abaisser le volume, d'augmenter la robustesse du condensateur et de garantir son utilisation entre - 55 et + 125°C (e.g. Audion & Piantone, 2011). Les condensateurs miniaturisés sont principalement utilisés pour l'électronique de bureautique à savoir, les ordinateurs et les téléphones portables. À titre d'exemple, les téléphones portables concentrent environ 22 condensateurs, soit environ 0,44g de tantale (e.g. Audion & Piantone, 2011).

Quatres compagnies se partagent le marché du concentré de tantale ; la compagnie Allemande H.C Starck GmhH, la compagnie brésilienne CIF, la compagnie américaine Cabot Corb, et les compagnies chinoises Ningxia Non-ferrous metals Import et Export Corps. À elles quatre, elles consomment 85 % des concentrés de tantale qu'elles redistribuent sous forme de matières affinées. En France, il n'existe pas de producteur de tantale raffiné. En revanche, des industries telle que Exxelia Tantalum (ex Firadec) basée à St Nazaire, sont dépendantes de l'importation de ces produits raffinés (e.g. poudres de tantale) pour la conception de leurs condensateurs. Les industriels français de l'aéronautique et de la défense (e.g. Thalès, Airbus, Safran) participent également à la consommation des superalliages au tantale.

Au contraire du Li, la diversité des gisements de tantale est plus large. Néanmoins, l'effondrement des cours, la production artisanale du minerai de tantale dans la région des grands Lacs et la fermeture des mines de Greenbushes, Wodgina, Tanco et Marrupino ont participé à l'augmentation de la criticité du tantale. Le minerai de tantale extrait depuis les mines artisanales localisées en RDC et au Rwanda alimente près de la moitié du marché mondial. Toutefois, la mise en application de la loi Dodd-Franck a pour but de limiter l'approvisionnement en tantale depuis ces régions géopolitiquement instables (vivement disputée en Afrique, cf. lettre ouverte publiée en 2014 sur le site Safari). Par conséquent, il devient indispensable que de relancer la prospection et/ou l'exploitation des gisements primaires de type LCT, afin de combler la diminution du volume de minerai de tantale en provenance de la région des grands lacs. Les pegmatites de type LCT ont fourni des volumes historiques de concentrés de tantale. Leur répartition géographique là encore permettra d'assurer la concurrence, l'approvisionnement et la sécurisation du marché.

II. Approche spatiale statistique

La distribution spatiale - 2D - des pegmatites à éléments rares de type LCT

Essaim d'étoiles massives « Westerlund 1 » à 16 000 années lumières. Photo receuillie par le VLT Survey Telescope, en 2013

Mise en contexte

Avant d'étudier les mécanismes physiques et/ou chimiques impliqués dans la mise en place des champs de pegmatites à éléments rares, il est nécessaire de connaître le caractère de la distribution spatiale des occurrences minéralisées. Pour ce faire, une étude spatiale statistique a été réalisée sur les champs des Monts d'Ambazac (Massif Central français) et de Barroso - Alvão (Nord Portugal).

L'objectif étant – à l'aide d'outils statistiques (e.g. distance euclidienne, estimation par noyau, distance au voisin le plus proche, la fonction K de Ripley) – d'analyser la distribution d'une population de points, tels que les pegmatites sur une surface en 2D. Cette répartition spatiale d'un jeu d'individus (i.e. pegmatites dans notre cas) dépend d'une multitude de facteurs qui dans notre cas correspondent au contexte tectonique de mise en place ; aux propriétés physico - chimiques des magmas ; au niveau d'érosion, à la nature des roches encaissantes ou encore aux drains que constituent les failles pour l'ascension des magmas pegmatitiques.

De manière à être le plus exhaustif possible, chaque point (i.e. pegmatite) de notre jeu de données a été associé à un ensemble d'attributs quantitatifs (i.e. extension, puissance, orientation, pendage) et qualitatifs (i.e. assemblage minéralogique, type de pegmatite, nature des contacts avec l'encaissant).

La répartition spatiale de ces pegmatites a été comparée aux autres données linéaires de *type failles*, ou encore surfaciques de *type lithologies*. Cette comparaison de la répartition spatiale des différents jeux de données (i.e. pegmatites, failles, lithologies) nous a permis de mettre en évidence des distributions spatiales dites anormales (i.e. DSA), sujettes à un contrôle externe ou des distributions dites normales (i.e. DSN) qui ne dépendent d'aucun paramètre intégré dans l'analyse spatiale statistique.

La méthodologie globale appliquée à ces deux sites d'études est explicitée à la suite de cette introduction. Les résultats obtenus sur les Monts d'Ambazac ; qui ont fait l'objet d'une publication scientifique seront ensuite présentés. Enfin, les résultats de l'analyse spatiale statistique réalisée sur le site Barro-Alvão par David Silva, lors de son stage de master 2 au sein du BRGM seront discutés.

II.1. La méthodologie globale appliquée à l'analyse spatiale statistique

II.2.a) Domaines d'application de l'analyse spatiale statistique

La généralisation des Systèmes d'Information Géographiques (i.e. SIG) a permis le développement des analyses spatiales statistiques. Les nombreux outils disponibles dans ces SIG permettent d'interroger les configurations spatiales en 2D de jeux de données – au préalable géoréférencés (système de projection + datum) - qu'elles soient linéaires, surfaciques, ou ponctuelles. Ces outils permettent à la fois d'estimer des orientations préférentielles, calculer les aires de surfaces d'intérêt, extraire la densité de points en une coordonnée (x et y) ou encore d'estimer les distances entre deux populations. Bien que l'analyse spatiale statistique soit ici, utilisée pour discriminer des relations spatiales entre des structures tectoniques, des lithologies et des intrusions minéralisées, cette méthode est depuis bien longtemps utilisée dans les domaines tels que l'écologie (e.g. Haase, 1995; Perry et al., 2006) ou encore l'urbanisme (e.g. Marcon & Puech, 2003 ; Sabet Sarvestani et al., 2011). Au contraire de la géostatique, développée par Matheron (1963), les données spatialisées ne sont pas interpolées afin de modéliser les fonctions auxquelles les variables régionalisées répondent. Ces données sont seulement interrogées par l'intermédiaire d'outils statistiques (e.g distance euclidienne, estimation par noyau) afin d'en extraire des caractéristiques quantitatives et qualitatives supplémentaires (e.g. indices miniers spatialement reliés à une orientation préférentielle de failles, présence de filons hydrothermaux à Sn-W à proximité des plutons granitiques supérieurs à 20 km², anomalie géochimique en Au située à moins de 200 m d'une faille E-O et à moins de 2 km d'un pluton granitique).

L'analyse spatiale statistique ne doit pas être confondue avec l'analyse logique prédictive. Au contraire de l'analyse spatiale statistique qui interroge seulement la configuration spatiale d'une population d'individus par rapport à une autre à l'aide d'outils statistiques, l'analyse prédictive se base également sur le poids des valeurs attribuées à chaque individu d'une population afin d'évaluer, la probabilité la plus élevée que le phénomène étudié se produise. Les modèles prédictifs sont préférentiellement utilisés dans la prédictivité des risques naturels, financiers ou encore sociétaux. Ils sont également très utilisés en géologie pour définir des zones dites favorables à la présence d'un gisement (e.g. Carranza, 2009 ; Cassard et al., 2008 ; Knox-Robinson &Groves, 1997 ; Porwal et al., 2010). Ces modèles sont basés sur des connaissances au préalable acquises et peuvent faire suite à une analyse spatiale statistique (e.g. *expert-driven* ou *data-driven* analyses, Porwal et al., 2003).

II.1.a) Principe général de l'analyse spatiale statistique

L'objectif premier de l'analyse spatiale statistique est de déterminer le caractère de la distribution spatiale d'une population d'individus. Pour ce faire, quelques étapes clés ont été appliquées à chacun des sites d'études :

(1) Calculer la valeur de la distance au voisin le plus proche (i.e. plus connue sous le nom de *DNN value*). Cette valeur est obtenue en déterminant les distances euclidiennes respectives entre chaque point du jeu de données et son voisin le plus proche.

(2) Calculer l'indice *R* correspondant au rapport de la valeur de la distance au voisin le plus proche calculée (i.e. $\overline{r_O}$) sur celle estimée (i.e. $\overline{r_E}$). Ce rapport décrit par Clark & Evans (1954) est indispensable pour déterminer le comportement de la répartition spatiale. Cet indice *R* présente une gamme de valeurs comprises entre un minimum de 0 et un maximum de 2,1491 correspondants à une répartition à motif hexagonal compact. Plus simplement, ces valeurs traduisent respectivement une distribution « regroupée » et une distribution « dispersée » du jeu de données. Au contraire de ces deux extrêmes, les valeurs de *R* avoisinant l'unité traduisent une répartition spatiale aléatoire des individus, dite normale.

(3) Calculer la fonction *K* de Ripley et sa dérivée *K'* définit par Ripley (1977). Cette fonction ; complémentaire de l'analyse des distances au voisin le plus proche a le mérite de traquer les déviations depuis une distribution spatiale aléatoire et d'être adaptée à toutes les échelles d'observations. Cette fonction, principalement utilisée par les bio- et écologistes (e.g. Haase, 1995; Rozas et al., 2009; Kiskowski et al., 2009) exprime le nombre moyen de points voisins (e.g. pegmatites) se trouvant à une distance maximale r.

Après le calcul des indices *R* et de *K'*, nous possédons un bon aperçu du mode de distribution spatiale des objets étudiés. Si cette répartition est aléatoire, l'analyse statistique spatiale s'arrête là, il n'existe aucun contrôle structural ou lithologique contrôlant la répartition spatiale des objets étudiés. En revanche, si ces objets présentent une répartition anormale, dispersée ou regroupée, de nouveaux tests statistiques doivent être établis pour déterminer les facteurs qui contrôlent cette répartition 2D.

1) Distances euclidiennes

De manière à utiliser les informations contenues dans nos bases de données, le rôle des structures, des contacts et des surfaces lithologiques sont testés un par un. Une des premières méthodes statistiques pour déterminer leur degré d'implication est de comparer la répartition spatiale de ces objets avec celle des individus d'intérêt. Prenons par exemple un jeu de données linéaires, de type failles (cf. Fig.II-1).

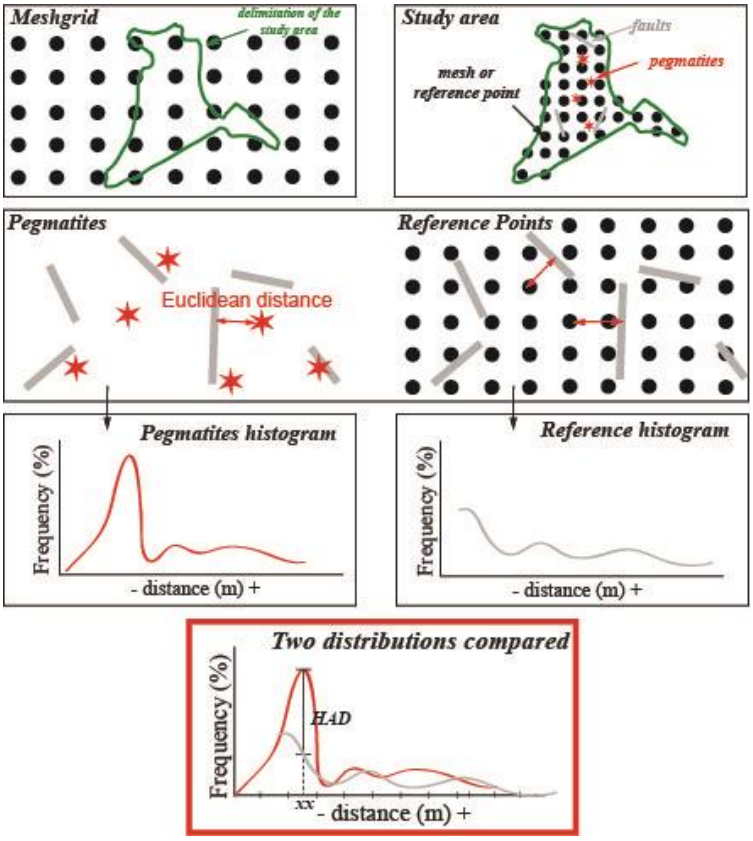


Figure II-1: Représentation schématique de la méthode d'analyse spatiale statistique basée sur le calcul des distances euclidiennes entre les individus dits d'intérêt et les structures avoisinantes dans une zone d'étude prédéfinie.

Les distances séparant les failles des points dits de référence, constituant le maillage sont calculées. À partir de ces distances, nous pouvons construire l'histogramme de référence correspondant à la répartition fréquentielle des individus en fonction de la distance. La dimension de l'intervalle est définie d'après la valeur minimale calculée (i.e. distance en mètres).

La même opération est réalisée pour les individus dits d'intérêt et le jeu de données linéaires. Enfin, la superposition de ces deux distributions permet d'identifier de faibles anomalies de distribution ; qui correspondent à des rapports de fréquence compris dans l'intervalle] 1,2 - 1,5] et de fortes anomalies de la distribution ; correspondant à des rapports de fréquence > 1,5.

2) L'estimation par noyau (ou densité de Kernel)

Dans bien des cas, la distribution des individus d'intérêt est non linéaire et hétérogène. Par conséquent, le nombre d'individus d'intérêt par unité de surface, c'est à dire la densité, doit être estimée en tout point du maillage couvrant la zone d'étude. Pour ce faire, nous avons utilisé une méthode non-paramétrique d'estimation de la densité de probabilité d'une variable aléatoire, ou plus communément appelée densité de Kernel (e.g. Silverman, 1986). Cette méthode est basée sur une fonction de pondération (i.e. noyau) définit par les propriétés suivantes : (i) non-négative, (ii) de valeurs réelles, (iii) uniforme et (iv) l'intégral que définit son jeu de données doit être égal à 1.

Prenons là encore un exemple (cf. Fig.II-2). Si l'on veut comparer la répartition d'un jeu de pegmatites en fonction de la densité de failles, nous devons premièrement calculer les densités de failles en tout point du maillage.

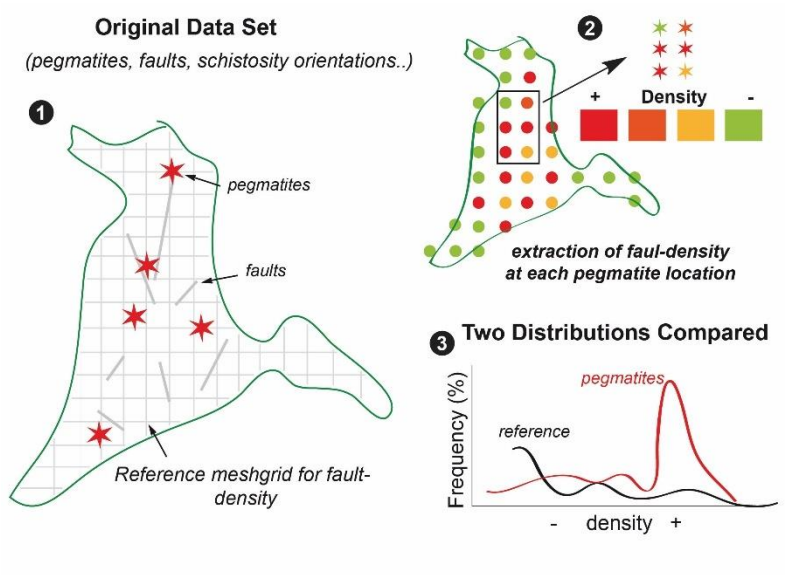


Figure II-2: Représentation schématique de l'analyse spatiale statistique basée sur l'estimation par noyau (i.e. densité de Kernel). Dans l'exemple choisit, la valeur de densité de failles est extraite aux coordonnées x et y de chaque pegmatite. Les distributions de référence et d'intérêt sont par la suite comparées pour souligner les éventuelles anomalies de la distribution.

Cette cartographie des densités constitue notre distribution de référence. Dans un second temps, les densités de failles précédemment calculées sont extraites aux points de coordonnées x et y correspondantes aux pegmatites. Ces densités constituent notre distribution d'intérêt. De la même manière que pour les distances euclidiennes, nous construisons les deux histogrammes ; de référence et d'intérêt, correspondants à la répartition fréquentielle des individus en fonction de la densité de noyau. Enfin, nous superposons les deux histogrammes afin de déterminer les anomalies de la distribution.

II.2. La répartition spatiale des pegmatites LCT des Monts d'Ambazac (Massif Central français)

II.2.a) Contexte géodynamique

À la fin du Cambrien (~ 540 Ma), début Ordovicien (~ 480 Ma), le démantèlement du supercontinent Gondwana fait suite à une phase d'extension qui donnera naissance au proto-océan Centralien (i.e. partie occidentale de la Téthys). Durant cette période d'océanisation, les protolithes de l'Unité Inférieure des Gneiss vont se déposer et les granites calco-alcalins, marqueurs du rifting continental à l'origine des orthogneiss du Thaurion notamment, vont se mettre en place.

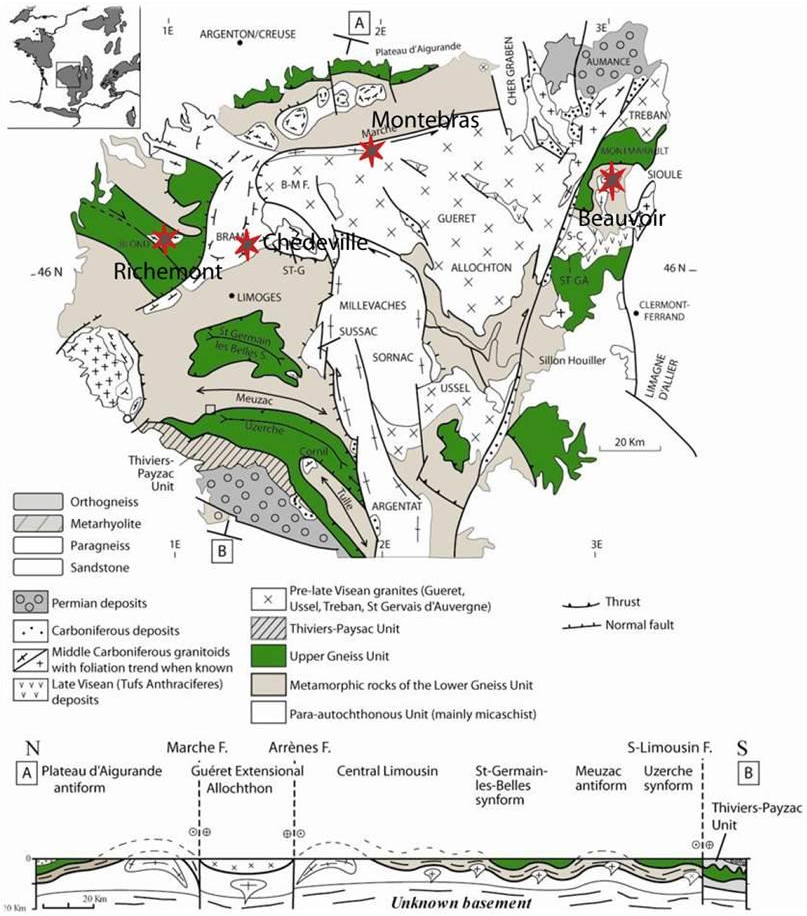


Figure II-3: Carte géologique simplifiée du Nord Massif Central modifiée d'après Faure et al. (2005). Une coupe géologique tracée suivant un profil A-B à travers la bordure nord du massif y est associée. Les différentes unités tectono-métamorphiques y sont également représentées. Les occurrences du magmatisme à éléments rares sont représentées par les étoiles rouges.

Vers la fin du Silurien (~ 415 Ma) et au début du Dévonien (~ 400 Ma), un changement dans le régime de contraintes s'opère. Une phase de convergence s'initie et aboutit à la subduction de la croûte océanique au nord du Gondwana, sous la plaque Laurussia. C'est lors de cet enfouissement que vont se développer les faciès de haute pression - haute température (i.e. éclogites du Limousin, Ledru & Autran, 1987).

Dans la continuité de cette convergence, la collision arc-continent débute à 380 Ma environ, au même titre que le magmatisme d'arc (e.g. diorites à hornblende, datées entre 379 et 355 Ma par Bernard-Griffiths, 1975) et l'empilement des nappes (de bas en haut: les unités méridionales paléozoïques, l'unité parautochtone micaschisteuse, l'unité inférieure des gneiss, l'unité supérieure des gneiss représentée par les gneiss quartzo-feldspathiques du Thaurion et enfin les unités épizonales de Génis, Thyviers- Payzac et la Gartempe).

La mise en place de ces diverses unités est favorisée par de grands chevauchements vers le Sud. Cet empilement produit le métamorphisme Barrovien (i.e. moyenne pression - moyenne température) jusqu'à atteindre l'anatexie, datée à 373 ± 6 Ma sur les migmatites de Lanneau notamment (Duthou et al., 1984). Cet âge est cohérent avec les âges obtenus sur les migmatites d'Aubusson - vestiges de l'anatexie à l'origine du massif de Guéret (Rolin et al., 2007, Fig.II-4).

L'anatexie partielle de la croûte continentale épaissie est à l'origine de la mise en place du Guéret à ~ 358 Ma (Berthier et al., 1979). Au Namuro-Westphalien (période Néo-varisque), l'extension tardi-orogénique amène les granites du Complexe de Saint-Sylvestre à se mettre en place par le développement de failles normales (e.g. faille de Nantiat), synchrones de la mise en place du granite de la Brâme (e.g. Mollier & Bouchez, 1982). Ces granites à deux micas d'origine crustale sont typiques d'un contexte géodynamique tardi-collisionnel. Plus récemment, de nombreux travaux concernant les relations entre épisodes de fusion partielle, intrusions granitiques et activation de grands accidents tectoniques (failles de la Marche, d'Arrène-Ouzilly, de Bourganeuf les zones de cisaillement de la Courtine et de Millevaches Nord) ont été publiés (e.g. Cartannaz et al., 2007 ; Gébelin, 2004 ; Rolin et al., 2009, 2014). Toutefois, la majorité de ces travaux sont focalisés sur les massifs de Guéret et de Millevaches respectivement situés au NE et SE du Complexe de Saint-Sylvestre. Un exemple de compilation est présenté en Fig.II-4. J'invite le lecteur à s'y référer pour mieux appréhender les relations entre tectonique et magmatisme dans le Limousin.

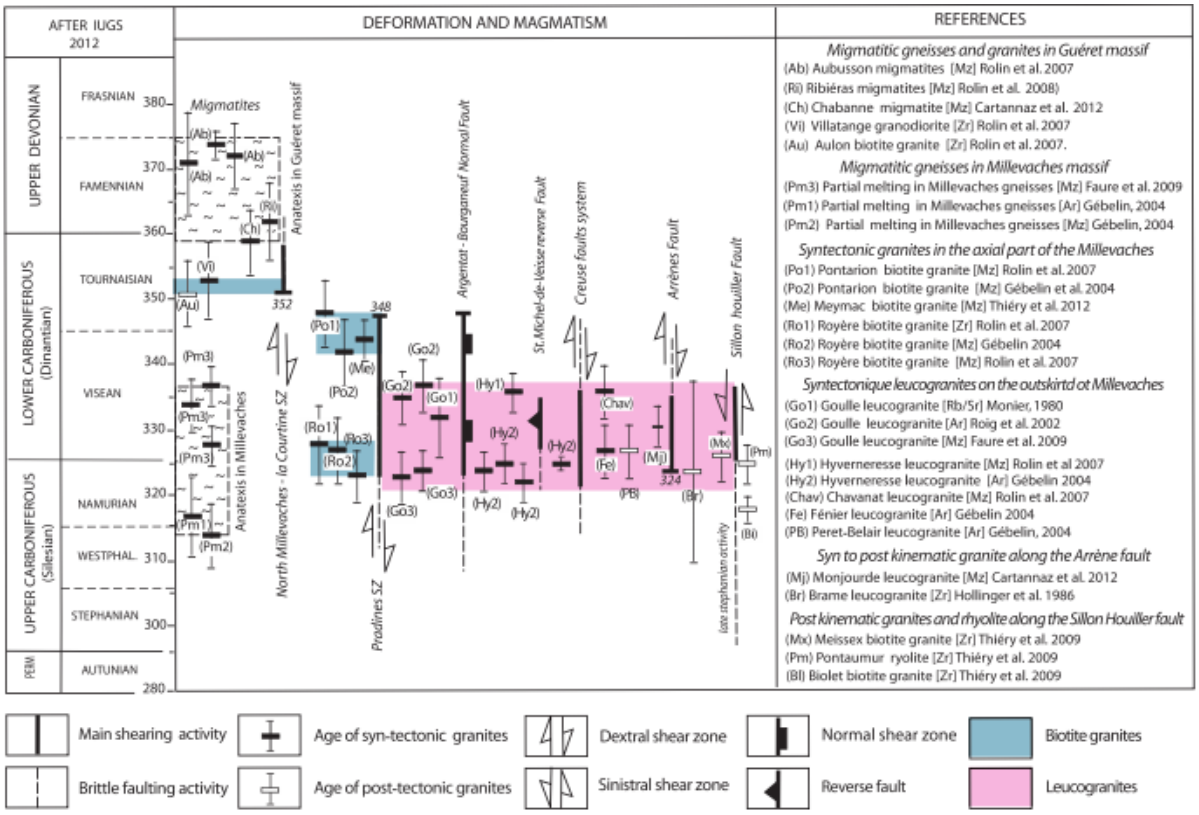


Figure II-4: Compilation des âges de fusion partielle et d'intrusions granitiques associées au Nord du massif de Millevaches réalisée par Rolin et al., (2014). Les intrusions syn- et post cinématiques ont été différenciées ainsi que les régimes de déformation (ductile vs. cassant).

Enfin, au Stéphanien, deux évènements magmatiques sont à l'origine de la minéralisation uranifère du Limousin : (i) les filons de lamprophyres et (ii) les filons de micro-granites. Ces filons recoupent les unités granitiques antérieures et leur mise en place est datée à 285 ± 10 Ma (méthode Rb/Sr sur roche totale par Leroy & Sonnet, 1976).

Toutefois, une des originalités du Nord-Ouest du Massif Central n'est pas uniquement sa richesse en minéralisations uranifères, mais aussi son magmatisme à éléments rares, daté à environ 310 Ma (e.g. Marignac & Cuney, 1999). Ainsi, différents corps intrusifs sont distribués sur la bordure Nord du Massif Central, d'Ouest en Est : la rhyolite de Richemont, les pegmatites LCT des Monts d'Ambazac, le granite de Montebras, le granite à lépidolite et topaze de Beauvoir et enfin le granite à topaze de Chavence.

II.2.b) Le complexe de St Sylvestre : encaissant granitique des pegmatites des Monts d'Ambazac

1) Organisation d'ensemble et forme tridimensionnelle

D'Ouest en Est, les massifs de Brâme, Saint-Sylvestre et Saint-Goussaud forment un complexe granitique d'environ 100 km² qui a fait l'objet de très nombreux travaux car hébergeant, l'un des plus grands districts uranifères français, *La Crouzille* (Fig.II-5). Durant toute la période de l'exploitation (de 1948 à 1995), de nombreux auteurs ont participé à la description minéralogique, géochimique, géochronologique et structurale de ce complexe granitique afin de mieux contraindre le modèle métallogénique uranifère.

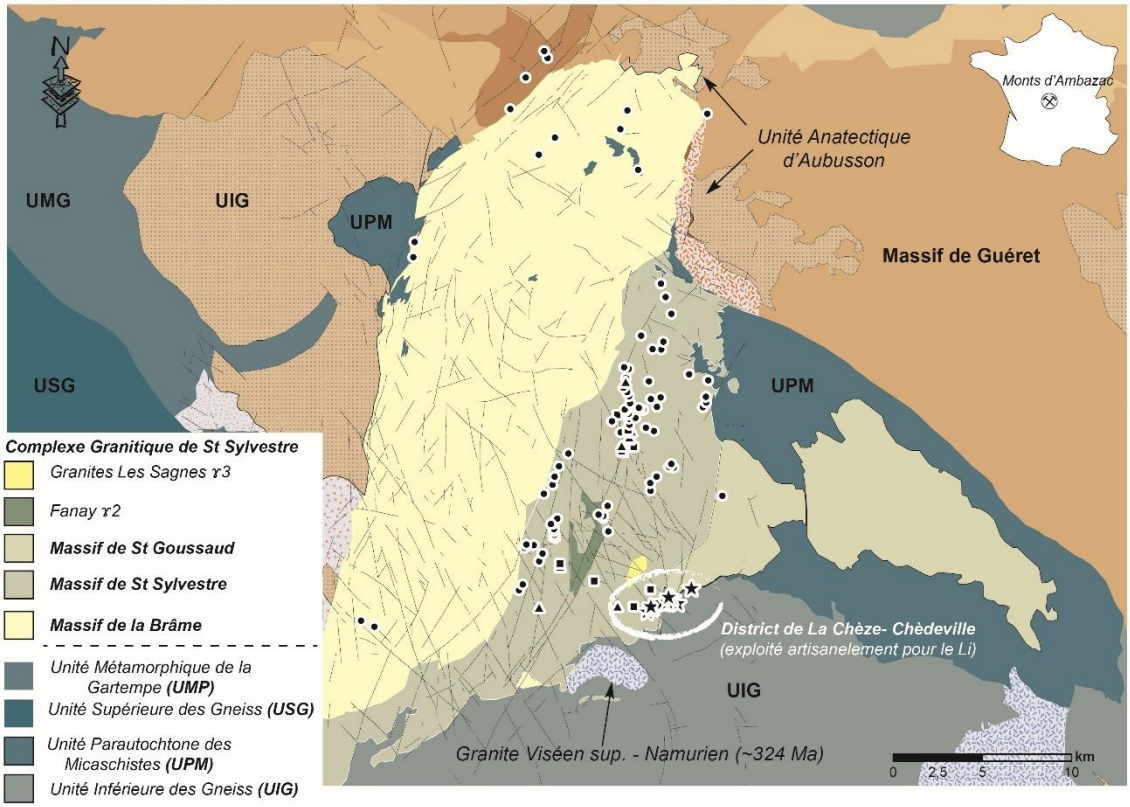


Figure II-5: Carte géologique simplifiée du Complexe Granitique de Saint-Sylvestre (Limousin, NO Massif Central). Les symboles noirs correspondent aux différents types de pegmatites affleurant dans le massif de Saint-Sylvestre. Ces derniers seront discutés ultérieurement dans ce chapitre.

L'apport des données gravimétriques a permis de démontrer la forme laccolitique du complexe (Audrain et al., 1989). Il s'agit d'une intrusion de faible épaisseur (en moyenne 2 km), injectée entre l'unité parautochtone et l'UIG. Seul le granite de Saint-Goussaud à l'Est, est encaissé dans le parautochtone (Fig.II-5). Le massif de Brâme est bordé à l'Ouest par la faille normale de Nantiat orientée NNO-SSE. Le contact structural entre ce massif et le massif de

Saint-Sylvestre est caractérisé par la faille dite de Noémie (orientée également NNO-SSE) et enfin, la faille de la RN20 de même orientation, qui vient recouper le massif de Saint-Sylvestre en plein cœur du district de *La Crouzille*. La faille normale de Nantiat a d'autant plus été étudiée qu'elle est impliquée dans de nombreux modèles de mise en place du laccolithe (e.g. Faure & Pons, 1991 ; Gébelin, 2004) tandis que, les contacts structuraux entre les massifs Brâme-St Sylvestre et les deux faciès granitiques du St sylvestre ont été mis en évidence lors de travaux miniers souterrains (données AREVA).

2) Structuration interne du Complexe Granitique de Saint-Sylvestre

La structuration interne du complexe granitique a été étudiée très en détails par Mollier & Bouchez (1982). Ils furent les premiers à proposer une carte d'orientation des structures et des foliations magmatiques à travers les massifs de Brâme, St Sylvestre et St Goussaud. De manière générale, l'étude des structures permet de mettre en relation la mise en place des granites avec la tectonique régionale à savoir, le fonctionnement des failles de Nantiat à l'Ouest (i.e. foliation magmatique verticalisée à son contact) et d'Arrènes-Ouzilly au Nord. Leurs travaux révèlent 2 orientations principales des foliations magmatiques. Une orientation NO-SE à pendage principalement subhorizontal, très bien représenté dans le massif de Brâme. La fabrique magmatique a enregistré la mise en place du laccolithe, injecté dans une pile de terrains métamorphiques (intercalés entre l'UPG et l'UIG) à foliation horizontale marquée et une faible linéation horizontale dirigée vers le NO. Une seconde famille de foliations magmatiques est aussi observable au cœur du complexe, orientée NNE et correspondant à la localisation des failles de Noémie et de la RN20. Quelques années plus tard, Nédélec & Bouchez (2011) ont interprété ces trajectoires de foliations magmatiques, délimitant les massifs de Brâme et St Sylvestre comme une importante zone de cisaillement normale dextre. Les mesures de foliations magmatiques E-O présentes sur la bordure Sud du complexe n'ont pas été prises en compte dans cette étude.

3) Pétrographie et géochimie des faciès granitiques : relations mutuelles

Comme mentionné précédemment, de nombreuses études pétrographiques et géochimiques ont été entreprises depuis les années 70 afin de caractériser les divers faciès présents dans le complexe granitique de St Sylvestre (e.g. Barbier & Ranchin, 1969 ; Burnol, 1974 ; Flageollet et al., 1974). Certaines différences géochimiques sont également observables à travers les données de sédiments de ruisseau analysés dans le cadre de l'inventaire minier national à partir des éléments tels que le Be, As ou encore P.

L'inventaire des données disponibles sur les faciès granitiques de la zone d'étude est illustré dans la Table II-1.

Faciès *«Localisation»* **CHIMIE**	**Minéralogie**[1]	**Taille de grain**[1]	**Structure**[1]	**K/Na**[2]	**Li (ppm)**[3]	**Be (g.t^{-1})**[3]
	[1] Flageollet et al. (1974) [2] Barbier & Ranchin (1969) [3] Burnol (1974)					
Type Brâme Calco-alcalin	Quartz- Anorthose- Oligoclase Biotite- Sillimanite	Moyen à grossier	Plannaire (verticale au contact de Nantiat)	2,5	100	5,4
Type St Sylvestre *«Margnac»* Calco-alcalin	Quartz- Orthose- Biotite- Muscovite- Sillimanite (résiduelle)	Moyen à grossier	Equante	1,8 - 2,5	200	10
Type St Sylvestre *«Bellezane»* Alcalin	Quartz- Orthose- Biotite- Muscovite	Moyen	Equante	1,8 - 2,5	200	> 10
Type St Sylvestre *«St Léger la Montagne»* Alcalin	Quartz- Microcline- Biotite- Muscovite	Moyen	Equante	1,5 - 1,8	300 - 800	> 20
Type St Goussaud Alcalin- sodique	Quartz- Albite- Muscovite- (Biotite)	Moyen	Equante	1,3 - 1,8	280 - 360	10 à 20
Type Châteauponsac *«Bonnac-La-Côte»* Alcalin	Quartz- Orthose- Biotite- Muscovite	Fin	Equante	1,5 - 1,8	< 200	> 20
Type Châteauponsac *«Fanay»* Calco-alcalin	Quartz- Orthose- Biotite- Muscovite	Fin	Equante	1,8 - 2,5	200	10
Type Châteauponsac *«Les Sagnes»* Alcalin- sodique	Quart- Orthose- Albite- Muscovite	Fin	Equante	1,3 - 1,5	> 800	> 20

Table II-1: Inventaire des données disponibles sur les différents faciès granitiques affleurant dans le complexe granitique de St Sylvestre, d'après Barbier & Ranchin (1969), Flageollet et al. (1974), et Burnol (1974).

Bien que le massif de St Goussaud soit régulièrement associé au faciès de St Sylvestre, il sera considéré dans cette étude comme un faciès à part entière, au regard des données pétrologiques et géochimiques. De la même manière, les faciès constituant ces trois massifs ne sont pas considérés comme leucocrates, le pourcentage d'éléments ferromagnésiens (e.g. biotite) estimé sur le terrain étant trop important (i.e. > 5 % sur roche totale).

D'après les données présentées dans la Table II-1, les trois granites constituant le complexe granitique de St Sylvestre se différencient par leur minéralogie (disparition de la biotite vers l'Est du complexe granitique) et par leur géochimie (magma de plus en plus sodique vers l'Est du complexe). De manière générale, la description des faciès qu'elle soit pétrographique ou géochimique a permis de mettre en évidence une évolution chimique du magma granitique lors de sa mise en place, de son extension latérale vers l'Est, et de sa cristallisation (i.e. augmentation de la teneur en éléments volatils tels que Li, Be). Le massif de Brâme se serait donc premièrement mis en place suivi des massifs de St Sylvestre et de St Goussaud. Le granite des Sagnes, le plus différencié serait le plus jeune du massif (comme en témoignent les teneurs élevées en Li et Be, Table II-1).

4) Géochronologie et contraintes sur la mise en place du complexe granitique

Duthou (1977) fut le premier à dater des échantillons du faciès type Brâme et type St Sylvestre, respectivement à 360 Ma et 325 ± 18 Ma par la méthode Rb/Sr sur roche totale. Par la suite, Holliger et al. (1986) ont publié un âge U/Pb sur zircon et monazite échantillonnés à la frontièresdes massifs de Brâme et de St Sylvestre, commun pour ces deux granites à 324 ± 4 Ma. Scaillet et al. (1996) ont daté le refroidissement du complexe granitique d'après la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur 2 populations de micas échantillonnées à travers les trois massifs. Les âges de fermetures enregistrés à 301, 305 et 308-314 Ma d'Ouest en Est ont été interprétés par ces mêmes auteurs comme les températures initiales présentes en profondeur suivant une section verticale, de bas en haut : 301 Ma enregistré dans le granite de Brâme, 305 Ma enregistré dans le granite de St Sylvestre et enfin 308 Ma enregistré dans le granite de St Goussaud. Par le jeu des failles postérieures à la mise en place du laccolithe, ces températures de fermeture auraient été exhumées. D'après Scaillet al. (1996), des taux d'exhumations différents auraient été impliqués pour justifier les 14 Ma nécessaires au refroidissement du massif granitique.

Plus récemment, une campagne de datation par méthode U/Pb sur zircon a été relancée pour discriminer temporellement chacun des faciès constituant le complexe granitique de St Sylvestre (Villaros et al., données non publiées). Deux âges fixés à 328,6 ± 3,4 Ma et 326, 6 ± 3,1 Ma ont été obtenus sur le granite de St Sylvestre. Le massif de Brâme a été daté à 324 ± 3 Ma, celui de St Goussaud à 336 ± 4,7 Ma et enfin le faciès à grain fin de Châteauponsac à 320,4 ± 4,4 Ma. L'âge obtenu sur le Brâme est cohérent avec celui de Holliger et al. (1986). Les âges obtenus sur le massif de St Sylvestre sont sensiblement les mêmes en tenant compte des barres d'erreurs > 3 Ma. En revanche, le massif de St Goussaud est plus vieux d'environ 10 Ma. Cet âge n'est ni cohérent avec le modèle thermique de refroidissement du complexe granitique proposé par Scaillet et al. (1996), ni avec la classification géochimique et temporelle des faciès granitiques proposée par Cheilletz et al. (1992). De plus, les données géochimiques des différents massifs soulignaient une différenciation du magma latérale vers l'Est (i.e vers le massif de St Goussaud). L'âge U/Pb de ce massif vient donc contredire cette différenciation chimique dans le temps. Enfin, le granite de Châteauponsac est décrit comme le plus jeune du complexe granitique, d'environ 5 Ma. Cet âge est cohérent avec le caractère intrusif de ce faciès dans le massif du Brâme. Malheureusement, aucune datation n'est disponible sur le faciès granitique de Fanay, intrusif dans le massif de St Sylvestre, orienté principalement N-S et affleurant majoritairement le long de la faille RN20.

A l'heure actuelle, aucune datation n'existe - à notre connaissance - sur le granite à éléments rares des Sagnes, en intrusion dans l'extrémité Sud-Est du massif de St Sylvestre. Il a été classiquement admis que ce dernier était à l'origine des pegmatites lithinifères affleurant dans le district de Chèdeville. L'une d'entre elles a été datée à 309 ± 0,9 Ma par Cheilletz et al. (1992). De ce fait, le granite des Sagnes et les pegmatites lithinifères du district de Chèdeville ont été rattachés temporellement à l'évènement magmatique à éléments rares qui a eu lieu à la fin de l'orogénèse Varisque (Marignac & Cuney, 1999), à laquelle sont rattachés également la rhyolithe de Richemont, les granites de Beauvoir, Montebras et de Chavance (cf. Fig.II-3).

II.2.c) Historique des Monts d'Ambazac et classification des pegmatites

Les pegmatites des Monts d'Ambazac furent exploitées majoritairement de façon artisanale pour le feldspath et le kaolin, indispensables à la fabrication de la porcelaine de Limoges durant le XIXème et le début du XXème siècle. Seules les pegmatites appartenant au district de la Chèze-Chèdeville ont été exploitées pour le lithium d'où, 7078 t de minerai (~ 50 t Li_2O) ont été extraites entre 1929 et 1938 (Sarcia, 1957). Malgré une exploitation économique limitée, les pegmatites des Monts d'Ambazac ont fait l'objet de toutes les attentions par les collectionneurs et les minéralogistes (e.g. A. Damour, F. Alluaud Aîné, A. Lacroix). De nombreuses espèces ont été décrites dans ces corps. Parmi elles, de nombreuses espèces phosphatées telles que l'alluaudite, la bertrandite, l'huréaulite, la triplite ou encore la dufrénite. Les topotypes de ces espèces minérales sont tous référencés dans les carrières de *Chanteloube* et de *Margnac*.

Plus d'un siècle plus tard, ces mêmes pegmatites ont été étudiées par Barbier (1970), Burnol (1974) et Patureau (1982). Le premier ayant mis en évidence des relations entre la géochimie des granites et la répartition des pegmatites, le deuxième ayant davantage travaillé sur la répartition du béryllium et plus particulièrement dans les pegmatites. Enfin, Patureau (1982) a proposé une étude complète sur les pegmatites de *Margnac* et du *Mas Barbu.* A l'issue de leurs travaux, une classification basée sur 3 ou 4 types de pegmatites (variable selon les auteurs) fut créée.

Les pegmatites ont été classées en trois types principaux, suivant des critères géochimiques majoritaires : (i) les pegmatites potassiques (i.e. type K), (ii) sodi-potassiques (i.e. type SK), (iii) sodi-potassique à terminaison sodolithique (i.e. SK- L) et enfin, (iv) sodolithiques (i.e. type SL).

Nb: La classe des pegmatites SK-L a été définie par certains auteurs (e.g. Burnol, 1974), mais les critères qui la définissent ne sont pas clairement indiqués.

Cette classification est basée à la fois sur des critères minéralogiques et géochimiques. Le résultat étant que la pegmatite de la *Vilatte Haute* par exemple (située au Nord de la commune de Chanteloube, en bordure de la RN20) est de type sodi-potassique dans la classification de Barbier (1970) et à terminaison sodolithique d'après Burnol (1974).

Plus récemment, les pegmatites SK- L et SL ont été subdivisées en 4 types, définis par des critères texturaux (Fig.II-6). Cette classification fait suite aux travaux des nombreux prospecteurs de béryls, actifs dans les Monts d'Ambazac. Le type 1 est défini par une texture graphique, le type 2 par une unité graphique associée à une unité à blocs, le type 3 est caractérisé par une unité graphique, une unité à blocs et le développement d'un cœur quartzeux et enfin, le type 4 similaire au type 3 mais avec en plus, le développement d'une unité de remplacement à albite majoritaire. Cette classification a été vérifiée pendant la première campagne de terrain qui a eu lieu en 2012 (stage M2, données non publiées). De ce fait, la base de données sur les pegmatites des Monts d'Ambazac a été construite en prenant en compte cette classification. C'est cette même base de données qui par la suite a été utilisée pour l'analyse spatiale statistique.

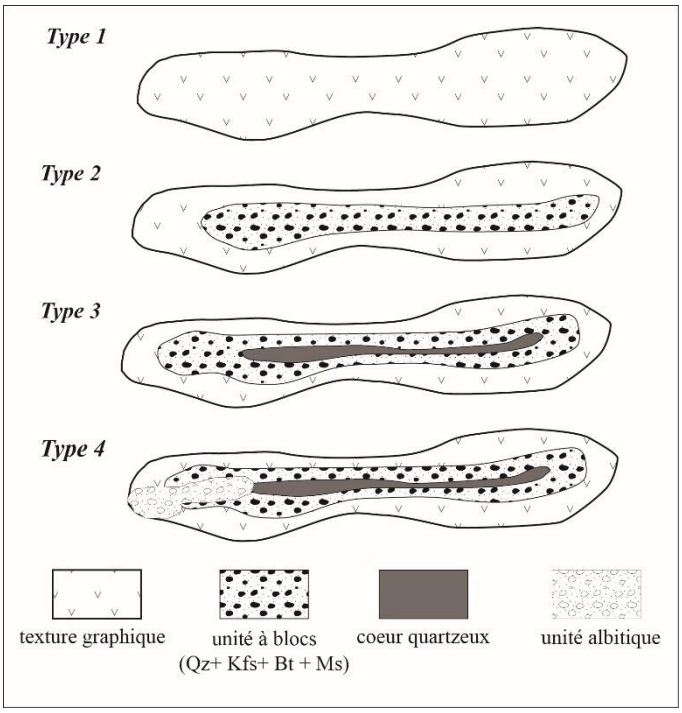


Figure II-6: Classification des pegmatites des Monts d'Ambazac d'après la structuration interne de chacun des types, d'après Vlassov (1952) et Collectif (2008).

Il est important de noter que plus d'une centaine de pegmatites a été répertoriée pour constituer une base de données solide. Cependant, un grand nombre de ces pegmatites n'est plus accessible à l'heure actuelle (remblais, construction de l'autoroute, effondrement des cavités). La base de données est donc en majorité construite à partir des indices répertoriés sur les cartes

géologiques, les travaux de thèse réalisés par Barbier (1970), Burnol (1974) et Patureau (1982), ainsi que par nos propres campagnes de terrain réalisées entre mars 2012 et avril 2013. La liste des pegmatites et leurs coordonnées cartographiques (x et y) sont disponibles sur les données électroniques supplémentaires. Dans le cadre de cette thèse, une quinzaine de corps pegmatitiques ont pu être visités et décrits. Un aperçu de certaines cavités est disponible sur la Fig.II-7.

Figure II-7: Liste non-exhaustive des cavités visitées sur le terrain. (a) entré de la cavité de Margnac II, (b) cavité souterraine de Chèdeville (c) accès à la pegmatite de Chabannes, (d) une des nombreuses galeries de la cavité de Chabannes, (e) paroi et cavité de la pegmatite du Mas Barbu fortement exposées à l'altération de surface et (f) paroi et entrée de la cavité de la Vilatte Haute. Les coordonnées de ces cavités sont disponibles sur le supplément électronique.

II.2.d) Article 1: "Spatial statistical analysis applied to rare-element LCT-type pegmatite fields: an original approach to constrain faults–pegmatites–granites relationships"

Les résultats de l'analyse statistique spatiale ont fait l'objet d'une publication scientifique. Celle-ci est présentée à la suite de cette section.

Spatial Statistical Analysis Applied to Rare-Element LCT-type Pegmatite Fields: An Original Approach to Constrain Faults–Pegmatites–Granites Relationships

Sarah DEVEAUD[1–3], Charles GUMIAUX[1–3], Eric GLOAGUEN[1–3], Yannick BRANQUET[1–3]

[1] *BRGM, ISTO, UMR 7327, 3 av. Claude Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans, Cedex 2, France*

[2] *CNRS/ISTO, UMR 7327, 1A rue de la Férollerie, 45071 Orléans, Cedex 2, France*

[3] *Université d'Orléans, ISTO, UMR 7327, 1A rue de la Férollerie, 45071 Orléans, Cedex 2, France*

Journal of GEOsciences – 2013 - (published)

Article reference: Deveaud, S., Gumiaux, C., Gloaguen, E., Branquet, Y., 2013. Spatial statistical analysis applied to rare-element LCT-type pegmatite fields: an original approach to constrain faults-pegmatites-granites relationships. *J. Geosci. 58, 163-182. Doi:http://dx.doi.org/10.3190/jgeosci.141*

Received: 22 March 2013; accepted: 14 June 2013; handling editors: D. London / P. Uher
Reviewers: M. Demartis / D. London

Abstract

The emplacement of LCT-type (Lithium–Cesium–Tantalum) pegmatite fields and their relationships with host rocks are commonly studied with petrographic, geochemical and isotopic analyses. Although these methods are efficient to understand the process of differentiation and/or enrichment in rare-elements during the crystallization of pegmatites, they are not appropriate to decipher, on field scale, the LCT pegmatites' emplacement. Here we apply a spatial statistical analysis to the LCT-pegmatites field of Monts d'Ambazac in the Saint Sylvestre Granitic Complex (Massif Central, France), in order to constrain and discuss spatial relationships between pegmatites, granites and faults. Various numeric variables (distance to the nearest neighbor, Ripley's L'-function, Euclidean distance, spatial density distribution, cluster analysis) have been computed to quantify both i) the spatial distribution of the pegmatite occurrences, including their grouping/scattering and aligning features, and ii)

the association of the pegmatites with individual rock types or structures. We show that a spatial relationship can be quantified between LCT-type pegmatites and ~N to NNE trending faults family; with 50 % of the pegmatite occurrences located less than 500 m away from one of these faults. This result is confirmed by the spatial relationships between the pegmatites distribution and the highest spatial density of this trend fault class. Moreover we demonstrate the high clustering rate of the pegmatites set. These clusters are preferentially oriented in the same N015° direction as the trend of the A class-faults, which is parallel to a large sheared corridor described in the central part of the study area. In contrast to analyses on relationships between faults and pegmatites, our results point out a lack of spatial link between each of the pegmatite subtypes and several potential granitic sources. We thus suggest that pegmatites were emplaced along A-faults trend. The development of these faults could have been favored by, and focused in, the central part of the granitic complex beforehand affected by a large shear-zone. These results reveal the efficiency and the utility of such a statistical approach to better constrain the LCT type pegmatites–faults–granites model. We think that such a methodology should be more systematically applied to the exploration of LCT pegmatite fields, particularly in poorly exposed domains.

Introduction

Rare-elements as Tantalum (Ta) and Niobium (Nb) are almost exclusively produced from giant Lithium Cesium Tantalum (LCT)-type pegmatites (e.g. Greenbushes, Wodgina, Tanco, Volta Grande ; Pollard, 1995). Other metals like Beryllium (Be), Cesium (Cs) and Tin (Sn) as well as industrial minerals (i.e. feldspars and quartz used in the production of ceramic) may be valuable by-products of rare-element pegmatite deposits exploitation (e.g. Černý, 1992). One specific common feature of pegmatite fields is the clustered distributions of the pegmatites bodies [e.g. among others, Black Hills, South Dakota (Norton & Redden, 1990), the Barroso–Alvão, Portugal (Lima, 2000 ; Martins et al., 2009), and the Fregenada – Almendra, Salamanca, Spain (Vieira et al., 2011)]**.** Up to now, studies dedicated to the genesis of LCT-type pegmatites, and to their relationships with the host rocks, were mainly based on mineralogy, petrology, isotope geochemistry (e.g. Li, O and Pb) and/or geochronology (e.g. U–Pb, Ar–Ar methods). Moreover, these studies were focused on peculiar pegmatites (e.g. Tanco, Bernic Lake Manitoba, Stilling et al., 2006 ; Van Lichtervelde, 2006) rather than on a whole pegmatite field. Trueman & Černý (1982) and, then, London (2008) proposed a theoretical genetic model highlighting the development of pegmatite fields in magmatic intrusion environments. This model implies that rare-element pegmatites are derived from

parental granitic sources with a chemical differentiation favored by two main processes: i) the enrichment in volatile elements (e.g. Li, Be, F) and ii) the increase of the fractionation degree and the enrichment in rare-elements (e.g. Li, Be, Rb, Cs, Nb–Ta, Sn...) with respect to the distance from the granitic source. In most cases, the parental magma corresponds to two-mica leucogranite emplaced during continental collision (e.g. Chappell & White, 1974; Černý et al., 2005).

This model is actually the most widely used for mining exploration of rare-metals-bearing pegmatites. However, it is noteworthy that several rare-metal pegmatite fields demonstrate neither evident genetic nor spatial association with granitic body (e.g. Göd, 1989 ; Kontak & Kyser, 2009 ; Demartis et al., 2011 ; Dill et al., 2012). In that case, a major controlling factor of LCT-type pegmatites appears to be the occurrence of regional shear-zones (e.g. Kontak et al., 2005 ; Dill et al., 2012). Emplacement models are then still matter to debate.

In order to better constrain processes involved in the development of LCT-type pegmatite fields, a first step is to characterize the spatial relationships between pegmatite bodies and surrounding structures and units. In this paper, we develop a spatial statistical approach applied to the LCT-pegmatite field of Monts d'Ambazac, located in the Saint Sylvestre Granitic Complex (SSGC, Massif Central, France, Raimbault, 1998). Indeed, the use of spatial analysis techniques, with the computation of various numeric variables (e.g. distance to the nearest neighbor, Ripley's L'-function, Euclidean distance, spatial density distribution, cluster analysis), allows quantifying both: i) the spatial distribution of the pegmatite bodies, including their grouping/scattering and aligning features, and ii) the overlap or proximity of the pegmatites with given rock types or structures (ductile shear zones, fault families, granite units). In order to highlight any potential spatial link between pegmatites and the surrounding structures *s. l.*, one must bring out abnormal spatial distributions of the pegmatites with regard to the cartographic outlines. Thanks to a good quality of the data sets, the Variscan Monts d'Ambazac pegmatite field constitutes an excellent case study to test such spatial statistics. It has the potential to constrain, in particular, the spatial relationships between recognized LCT-type pegmatites and the hosting-granites and fault zones. Data sources have included published papers, geological maps and unpublished PhD theses, which takes benefit from uraniferous mining works throughout the study area (*La Crouzille* district, Fig.II-8b; e.g. Friedrich, 1984; Cathelineau et al., 1990; Cuney et al., 1990). Various data sets have been homogenized and compiled in a Geographic Information System (GIS). Spatial statistics has

been undertaken in order to test: i) the spatial proximity between pegmatites and faults trace, ii) the overlapping between high fault-density areas and pegmatite bodies, iii) the spatial proximity between pegmatites and faults intersections, and iv) the spatial proximity and overlapping of the pegmatites with host-granites. Finally, cluster analysis of the pegmatite bodies is performed in order to map automatically the spatial average extension of each cluster and to compare their location and trend (i.e. the preferred strike alignment of the pegmatites) to the ones of the faults sets. Results of the statistical tests are further interpreted and discussed in terms of potential genetic links between pegmatites and various geological structures.

1. Geological setting and field observations

1.1. The Saint Sylvestre Granitic Complex

The Saint Sylvestre Granitic Complex (SSGC) is located in the northern part of the French Massif Central, and was emplaced during the Variscan orogeny at 324 ± 4 Ma (cf. Brâme-Saint Sylvestre facies; Holliger et al., 1986) during a regional NW–SE extension (Faure and Pons 1991). The 3-D geometry of the SSGC (Mollier & Lespinasse, 1985 ; Audrain et al., 1989) is a thin laccolith of 2–3 km in thickness which intruded both the paraautochton and the allochthonous lower gneiss units (Fig.II-8a). The SSGC is bounded by the Nantiat normal fault (Floc'h, 1983) and by the Arrènes–Ouzilly dextral shear zone (Mollier & Lespinasse, 1985) on its western and eastern edges, respectively. Besides, the granitic complex is crosscut by a 5 km wide, on average N20°E trending sheared corridor (Fig. 1a–b; Mollier & Bouchez, 1982 ; Mollier & Lespinasse, 1985 ;Cuney et al., 1990 ; Mollier & Lespinasse, 1985 ; Hottin et al., 1995). Based on magmatic foliations trends, these authors recognized that deformation occurred – at least partially – during granite emplacement. Besides, a well-developed network of N020°E-trending brittle faults has also been described in this particular area (e.g. Cathelineau et al., 1990 ; Cuney et al., 1990 ; Scaillet et al., 1996).

This peraluminous complex, which was derived by melting of continental crustal components (e.g. Vidal et al., 1984), is composed of three main granitic facies resulting from successive magma injection, from west to easter, following this temporal sequence: 1) Brâme, 2) ɣ1 Saint Sylvestre and 3) Saint Goussaud (see Fig.II-8; e.g. Cuney et al., 1990 ; Scaillet et al., 1996). These three main granite bodies are crosscut by various plugs of granites. The Brâme granite is crosscut by Châteauponsac granite plugs, dykes and sills. The Saint

Sylvestre ɣ1 granite is composed of two sub-facies (ɣ1a and ɣ1b), based on granite grain size and on a slight difference of K-feldspar proportion. The ɣ1 granite is crosscut by both the ɣ2 Fanay and ɣ3 Les Sagnes granite plugs, sills and dykes (Fig.II-8b, Cuney et al., 1990). The ɣ2 and ɣ3 fine- to medium-grained granitic stocks were emplaced at 310–300 Ma (Cuney et al., 1990).These small granitic cupolas are more peraluminous, fractionated and enriched in some incompatible elements (e.g. U, Li) than ɣ1-coarse grained granite (Cuney et al., 1990). These differences are also observed in mineralogy: the ɣ1 is composed of biotite and muscovite, K-feldspars and residual sillimanite; ɣ2 is made of residual biotite, muscovite, K-feldspar, albite and quartz; ɣ3 is composed of muscovite, albite and quartz. The ɣ3 leucogranite is considered as the ultimate highly differentiated magmatic injection of the SSGC, enriched in U, Li, F and Sn (e.g. Cuney et al., 1990 ; Raimbault, 1998).

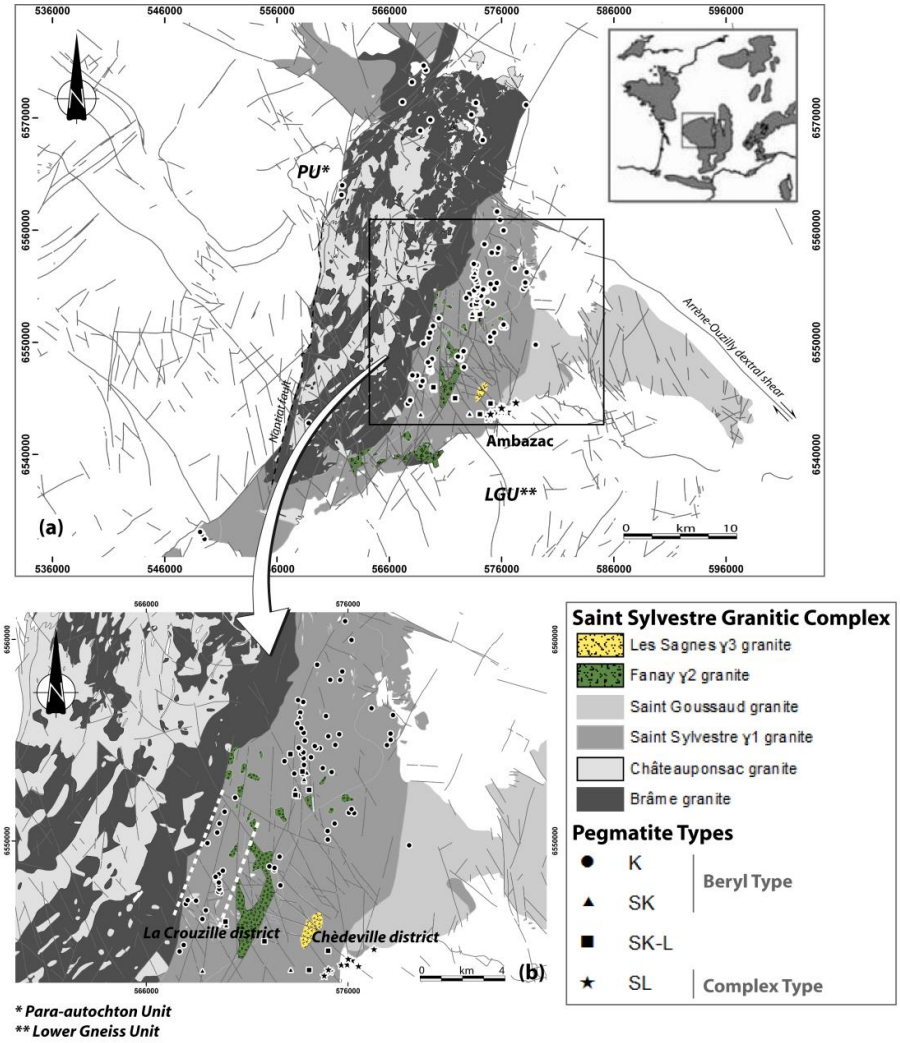


Figure II-8: (a) Geological map of Saint Sylvestre Granitic Complex (SSGC) and localization of the recognized pegmatites. White dotted lines illustrate the large sheared-corridor (e.g. Mollier & Bouchez, 1982; Mollier & Lespinasse, 1985; Cuney et al., 1990; Hottin et al., 1995). (b) Zoom on Monts d'Ambazac pegmatite field and the γ2 Fanay and γ3 Les Sagnes granitic injections located in this part of the Saint Sylvestre granite.

1.2. The Monts d'Ambazac rare-element pegmatite fied

The Monts d'Ambazac rare-element pegmatite field – at least partly – belongs to the same rare-element magmatism event as the two Li–Be–Nb–Ta–Sn-enriched leucogranites of Beauvoir (Allier ; Aubert, 1969 ; Cuney et al., 1992) and Montebras (Creuse ; Aubert, 1969) as well as the Richemont rhyolitic dyke (Raimbault & Burnol, 1998). All these magmatic bodies belong to a rare-element magmatic belt extending through the northern border of the French Massif Central (e.g. Marignac & Cuney, 1999). Indeed, the Monts d'Ambazac rare-element pegmatite field emplacement overlapped the age of the rare-element magmatism event (c. 310 Ma, Cuney et al., 2002) since the more differentiated pegmatites (e.g. Chèdeville district, Fig.II-8b) have been dated at 309 ± 0.9 Ma (Cheilletz et al., 1992). Furthermore, geochemical composition of the Monts d'Ambazac pegmatites is similar to the one of the above mentioned granites (Raimbault, 1998).

With the exception of a few rare-element pegmatites of the Chèdeville district, hosted in the parautochthonous metamorphic unit (Raimbault, 1998), Fig.II-8b), the rare-metal pegmatites of Monts d'Ambazac are all confined into the coarse-grained ɣ1 granite (Fig. 8a). During fieldwork, 21 plane measurements of the pegmatite- γ1 granite contact from 16 distinct occurrences (Fig.II-9a) were obtained. They show a mean strike of N015 ± 16° and a 40 – 50° SE dip on average (Fig.II-9a, b). A detailed typology (internal structure, mineralogy, strike and dip) of the Monts d'Ambazac pegmatites field has been performed from a classification published by Burnol (1974), complemented by our own observations. This classification is based on pegmatite/aplite ratio, with mineralogical and geochemical features of pegmatites and it permits to distinguish four distinct types: i) at a scale of one cm to one m K-rich pegmatites type (K) devoid of aplitic units, ii) at a scale of ten m Na–K pegmatites type with scattered fine aplites (SK), iii) at a scale of several ten m Na–K with late Na–Li phase aplite–pegmatites type with one or more m layered aplitic units (SK-L) and finally iv) at a scale of ten m Na–Li aplite–pegmatite type (SL) with similar proportions of aplites and pegmatites forming dykes (i.e. sharp and planar contact with the host granite). Based on a combination of available geochemical and petrological data (e.g. Perrier, 1962 ; Patureau, 1982 ;Raimbault, 1998) with new observations, and using the Černý & Ercit' s typology (2005), these can be classified as follows: i) type K is equivalent to Beryl–Columbite subtype, ii) type SK is an intermediate equivalent between Beryl–Columbite and Beryl–Columbite–Phosphates subtypes, iii) type SK-L is equivalent to Beryl–Columbite–Phosphates subtype and iv) type SL is equivalent to lepidolite subtype. Pegmatites of the Beryl type are mainly

composed of quartz, K-feldspar, albite, muscovite, ± biotite and beryl. A great diversity of accessory minerals, dominated by phosphate minerals, has been observed including: apatite, triplite, amblygonite, cassiterite, columbite, tantalite, Li-muscovite, lepidolite and zinnwaldite (e.g. Perrier, 1962 ; Patureau, 1982 ; Raimbault, 1998 ; Collectif, 2008). Even though most of these pegmatites belong to the Beryl–Columbite subtype (K), some are of the Beryl–Columbite–Phosphate subtype (SK-L), and others (SK) appear as intermediate between the two, containing scarce phosphates. Pegmatites of the Complex type occur only in the Chèdeville district (Fig.II-8b) and are mainly composed of quartz, albite, petalite, lepidolite, and scarce K-feldspar. Accessory minerals from this type are mainly represented by apatite, cassiterite, columbite, tantalite, topaz, amblygonite, montebrasite, monazite, niobium rutile and rubellite (Raimbault, 1998).

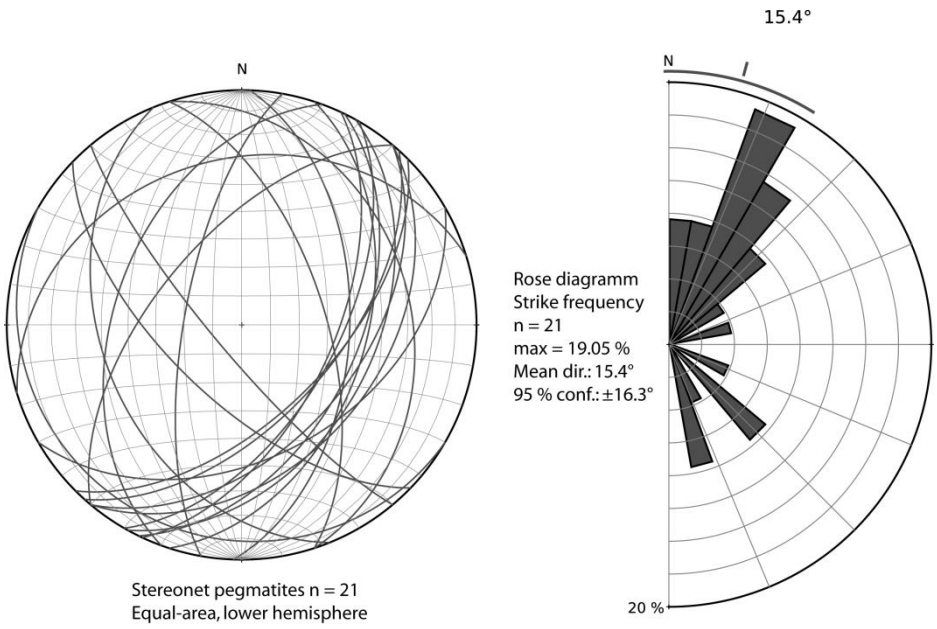


Figure II-9: (a) Stereographic projection of 21 pegmatite strikes measured during field campaign from 16 pegmatite occurrences. (b) Distribution of the strike. The main direction corresponds to N015° ± 16° (2σ).

2. Spatial distribution analysis of pegmatites

In this study, 118 occurrences of pegmatites have been compiled from all publications and data sources available on the Monts d'Ambazac pegmatite field (e.g. Perrier, 1962 ; Burnol, 1974 ;Patureau, 1982; Fig.II-8a). This data base was complemented by our own field data. For each pegmatite occurrence found, projected coordinate values (RGF93 datum – Lambert Conformal Conic projection) are stored in a GIS database with information on mineralogical content, the class (following the above described typology), strike and dip of pegmatite-ɣ1 granite contact (Fig.II-9), when measured, and a reference to the data source.

More precisely, the pegmatites set is composed of 96 pegmatites belonging to the type K, 4 SK, 8 SK-L and 10 SL type pegmatites (Fig.II-8a, b). The bounding box which includes the SSGC outline, extents 50 km N–S and 16.5 km W–E (Fig.II-8a). Thus, a rectangular area of 825 km² is used in this study as a reference for the calculation of all spatial statistical parameters.

Several methods have been proposed for analyzing the spatial pattern of point sets with applications to Earth sciences including Fry analysis (Fry, 1979) and fractal analysis (Carranza, 2009 ; and references therein). In order to characterize and quantify the overall spatial distribution of the pegmatite occurrences throughout the study area, an alternative method, the Distance to Nearest Neighbor (DNN) has been used here. This statistical technique, developed by Clark & Evans (1954), allows measuring spatial relationships in populations and is applied to various research topics such as, among others, mining exploration (e.g. Carranza, 2008 ; Mamuse et al., 2010), geomorphology (e.g. Wilkins & Ford, 2007), volcanology (e.g. Bleacher et al., 2009), planetology (e.g. Baloga et al., 2007), urban systems analysis (e.g. Eckley & Curtin, 2013) or ecology/epidemiology (e.g. Larkin et al., 1994; Haase, 1995). Euclidean distance is computed – in 2D map view – between each point and its closest neighboring distinct one, giving the DNN value.

Analysis of the frequency distribution of the computed DNN for the 118 pegmatite occurrences (Fig.II-10a), shows a minimum of 15 m and a maximum distance of 4475 m. Both the relative and the cumulative frequency curves highlight strong asymmetrical distributions (with a positive skewness of 3.46); the observed average DNN value is of 528 m and median equals 367 m. Following Clark & Evans (1954), the R ratio value gives an index measure of the spatial distribution of objects in a map, as follows:

$$R = \frac{\overline{r_O}}{\overline{r_E}}, \quad (1)$$

where $\overline{r_O}$ is the observed average DNN value (528 m here) and the $\overline{r_E}$ average DNN value as expected for a purely random spatial distribution with:

$$\overline{r_E} = \frac{1}{2\sqrt{\rho}}, \quad (2)$$

ρ being the point density across the study area (expressed as a number of objects per unit of area; see Clark & Evans, 1954 for details). The R index value has a limited range (Fig.II-10b) from 0, which corresponds to an extreme clustering where all data points are located at the

same place, to a maximum of 2.1491 for points distributed in an even and hexagonal pattern. A situation of a pure random distribution of the points set corresponds to R of unity (Fig.II-10b). Here, the observed average DNN (528 m) is clearly less than the expected value (1464 m; Fig.II-8a). The calculated R value of 0.36 (Fig.II-10b) proves the high clustering degree of the pegmatite occurrences throughout the Monts d'Ambazac field (i.e. data points are about three times closer to each other than expected for a randomly distributed set with the same number of points).

The Ripley's K-function (Ripley, 1977) and its derivatives is another available statistical tool used to identify and understand the pattern of map distribution of observations (more precisely, it highlights deviations from spatial random distribution of objects). Complementary to the DNN analysis, this function allows describing the degree of clustering or scattering of elements at various scales and it has been used extensively, for instance in biology (e.g. Kiskowski et al., 2009 ; Rozas et al., 2009). Ripley's K-function expresses the average number of neighboring points lying at a maximum distance r from data points divided by the overall point density, as follows :

$$K(r) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} N_i\,(r)/\rho, \qquad (3)$$

with n the total number of points, $N_{i\,(r)}$ the number of points within a neighboring distance r of the i point from the data set and ρ is the overall point density value. Situations on various scales are thus explored with changing r in the function (Fig.II-10c). In the same way, the theoretical value of this function for a fully random spatial distribution is πr^2 and the first derivative of the K-function is:

$$L(r) = \sqrt{K(r)/\pi}, \qquad .(4)$$

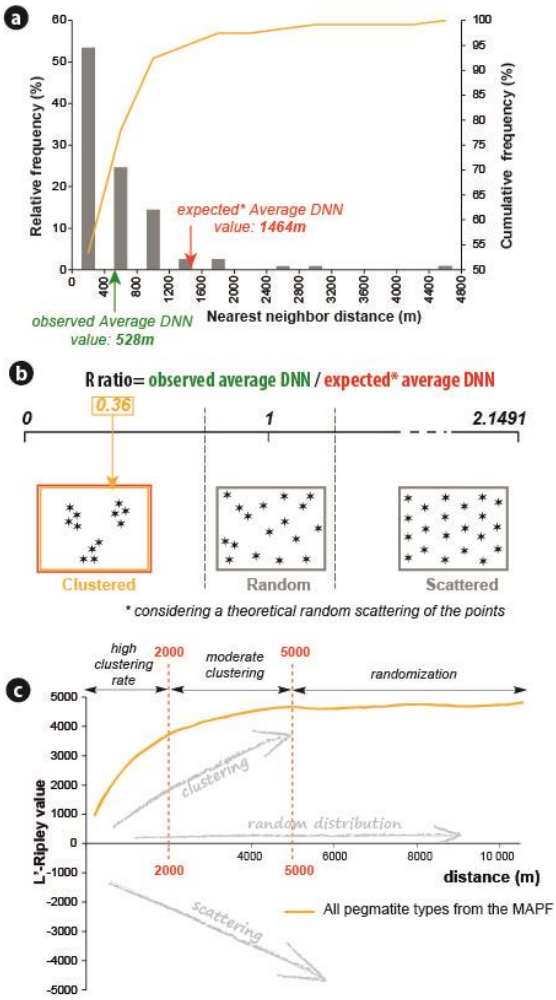
Finally, the second derivative (L') of the function is determined in order to fix a zero value for the reference random distribution (Fig.II-10c):

$$L'(r) = L(r) - r \qquad (5)$$

Ripley's L'-function thus facilitates the interpretations of the various distribution patterns for different scales (see arrows in Fig.II-10c): constant values correspond to a constant random distribution of the points on the scales considered. Increasing Ripley's L'-function describes a clustering distribution of the points set and, conversely, decreasing values correspond to a scattering distribution of the points. Furthermore, the slope of the function is

proportional to the rate of clustering/scattering for a given scale (i.e. a given maximum neighboring distance; Fig.II-10c). Here, the computed L' function increases with distance (i.e. with decreasing scale) and stabilizes (at 4500 m) after r = 5000 m; this shows a persistent clustering of the pegmatite occurrences up to 5000 m and a randomization of the dispersion of these clustered points beyond 5000 m.

Figure II-10: (a) Relative and cumulative frequency distributions of the Distance to Nearest Neighbor (DNN) for the 118 pegmatites considered in the whole SSGC; in the 400 m bin size of the histogram ranges is fixed fallowing the Sturges's law (Sturges, 1926). (b) Ratio (R; (eq. (1)) computed from the observed average DNN value over the expected average DNN value (eq. 2). The calculated R value of 0.36 highlights the high clustering rate of the pegmatites throughout the SSGC. (c) Ripley's L'derivative fuction (eq. 5) computed to detect spatial deviations from a homogeneous Poisson distribution (i.e. Ripley's L'-function value = 0). The computed Ripley's L'-function value = 3700 m corresponds to a high clustering rate of the pegmatite distribution, with a clustering distance of 2000 m and Ripley's L'-function value = 4500 m for a maxium reference distance (see MRD, Allanic & Gumiaux, 2013) equals to 5000 m. See text for further explanation.



Note that both curves corresponding to the L'-function for all pegmatites and for the K-type ones are superimposed (Fig.II-10c). In the clustering distance range (0 – 5000 m) two

clustering rates are distinguished based on slope breaks of the curve: a high clustering rate up to 2000 m and a moderate one from 2000 to 5000 m. Following Allanic & Gumiaux (2013), these distances can thus be used to separate the points set in groups and to map clusters (see Maximum Reference Distance (MRD) Allanic & Gumiaux, 2013). Both results obtained from the DNN analysis and from the Ripley's L'-function computations are consistent with the R ratio value and clearly show that the pegmatites are highly clustered throughout the Monts d'Ambazac district and that clustering occurs on all scales up to 5000 m (with no scattering even expressed). This high clustering rate suggests that a strong control of the lithologies and/or structures exists on the locations where pegmatites were emplaced. A spatial statistical approach is thereafter developed in order to highlight such potential relationships.

3. The pegmatites - host lithologies - structures spatial relationships

In the Monts d'Ambazac area, some of the old underground works are exceptionally well preserved, which facilitate mineralogical and petrological studies within the pegmatitic bodies (including the 3D description of pegmatites' internal zoning). In contrast, systematic structural analysis is difficult as the footwall and hanging wall of the pegmatites are most often not outcropping or destroyed by the past artisanal and small-scale mining activity. From the 118 occurrences as referenced from old works and literature, only 16 can currently be the subject of structural measurements (Fig.II-9). Thus, in order to discuss the potential structural control on pegmatite field genesis, we propose to focus on regional scale, on the spatial relationships between the pegmatite occurrences and the geological structures. Here each segment is defined by its trend (or strike), but it does not contain any other information such as kinetic or dip characteristics. As shown below, various spatial statistical parameters can be computed from the layers of the GIS database including points set (pegmatite's location), lines (faults and shear zones) and polygons (mapped geological units).

3.1. Methodology

3.1.1. Choice of analyses

Several methodologies have already been developed and proposed for prospectivity mapping using GIS (Knox-Robinson & Groves, 1997 ; Bonham-Carter, 1994 ; Carranza, 2008 and references therein). The classical methods used include Boolean methods, weight of evidence scores estimation and fuzzy logic approach (Bonham-Carter, 1994), or algebraic methods (e.g. Siris, Vaillant et al., 1995). All these approaches have the same objective to

integrate cartographic information from various sources in order to locate zones with high exploration potential or presenting a significant risk level (e.g. natural hazards). Recent applications of such approach have been made for, among others, mining exploration (e.g. Cassard et al., 2008 ; Feltrin, 2008 ; Carranza, 2009 ; Porwal et al., 2010), groundwater spring mapping (e.g. Corsini et al., 2009), or biology (e.g. Knudby et al., 2010).

Here, we focus on the analysis of spatial associations among the geological entities, in particular between the pegmatites and the host lithologies and surrounding structures. Indeed, if considering the outlines of different geological objects on a map (i.e. point data, lines such as faults or shear zones, polygons representing geological units) one could roughly establish the potential spatial links between objects by visually determining location correspondences.

However, some cartographic configurations are often tricky to be objectively analyzed and problems also arise when one wants to quantify the relative control of each type of geological objects on the locations where deposits are emplaced. The use of spatial analysis techniques permits to quantify the spatial links between deposits and geological cartographic structure *s. l.* (e.g. Carranza, 2009). Some of the classic spatial statistical tests that can be used include: i) frequency analysis of the shortest distance measured between faults or shear zones (lines) and deposits (points), ii) frequency analysis of the shortest distance measured between intersections of the faults (points) and deposits (points), iii) frequency analysis of the faults (or shear-zone) spatial density at location of the individual deposits, iv) frequency analysis of the shortest distance measured between geological unit boundaries (lines) and deposits (points), and v) frequency analysis of crosscutting relationships between the different types of geological units (polygons) and deposits (points). Techniques for the analysis of the distance frequency distribution, quantifying spatial associations between objects, have already been formalized and applied (e.g. Berman, 1977, 1986 ; Bonham-Carter, 1985 ; Carranza & Hale, 2002). Following such approach and for each test, the frequency distribution of the computed parameters is analyzed in order to bring out any potential control of the object considered on the spatial distribution of the pegmatites; this is illustrated in the rather simple synthetic example.

3.1.2. A synthetic case study

Let's consider the schematic geological map as displayed in Fig.II-11a: 15 points (representing deposits) are dispersed over 4 distinct types of polygons (lithological units) and a set of lines (fault segments). As for our natural case, synthetic segments are only defined by

their trends; details such as kinetic or dip parameters are not indicated. In order to study the deposits/faults spatial relationships, the Euclidian distance is computed between each point and its closest line segment (Fig.II-11a). The frequency analysis of these 15 resulting values (sampled distribution) shows that ~50 % of the deposits are within the two first distance classes from a fault (see black bars histogram; Fig.II-11b) and this would argue for a control of the fault set on the deposits location and, hence, on their development.

No we can introduce a set of evenly distributed points over the map. As previously, the Euclidian distance is computed between each point of this new set and the closest fault segment. As points are scattered over the study area, the resulting histogram (see grey bars histogram ; Fig.II-11b) corresponds to the frequency distribution of faults' proximity distance for "any" given location of the map and is here defined as the reference distribution. It turns out, from this example, that the frequency distribution computed for the deposits does not deviate too much from the reference one. Indeed, frequency values from the two distributions show similar values (less than ± 20 % of difference; Fig.II-11b); in other words, the sampled distribution for the deposits can be regarded as a Normal Distribution (ND; i.e. showing no anomaly) for the overall classes (Fig.II-11b). Thus, in this synthetic example, deposits are statistically not located any closer to the faults set than any given point of the study area. Thus it must be concluded that faults exercise no control on the locations where deposits developed.

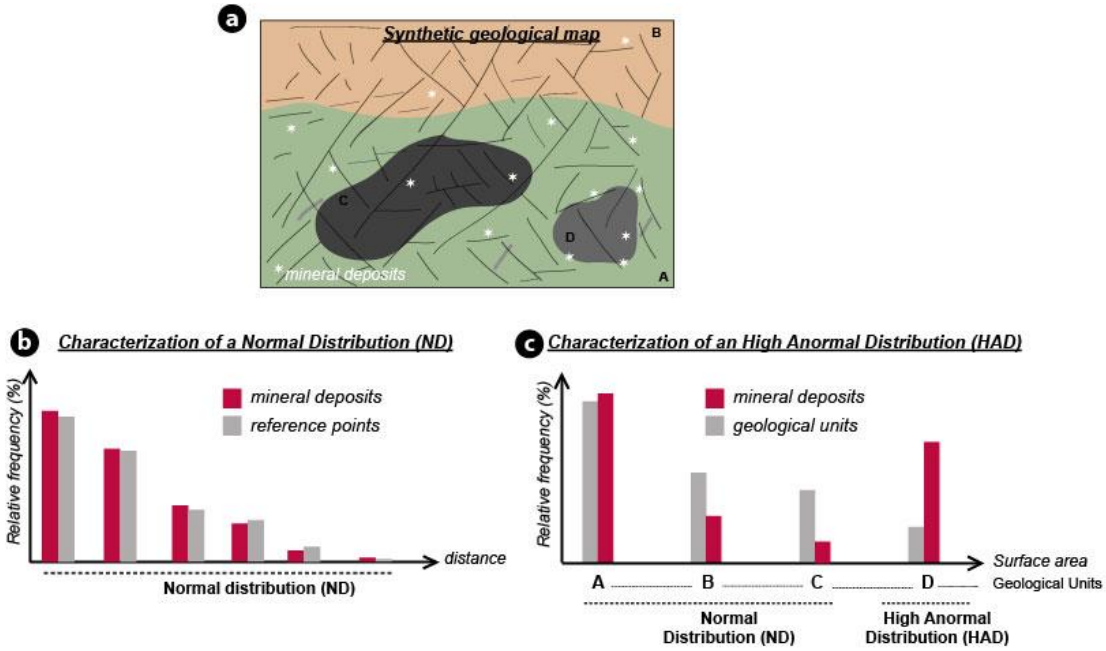


Figure II-11: (a) In order to illustrate the histogram analysis, a synthetic case is presented corresponding to a geological map with the four lithological units (A, B, C and D), associated with the deposits points set (white stars) and faults set. (b) Theoretical Normal Distribution (ND) observed with any spatial anomaly is highlighted between deposits and any geological objects –lithological units, faults). (c) Frequency value of deposits relative

to the surface area of each lithological unit. A Normal Distribution (ND) is observed when pegmatite frequency values are similar to, or lower than, the reference distribution (see grey bars), and a High Abnormal Distribution (HAD) is highlighted when the pegmatite frequency value rises as the surface area of lithological units' decreases.

In order to study the spatial relationships of deposits/lithological units, one possible technique simply consists in counting the points overlapping polygons of one given type (Fig.II-11a) which yields to a discrete-data type histogram with, for the example considered, four classes corresponding to the four unit types (Fig.II-11c). Here, it would turn out from the analysis of the frequency distribution alone that the lithological unit A contains the majority of the mineral deposits and would have thus controlled, in one way or the other, their development (Fig.II-11c). However, comparison of the two histograms shows that the three first A, B and C lithological types display similar or even less sampled frequency values than the reference one (here computed as the relative surface areas of the polygons; Fig.II-11a, c). Here again, the compared frequency analysis highlights that the three lithologies (A, B, C) have no apparent control on the locations where deposits developed. In contrast, the fourth (D) class shows a significantly higher sampled frequency value than the reference one (Fig.II-11c) ; i.e. 33 % of the overall mineral deposits are located in the polygon type representing only 10 % of the whole surface of geological map (Fig.II-11a, c). Thereby it appears that the lithological unit D clearly controls the emplacement of deposits.

This simple synthetic example shows that the frequency distribution analysis of a given statistical parameter sampled at the only deposit locations (here named sampled distribution) is not sufficient as such to disclose highlighting spatial correlations between the points of interest (deposits) and other geological objects. For each spatial statistical tool used, one must compare this sampled distribution to the one corresponding to any given point of the study area: the reference distribution. Techniques have been proposed to compare observed distributions with reference ones (e.g Bonham-Carter, 1985 ; Carranza, 2009). In this study we define a classification, for a given class of a frequency distribution a Normal Distribution (of the pegmatites) ND for a sampled to reference distribution ratio < 1.2, Low Abnormal Distribution (LAD) for a ratio within the range [1.2; 1.5 [and High Abnormal Distribution (HAD) for a ratio value ≥ 1.5. As an example, the pegmatites frequency divided by the lithology D frequency in Fig.II-11c would give a ratio of ~ 2.2. In the following section, this approach is applied and tested on the case of the Monts d'Ambazac pegmatites field.

3.2. *Data used*

Two supplementary data sets are integrated in the GIS database: polygons displaying the spatial extension of lithological units across the area and lines representing mapped faults. After compilation of the data, all sets have been homogenized in a common Lambert Conformal Conic projection (RGF93 datum) to insure the precision required for spatial statistics calculation. Geological boundaries of the lithological units are extracted from the geological map of France 1:50,000 (Arène et al., 1972 ; Flageollet et al., 1974 ; Hottin et al., 1995). As described above, the pegmatites quasi exclusively occupy the ɣ2 and ɣ3 granitic facies of the complex. The ɣ2 granitic facies crops out at several separated locations in the SSGC while the ɣ3 granitic facies is represented by a single polygon (Fig.II-8b). These units correspond to an area of 14 km² (surface integrated in that case) and 1.13 km², respectively (Fig.II-8a, b).

The faults set is also compiled from the geological map of France 1:50,000 (the same sheets as above). For each fault, attribute information is given on its nature, strike and reference of the data source. This faults set is composed of 680 segments which represent a total cumulated length of 24.4 km.

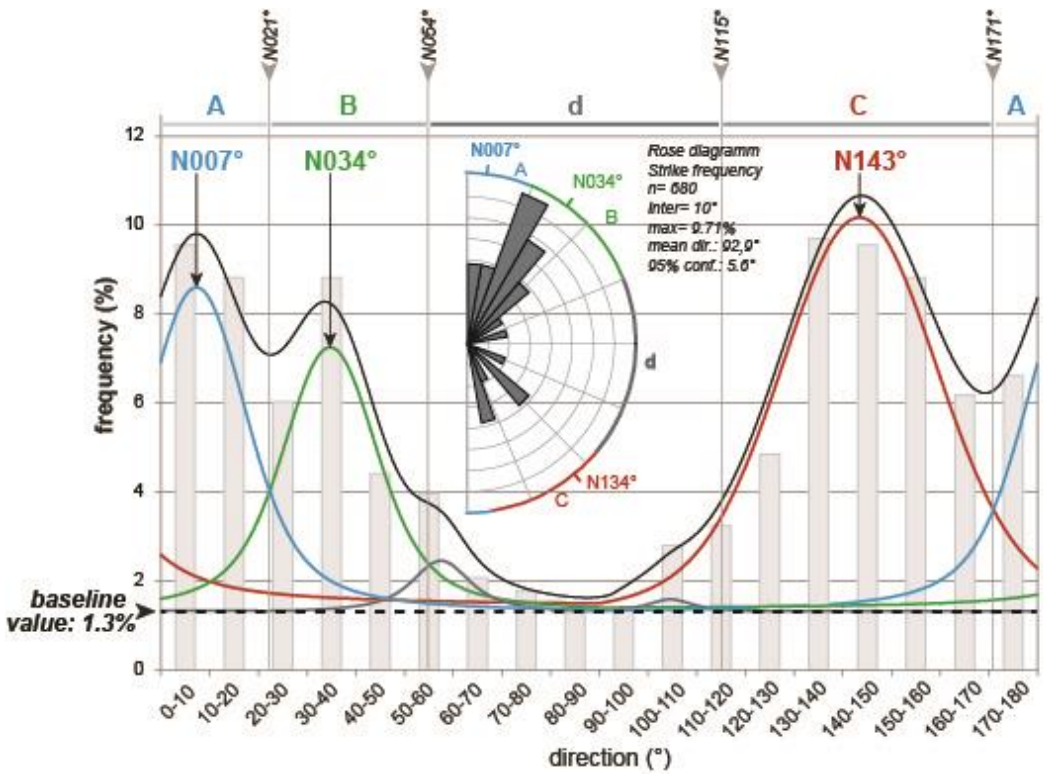


Figure II-12: Domainal distribution of 680 extracted fault strike values in the SSGC. Rose diagram illustrates the same fault strike distribution in the N0-N180° range.

Analysis of the faults trend shows clear preferred directions, in both the NNE and SE quadrants, with multimodal distributions (see rose diagram in Fig.II-12). Best-fit decomposition of the frequency distribution has been computed with Lorentzian type functions and a rather low base level value of 1.3 % (which would represent the noise in the strikes of the faults set). The rest of the distribution can almost entirely be decomposed in three faults strike families (Fig.II-12): i) class family A from N171° to N021° (including N0° as directional data are of circular type) and a maximum at N007°, ii) class family B from N021° to N054° (max. N034°) and iii) class family C, the most represented one, from N115° to N171° (max. N143°). These direction families are further treated as three distinct populations of faults in some of the computations. The fault-strikes corresponding to the N054°E to N121°E range (d) display classes with the frequency value of the computed baseline (1.3 %). The corresponding faults are thus regarded not to belong to any particular family or tectonic event but to the noise level of the data set. Faults of that strike range are thus not considered as a particular class family in the statistical analysis.

In this study, two types of computation methods have been used to extract statistical parameters, distance-based (Euclidean distance) and density-based (Kernel estimation; see Silverman, 1986). As detailed below, four spatial statistical tests are performed and frequency analyses are applied to: i) the shortest distance value between pegmatites and faults, ii) the shortest distance between each type of pegmatites and the hosting- ɣ2 and ɣ3 granitic facies, iii) the distance between pegmatites and faults' intersections and iv) the faults' spatial density.

3.3. Proximity analysis between pegmatites and fault-strike families

3.3.1. All faults

Analysis of the shortest distance between pegmatites and faults (Fig.II-13a) shows that the pegmatites frequency distribution extends from 0 to 1500 m (black bars in Fig.II-13a), whereas the reference distribution extends from 0 to 3500 m (grey bars in Fig.II-13a). The first [0 – 250 m [distance class shows that the pegmatites frequency displays a higher value (65 %) than the reference one (40 %). The sampled pegmatites distribution to reference distribution ratio is thus 65/40 = 1.6. Thereby, the pegmatites distribution is thus a HAD up to 250 m. In contrast, beyond 250 m, the pegmatites frequency is lower than the reference value, and the pegmatites distribution can be considered as a ND. This result highlights that pegmatites are statistically grouped along faults and, as a whole, these may have an apparent control on pegmatites emplacement at a [0 – 250 m [distance range. Consequently, to quantify

and further constrain the relative control of faults on pegmatites emplacement, the same frequency analysis of the shortest distance between pegmatites and faults is undertaken with each fault-trend family (A, B, C).

3.3.2. A-family faults

The pegmatites distribution extends from 0 to 8000 m, and from 0 to 11 000 m for the reference distribution (Fig.II-13b). The [0 – 500 m [distance class shows that the pegmatites frequency displays a higher value (46 %) than the reference frequency (27 %), in the same distance class considered. The sampled pegmatites distribution to reference distribution ratios equal to 1.96 and 1.54 for the [0 – 250 m [and [250 – 500 m [distance classes, respectively. Therefore, the pegmatites distribution can be regarded as a HAD to be replaced, beyond 500 m, by a ND type. Such feature highlights that A-faults have a strong apparent control on pegmatites distribution up to 500 m. Note that a HAD is observed in distance classes; [4250 – 4500 m [, [5750 – 6000 m [, [6000 – 6250 m [with pegmatites distribution to reference distribution ratios of 1.8, 6.9 and 3.8 respectively. However, the frequency values are very low (1 to 2 %) and the ratios are little significant.

3.3.3. B-family faults

The pegmatites distribution extends from 0 to 2750 m and from 0 to 5750 m from the reference distribution (Fig.II-13c). The [0 – 250 m [distance class shows that the pegmatites frequency value (26 %) is higher than the reference one (12.6 %). The pegmatites distribution to reference distribution ratio is very high (2.07), and thus, the pegmatites distribution can be considered as a HAD. Again, this highlights that B-faults have an apparent control on the pegmatites location in the [0–250m [distance class. Then, in the [250 – 1250 m [distance range pegmatites follow a ND. These results confirm that B-faults have an apparent control on the pegmatites location only in the [0 – 250m [distance class. Note that two distance classes, [1250 – 1500 m [and [1500 – 1750 m [show that pegmatites follow a HAD with ratios of 1.7 and 1.9 respectively; such feature will be discussed later.

3.3.4. C-family faults

Finally, the pegmatites distribution extends from 0 to 2750 m whereas the reference distribution is broader, from 0 to 3750 m (Fig.II-13d). The [0 – 250 m [distance class shows that the pegmatites frequency value (31.6 %) is higher than the reference frequency (21 %). The ratio of these two distributions is of 1.5 and so the pegmatites distribution can be

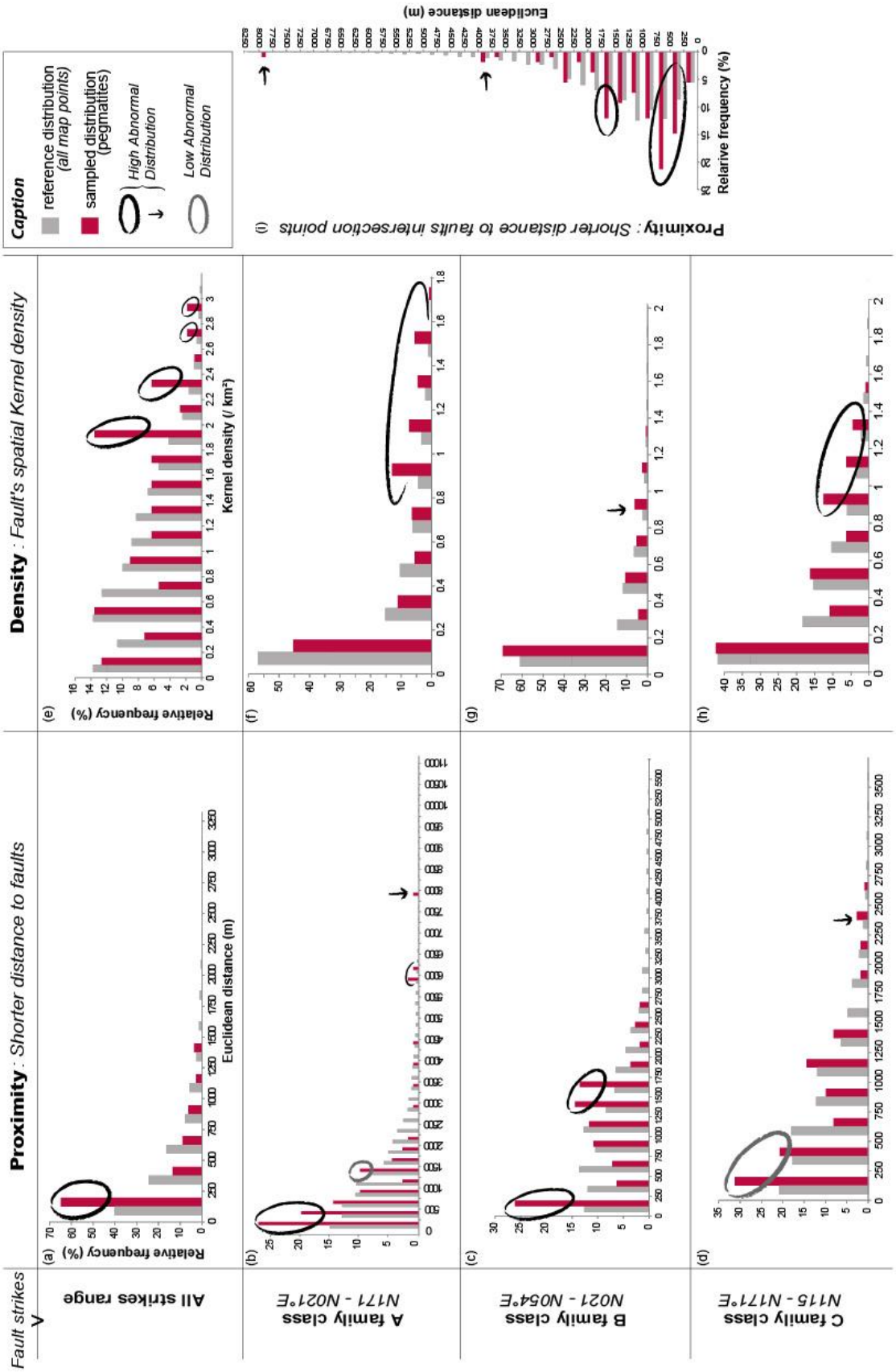
regarded as a HAD. This highlights at the shortest distance that C-faults have an apparent control on the pegmatites' location. Beyond 250 m, pegmatites follow a LAD in the [1000 – 1250 m [and [1250 – 1500 m [distance classes with ratios of 1.2 and 1.27 respectively. At larger distance from C-faults, in the [2250 – 2750 m [distance range, pegmatites display a HAD, with distributions' ratios of 2.4 and 1.57 respectively. Again, the corresponding frequency values are not more than 2 % and the ratios are thus little significant. As a whole, the pegmatites distribution is spatially controlled by the A-family faults oriented in the N171°E – N021°E trend class. Indeed, 53 % of pegmatites set are spaced less than 500 m from an A-fault. Nevertheless, some pegmatite occurrences are spatially related to B- and C-faults when the distance increases between [1000 – 1750 m [distance range and beyond 2000 m. However, note that only 10 % of pegmatites are spatially related to the highest B fault density. So, the B-faults density is not a major factor, in contrast to the A-faults one (i.e. 53 % of pegmatites spatially related to the highest A-faults densities).

3.3.5. C-family faults

The pegmatites frequency distribution is narrower (0 – 1.6) than the reference one, with a maximum density of 2.2 (Fig.II-13h). In the [0 – 0.8[density range, the pegmatite frequencies are similar to, or lower than, the reference values. Thus the pegmatites follow a ND characterized by distribution ratios of 0.6 – 1.05. However, in the [0.8 – 1.4[density class, pegmatites frequency values (24 %) are higher than the reference ones (11.5 %). The pegmatites distribution to reference distribution ratios are all higher than 1.5, for a maximum of 2.05 in the [1.2 – 1.4[density class. This demonstrates that the pegmatites follow a HAD and that the C-faults density has an apparent control on the pegmatites locations. Some 23 % of pegmatites are located in domains of high C-faults density, which represent a lower surface than domains of low C-faults density containing 75 % of the pegmatites.

In conclusion, the location of the pegmatite bodies seems mainly controlled by zones of high A-faults density. However, 10 % and 23 % they are spatially associated with the highest B and C-faults densities, respectively (Fig.II-13g, h). These results are consistent with the previous spatial proximity analysis between the pegmatites and A-, B- and C- fault families. It is also reasonable to assume that zones of intersections of several faults of these types are more favorable to host pegmatites than the regions with only isolated structures.

Figure II-13: Results of the geostatistical tests; proximity and density calculation analyzed with pegmatite, faults and fault intersection points.



3.4. Spatial relationships between pegmatite and spatial density of fault

3.4.1. All fault families

The pegmatites sampled distribution density is 0 – 2.8 (number of faults per km²), and from 0 to 3.2 for the reference distribution (Fig.II-13e). Note that no pegmatite is located in an area totally devoid of faults. In the [0 – 1.8[density range, the pegmatites frequency values are all similar or lower than the reference frequency values. However, in the [1.8 – 2[density class, the pegmatites frequency is much higher than the reference value in the same density class. The ratio of the two distributions is 3.9. Thereby the pegmatites distribution can be regarded as a HAD. The same pattern is observed in three others density classes, [2.2 – 2.4[, [2.6 – 2.8[and [2.8 – 3[with distributions' ratios of 3.9, 3.1 and 5.08 respectively. This result highlights that the density of faults has an apparent control on the pegmatite location.

Again, in order to quantify and constrain the relative control of faults' density for different direction families (see above) on pegmatites emplacement, the same frequency analysis of the faults density estimation at pegmatites location is carried out with each fault-trend family.

3.4.2. A-family faults

The distribution of the sampled pegmatites distribution and the reference one both extend from 0 to 1.8 (Fig.II-13f). In the [0 – 0.8[density range, the pegmatites frequencies are all similar to, or lower than, the reference values and the sampled pegmatites distribution can thus be regarded as a ND. However, beyond 0.8 density, all pegmatites frequencies are higher than the reference values. The pegmatites distribution to reference distribution ratio ranges from 2.1 in the [1 – 1.2[density class to 5.26 in the [1.4 – 1.6[interval. Thus, pegmatites follow a clear HAD. This highlights that the A-faults' density has an apparent control on the pegmatites location.

3.4.3. B-family faults

The pegmatites distribution is narrower (0 – 1.4) than the reference distribution with a maximum density of 2.2 (Fig.II-13g). At the lowest densities [0 – 0.8[, the pegmatites frequencies are similar to, or lower than, the reference value (90 % *vs.* 93 %). However, in the [0.8 – 1[and [1 – 1.2[density classes, the distribution ratios are 2.59 and 1.55 respectively. Thereby the pegmatites distribution can be regarded as a HAD and this confirms that the B-faults density has an apparent control on the pegmatite locations.

However, note that only 10 % of pegmatites are spatially related to the highest B fault density. So, the B-faults density is not a major factor, in contrast to the A-faults one (i.e. 53 % of pegmatites spatially related to the highest A-faults densities).

3.4.4. C-family faults

The pegmatites frequency distribution is narrower (0 – 1.6) than the reference one, with a maximum density of 2.2 (Fig.II-13h). In the [0 – 0.8[density range, the pegmatite frequencies are similar to, or lower than, the reference values. Thus the pegmatites follow a ND characterized by distribution ratios of 0.6 – 1.05. However, in the [0.8 – 1.4[density class, pegmatites frequency values (24 %) are higher than the reference ones (11.5 %). The pegmatites distribution to reference distribution ratios are all higher than 1.5, for a maximum of 2.05 in the [1.2 – 1.4[density class. This demonstrates that the pegmatites follow a HAD and that the C-faults density has an apparent control on the pegmatites locations. Some 23 % of pegmatites are located in domains of high C-faults density, which represent a lower surface than domains of low C-faults density containing 75% of the pegmatites.

In conclusion, the location of the pegmatite bodies seems mainly controlled by zones of high A-faults density. However, 10 % and 23 % they are spatially associated with the highest B and C-faults densities, respectively (Fig.II-13g, h). These results are consistent with the previous spatial proximity analysis between the pegmatites and A-, B- and C- fault families. It is also reasonable to assume that zones of intersections of several faults of these types are more favorable to host pegmatites than the regions with only isolated structures.

3.5. Spatial relationships between pegmatite and fault-intersection points

Here the association of the shortest measured distance between faults intersections and pegmatite occurrence is tested (Fig.II-13i). Such a statistical test allows focusing on the role of the highly fractured zones where different fault sets – which possibly developed at different periods – intersect.

The sampled pegmatites and reference distributions extend from 0 to 8000 m and 0 to 8250 m, respectively. The [250 – 750 m [distance range shows that the pegmatites frequency values are higher (36 %) than the reference ones (20 %). The distributions' ratios are 1.7 and 1.75 for the [250 – 500 m [and [500 – 750 m [density classes, respectively. Thus the pegmatites follow a HAD. Similar distributions are observed at larger distances ([1500 – 1750 m [and [3750 – 4000 m [distance classes) between pegmatites and faults intersections but too far to be interpreted as a causal link. However, the HAD observed closer can be regarded as

an apparent control of faults intersections on the pegmatites emplacement. Following the first-order results detailed above, we suggest that the pegmatites emplacement is “potentially” (i.e. any pegmatites occurrences recognized on the [0 – 250m [distance class) controlled by A and C-faults’ intersection points.

3.6. Spatial relationships between pegmatite types and γ2 – γ3 granitic facies

In order to get information on the spatial association between pegmatites and some particular lithologies, the shorter distance of points (pegmatites) from certain polygons (selected lithologies) is studied. In this section, we focus on the frequency analysis of the shortest distance measured between γ2 and γ3 granitic units and occurrences each of the pegmatite types (Fig.II-14).

3.6.1. Distance from the γ2 (Fanay granite) unit

K-type pegmatites distribution extends from 0 to 20,250 m whereas the reference distribution is more extensive, from 0 to 27,000 m (Fig.II-14a). From the [250 – 2750 m [distance classe, pegmatite frequency values are all higher than the reference ones. The two distributions ratios are all ≥ 1.5. So, 60 % of K-type pegmatites follow a HAD in the [250 – 2750 m [distance range. However, note that only 1 % of pegmatites are located at a distance less than 250 m from γ2 granitic unit. So, this shows that the γ2 granitic unit has an apparent control on the K-type pegmatites locations, but no pegmatite is located inside the γ2 intrusion.

SK-type pegmatites distribution extends up to 2500 m, whereas the reference distribution reaches up to 27,000 m (Fig.II-14b). SK-type pegmatites clearly follow a HAD. This distribution is characterized by 75 % of SK-type pegmatites located in the [500 – 1250 m [distance range. This highlights that the γ2 granitic unit has an apparent control on the SK-type pegmatites locations and that these are closer (75 % of pegmatites in the [500 – 1250 m [distance class) to γ2 Fanay granite than K-type pegmatites are (31 % of pegmatites in the same distance range).

SK-L type pegmatites distribution extends up to 3750 m, and the reference distribution up to 27,000 m (Fig.II-14c). All pegmatites frequencies exceed the reference values and show that pegmatites follow an HAD. Note that much of the pegmatites (40 %) are located in the [500–750 m [distance class. Thus, 50 % of SK-L type pegmatites are located closer than 750 m from the γ2 Fanay granite. This frequency value rises to 70 % in the [500 – 1250 m [distance class. Note that this frequency value is similar to the SK pegmatites ones (75 %) in the same distance range.

SL-type pegmatites are all located within [4000 – 4250 m [, (Fig.II-14d). Here again, the pegmatites distribution is highly abnormal (HAD) and this suggests that the γ2 Fanay granite apparent controls the SL-type pegmatites locations.

In conclusion, the distributions of SK, SK-L and SL-type pegmatites are limited to a distance ranges from 0 to 4.25 km. The K-type pegmatites are the only ones to be located further than 4.25 km (up to 20 km) from the γ2 granite. Thereby all pegmatites types overlap in the same distance range from γ2 granite; distances between γ2 granite and the least differentiated pegmatites and, those more fractionated may be similar. The more fractionated pegmatite types (i.e. SK-L and SL) are not the most remote ones from the γ2 granite.

3.6.2. Distance from the γ3 (Les Sagnes granite) unit

K-type pegmatites distribution is very broad, 2 – 29 km and 0 – 35.7 km for the reference distribution (Fig.II-14e). In contrast to Fig.II-14a, any K-type pegmatite is located less than 1 km from the γ3 Les Sagnes granite. The highest pegmatite frequency (14.5 %) is observed in the [4500 – 5000 m [distance class.

SK-type pegmatites distribution ranges from 1 to 8 km. and from 0 to 35 km for the reference distribution (Fig.II-14f). As we can observe in Fig.II-14e, no pegmatite is located at a distance less than 1 km from γ3 Les Sagnes granite. Moreover, the highest pegmatite frequency (37 %) is observed in the [6500 – 7000 m [distance class.

SK-L type pegmatites distribution is the same as the SK-type pegmatites distribution (Fig.II-14g) and extending from 1 to 8 km. The pegmatites are the most frequent (20 %) in two distance classes, [1 – 1.5 km [and [5.5 – 6 km[.

SL-type pegmatite, are located exclusively at a distance 1.5 – 2 km from the γ3 Les Sagnes granite (Fig.II-14h). Thereby, the SL-type pegmatites are the spatially closest to the γ3 granite whereas the K-type pegmatites are the furthest.

Following the model of London (2008), the youngest γ3 intrusion cannot be parental to the K, SK and SK-L pegmatite types. SL- type pegmatites could be potentially derived from γ3 intrusion but nothing explains the lack of intermediate pegmatite types and the first occurrence of SL-type pegmatites at 1.5 – 2 km from granitic intrusion.

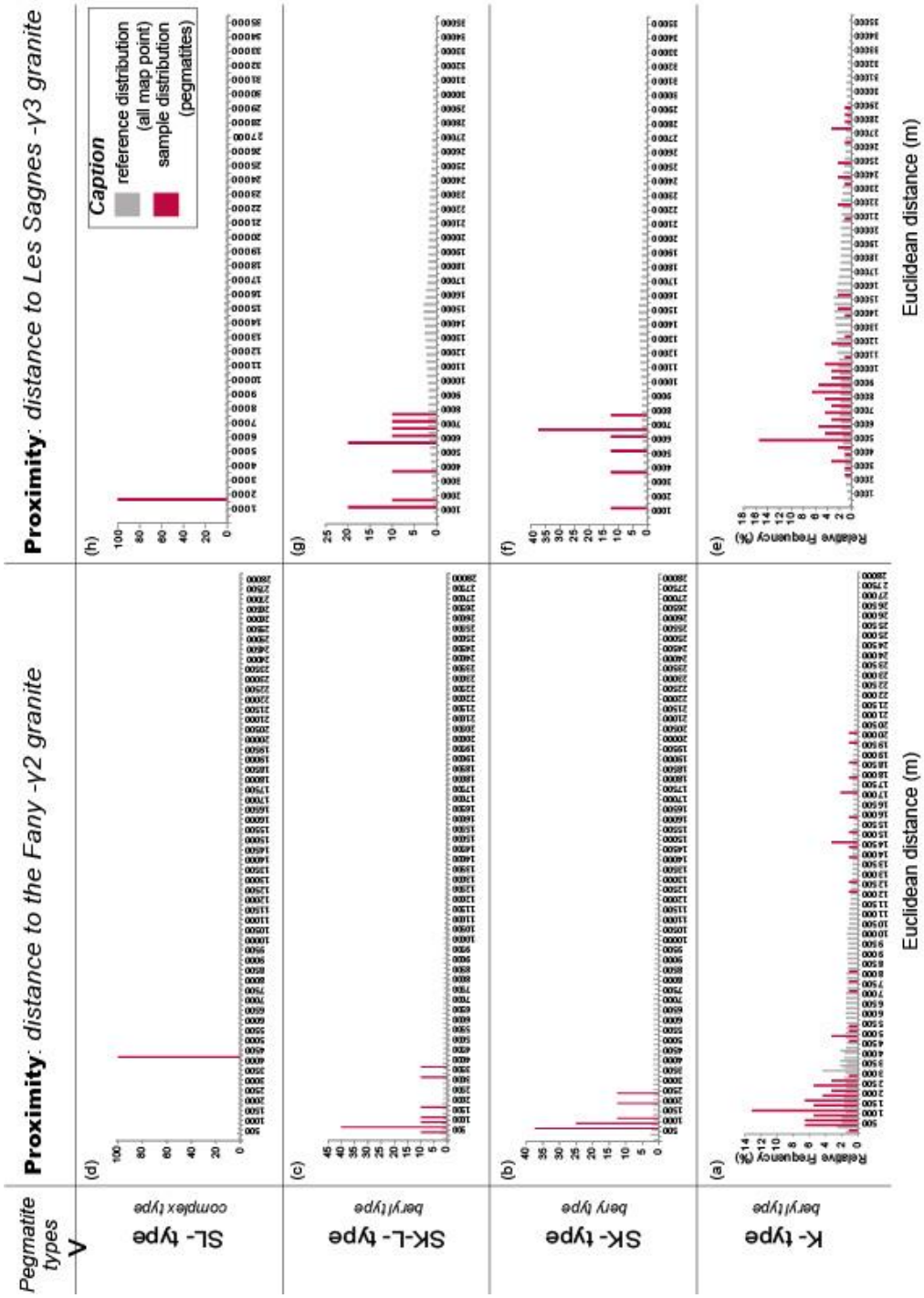


Figure II-14: Results of the spatial proximity analysis computed from each type of pegmatites and γ2, γ3 granitic facies.

4. Cluster mapping

Following the pegmatites spatial distribution analysis given above, clusters mapping has been performed from the pegmatite points set in order to i) highlight the zones of particular grouping of the occurrences and ii) quantify any preferential alignment direction of the points, with the corresponding "anisotropy" value (Fig.II-15). Such mapping could thus help pointing out the spatial associations and potential common trends with the structures. Such a method has been applied for automated analysis of spatial distribution of seismic events and details on the algorithm were also given in Allanic & Gumiaux (2013). In brief, computation of a hierarchical classification of the DNN was made from the pegmatites point set. Then separation of the set into groups (Fig.II-15b) was based on the determination of the maximum reference distance (MRD) (i.e. clustering distance); i.e. two pegmatite points separated by this MRD belong to the same group. Lastly, a standard deviational ellipse centered on the barycenter of each cluster is computed. The angle of strike of its long axis gives the direction of the points' alignment (Fig.II-16a).

In the case of the Monts d'Ambazac pegmatites field, two MRD values, 2000 and 5000, have been tested following the preliminary analysis of the pegmatites distribution (in Section 3). All the statistics coming from this cluster analysis are compiled in Tab.II-2. First, a MRD value of 5000 m was used for all pegmatite types. Three clusters were computed with one cluster (group ID = 1) representing 101 pegmatite points over 118. This cluster is characterized by an average DNN of 413 m. Its trend is 17.4°, which belongs to the A-fault trend class. The MRD value of 2000 m was used for each pegmatite type. The K-type pegmatites are grouped into 7 clusters. Four clusters (i.e. Group ID = 1, 2, 4 and 5) present the same average trend as A- and C-fault trend classes. Clusters characterized by group ID 1 and 2 are the most representative of the K-type pegmatite distribution with 33 and 23 pegmatite points, respectively. These two clusters are oriented ~ N015° and ~ N017°. The SK-type pegmatite distribution is defined by an average DNN of 374 m and by only one cluster oriented N036°. This cluster belongs to the B-fault trend class. The SK-L type pegmatite distribution is defined by an average DNN of 374 m as well, and by only one cluster oriented in the same direction as A-fault trend class (N171°). Consequently, we infer that the clusters trend of K and SK-L pegmatite sets is parallel to the A-fault trend class. This result is also observed on large scale (clustering distance = 5000 m) with all considered pegmatite types. Finally, SL-type pegmatites are gathered in the same cluster oriented N065°. This trend does not correspond to any of the recognized fault families. Thus we suggest that the genesis and

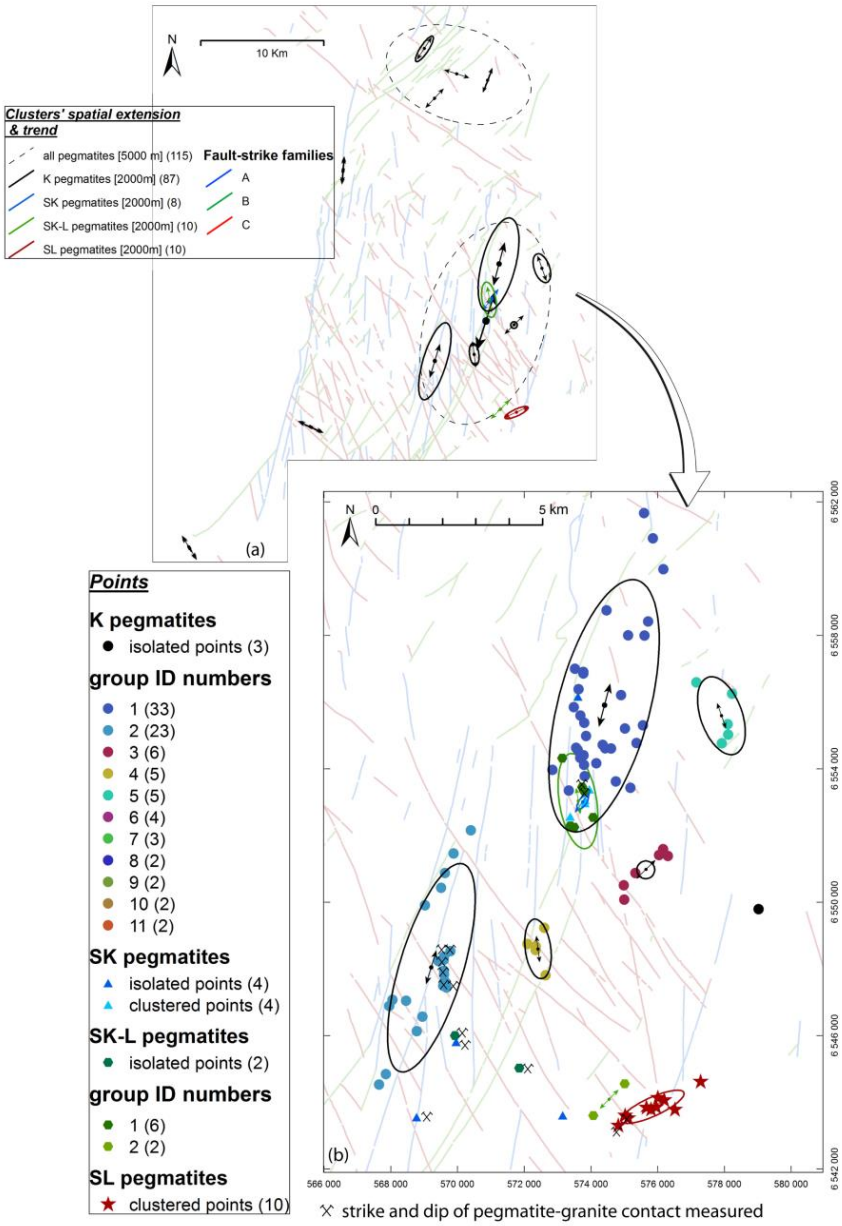
emplacement mode of the SL-type pegmatites are different from those of less differentiated K- (A-fault trend class), SK- (B-fault trend class) and SK-L (A-fault trend class) types.

*group ID**	*number of points/cluster*	*trend (°)*	*trend class***	*ellipse shape ratio****
		all pegmatites [5000 m clustering dist.]		
1	101	17,4	A	1,7
2	10	107,7	*d*	1,6
3	3	148,2	C	24,0
4	2	114,4	–	–
5	2	4,5	–	–
		type K pegmatites [2000 m clustering dist.]		
1	33	14,6	A	2,8
2	23	16,9	A	3,4
3	6	45,4	–	*1,0*
4	5	172,7	A	2,3
5	5	160,5	C	2,0
6	4	33,4	B	3,7
7	3	148,2	C	24,0
8	2	114,4	–	–
9	2	4,5	–	–
10	2	43,3	–	–
11	2	21,0	–	–
		type SK pegmatites [2000 m clustering dist.]		
–	4	36,2	B	2,1
		type SK–L pegmatites [2000 m clustering dist.]		
1	6	171,0	A	2,6
2	2	44,5	–	–
		type SL pegmatites [2000 m clustering dist.]		
–	10	65,4	*d*	3,7

** isolated points of each pegmatite type are not considered in table*
*** trend classification is based on the one of faults populations*
(see Fig. 7; its determined for clusters > 2 points and for cluster ellipse shape ratio > 1.0)
**** ellipse shape ratio value is by definition infinite for "2 points clusters"*

Table II-2: Review of different calculations performed to realize the clusters automatic mapping of all pegmatites and each pegmatite types with clustering distances of 5000 and 2000 m, respectively.

Figure II-15: Cluster's spatial extent and trend computed in the whole SSGC for each of the pegmatite types (K, SK, SK-L and SL). Number in parentheses corresponds to the pegmatite points included in each standard deviational ellipse. Arrows are centered on the barycenter of each ellipse and give the direction of the pegmatite points' alignment (Allanic & Gumiaux, 2013). Pegmatite points' clusters distribution computed in the Monts d'Ambazac pegmatite field for all pegmatite types. Numbers in parentheses corresponds to the pegmatite points included in each group ID according to the clustering distances of 2000 m. The size of each arrow is proportional to the number of pegmatite points. See text for details.



5. Summary and conclusions

Four types of pegmatites defined as K (beryl–columbite subtype), SK (beryl–columbite to beryl–columbite–phosphates subtypes), SK-L (beryl–columbite–phosphates subtype) and

SL (lepidolite subtype) types were emplaced within the SSGC. Only some pegmatites of SL type are located in country rocks of the SSGC off its southern edge. In a map view, pegmatites that compose the whole field appear as clustered, which is a very common feature of most pegmatite fields worldwide. Such feature is demonstrated throughout the present statistical study; Distance to Nearest Neighbor analysis (average DNN = 528 m and R ratio = 0.36) and Ripley's L'-function computations disclose a prominent clustering distribution of pegmatites for a MRD up to 5000 m. A particularly high clustering rate is identified from 0 to 2000 m. Ten pegmatite clusters are defined for a MRD fixed at 2000 m (Tab.II-2). Altogether, these results demonstrate that pegmatites are highly clustered and that clustering occurs on all scales up to 5000 m.

We also analyzed the shape and spatial trend of the clusters with respect to the fault trends (Tab.II-2). Four clusters representing 56.7 % of all pegmatites display a similar trend as A-fault family (N015°E), whereas four clusters (representing only 13.6 % of all pegmatites) present a similar trend as B- and C-fault families. Some 21.1 % of pegmatites are isolated points or belong to clusters with ellipse shape ratio less than, or equal to, unity. The remaining 8.5 % are grouped in a single SL-type pegmatite cluster. For a MRD fixed at 5000 m, only three pegmatite clusters are computed. Among them, the group ID 1 (Tab.II-2), which includes most points (101, i.e. 85.6 % of all pegmatites), is parallel (N017°E) to the A-fault family. This shows that, on all scales, the pegmatites set distribution is clustered and mainly oriented in the A-faults trend.

The spatial statistical analysis results show that 46 % of the pegmatites occur at less than 500 m from an A-type fault (i.e. [N171°E – N021°E [range; Fig.II-13b). This result is confirmed by the spatial correlation between the pegmatites occurrences (35 %) and the highest fault densities (Fig.II-13f). Moreover, this faults-rich zone forms a band superimposed in the sheared corridor in the central part of the SSGC (Fig.II-16a). The average N007° A-fault direction is almost parallel with this corridor (Fig.II-8a, b). To conclude, results from this study imply: i) a preferred spatial association between pegmatites and A-family faults; ii) a correlation of pegmatites with the highest A-family faults density and iii) a parallelism between A-faults and pegmatite clusters trends. Thus, a clear spatial relationship between pegmatites and A-family faults is confirmed. Orientations of the pegmatites are consistent with these results (Fig.II-9).

Weak links between C- and B-family faults and pegmatites are observed in the ranges 1250 – 1500 m and 1500 – 1750 m, respectively. However, the control of B- and C-faults on the location of the pegmatites has been previously defined as a minor (26 % and 31.6 %

associated, respectively) compared to A-faults. Thus, we suggest that the emplacement of pegmatites along B- and C-faults trend is possible but the most favorable configuration to localize pegmatites is the combination of the two parameters: high density of B- or C-faults and the proximity to A-type faults. However, this proximity does not mean that pegmatites and these faults were coeval, but pegmatites have probably used brittle faults as pathways. The lack of structural parameters does not allow us to be more precise.

The frequency analysis of the shortest distance between each of the pegmatite types and ɣ2–ɣ3granitic boundaries highlights that: i) statistical distributions of the individual types (K, SK, SK-L and SL) overlap, and ii) maximum frequency values stand for rather large distances (~1 km). Therefore, one cannot conclude that spatial relationship exists between given pegmatite type and ɣ2 – ɣ3 granites.

Besides, several elements underline that SL pegmatites differ from the others. Indeed, this pegmatite type is very different from the other ones. Following field observations, all pegmatite occurrences of the Chèdeville district (Fig.II-8b) display a sharp contact with the host-rocks (i.e. ɣ1 granite and metamorphic rocks). It should be noted that the N065° trending cluster located on the southern SSGC contact is an isolated cluster and its direction does not correspond to any of the three faults strike families recognized. The Chèdeville district yields an age of 309 ± 1 Ma (Ar-Ar method on lepidolite, Cheilletz et al., 1992) whereas the SSGC emplacement has been dated at 324 ± 4 Ma (U-Pb method on zircon, Holliger et al., 1986). Consequently, all evidence suggests that i) the SL pegmatites probably have not been extracted from the same source as the other types and ii) SL pegmatites clustering seems to be controlled by a specific mechanism. Obviously, some geochemical data are required in addition to the geochronological information, to confirm our model, such as: i) a detailed isotopic study (e.g. Sr, Nd, Pb, Li and O); ii) a mineral chemistry for each of the pegmatite types to compare with geochemical data from granites and finally iii) a precise U–Pb geochronological study of Fanay and Les Sagnes granites.

6. Discussion

Clustering pattern of the pegmatite fields has often been described but the underlying mechanisms remain only poorly constrained up to date. Two models can be considered (or a possible combination of the two): i) a “source” model whereby pegmatite clusters are formed within and/or in the vicinity of intrusive granite plugs, which display limited spatial extent and which would be the source of the pegmatite clusters; ii) a “trap” model with dispersion of the pegmatites being controlled by the one of the structures in the upper crust (connected to a magmatic source at depth). Indeed, studies on brittle deformation and rock behavior show that faults typically develop in clusters and can follow a fractal type spatial organization, i.e. with clustering occurring on different scales (e.g. Sornette et al., 1990 ; Steacy & Sammis, 1991 ; Velde et al., 1991 ; Cowie et al., 1995). As shown in this study, spatial statistical analysis provides powerful tools for evaluating the respective role of such two mechanisms.

The ɣ2 – ɣ3 granites are often considered as potential magmatic source (see above). Following the theoretical fractionation model of pegmatite development (London, 2008), the differentiation degree increases with increasing distance away from the parental granites. Statistical analysis of the computed distances between pegmatites and country rocks should thus display contrasting frequency distributions when considering different types of pegmatites, i.e. increasing the average distance in the K, SK, SK-L, SL sequence. In contrast, our study highlights similar frequency distributions. This is also visible on the map where several ɣ2 – ɣ3 granitic plugs do not display any occurrence of pegmatite in their vicinity (Fig. 16a). No spatial link in between pegmatites and granites can be deduced in the Monts d’Ambazac case study.

Conversely, the present statistical study clearly proves that the structural control mechanisms are dominant, fault traces being the key parameter controlling the distribution of the pegmatite clusters.

Due to the lack of structural data, no precise relative timing can be established among the three faults-strike families. Nevertheless, based on the fault-strike analysis (see Fig.II-16b), a mechanical model could be proposed. In a brittle regime, A-type faults developed after and parallel to the medial sheared corridor – which has been interpreted as a “right lateral magmatic shear zone” (Fig.II-16a; e.g. Mollier & Bouchez, 1982 ; Mollier & Lespinasse, 1985 ; Cuney et al., 1990 ; Hottin et al., 1995) Strike of the B-type faults is also compatible with such a deformation regime and faults can be considered either as newly formed structures or as reactivated ones (e.g. extensional jogs). Regarding their orientation, C-type

faults cannot be viewed as newly formed ones but are most likely inherited structures. In this theoretical setting, pegmatites were preferentially emplaced at the intersections between the newly-formed A-type strike-slip faults and the zones with high density of B- or C-type faults (see corresponding locations in Fig.II-16b). Nonetheless, further field and microstructural studies are needed to test this working hypothesis.

To conclude, this method is really suitable to study spatial relationships between pegmatites and their environment and to constrain the pegmatite emplacement mechanism. Such a study is clearly less time consuming than any analytical one. However, analytical studies such as geochemical and/or isotopic analyzes are best suited to establish the genetic links in between pegmatites and granites. Our statistical approach could be employed in other pegmatite fields where outcrop conditions are favorable to observe and validate statistical results by further structural measurements.

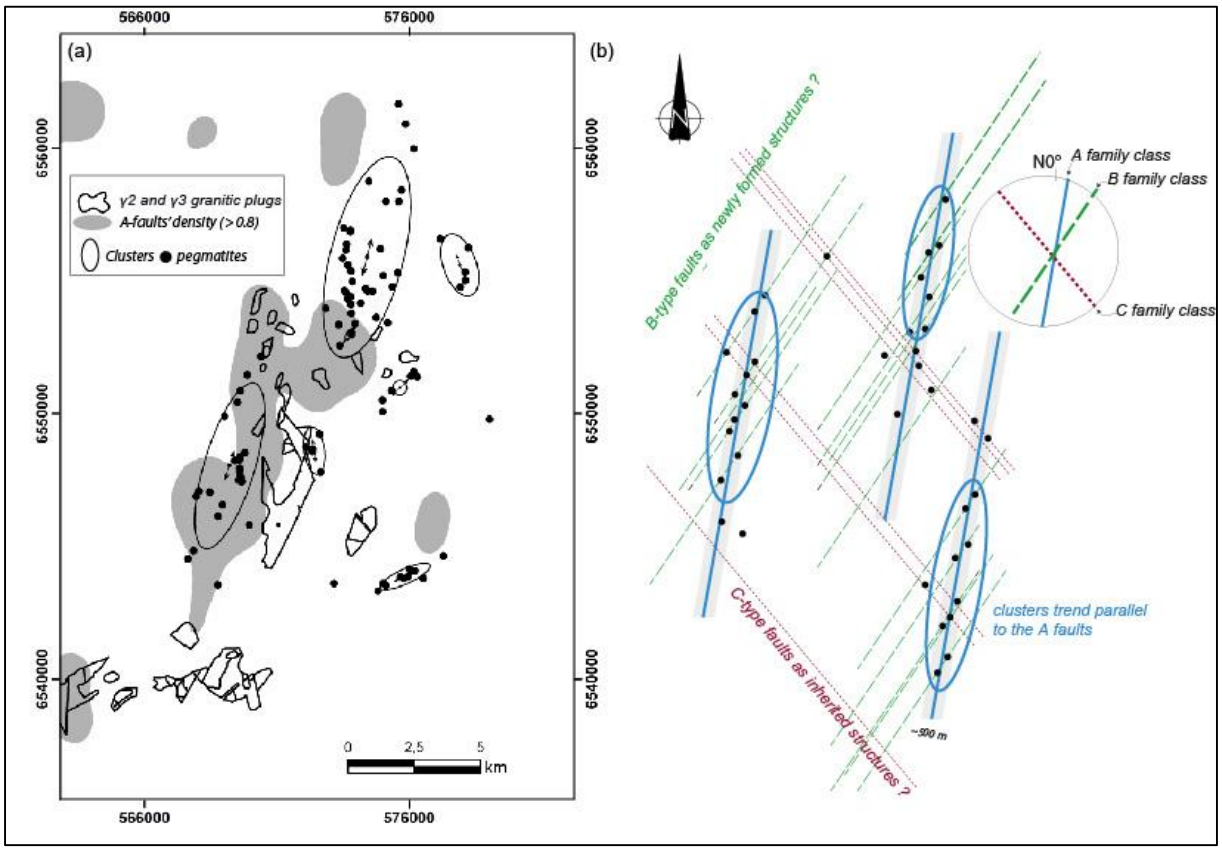


Figure II-16: (a) High density of the A-type faults is parallel to the large sheared-band located in the central part of the SSGC with pegmatites and clusters trends automatically mapped in this area (see Fig.II-13). (b) Schematic model illustrating the High Abnormal Distributions of pegmatites in the vicinity of A-type faults and the high density zones of B- or C-type faults.

Acknowledgments

We thank Manuel Demartis and David London for their constructive and interesting remarks. Editor-in chief Vojtěch Janoušek and Associate Editor Pavel Uher for their constructive comments that considerably improved the quality of the manuscript. Michel Cuney for his participation on the last field campaign and for sharing his knowledge during our discussions of the study area, Laurent Guillou-Frottier for manuscript handling and Nicolas Charles and Arnaud Villaros for their comments. This research was co- funded by the French Geological Survey (BRGM), Région Centre and The Labex VOLTAIRE project research.

References

Se référer à la liste des références située en fin de manuscrit.

II.3. La répartition spatiale des pegmatites LCT de Barroso - Alvão (Nord-Portugal)

II.3.a) Contexte de l'étude

Faisant suite aux résultats obtenus sur le champ des Monts d'Ambazac, la même méthode d'analyse spatiale statistique a été appliquée sur le district de Barro - Alvão, situé au Nord du Portugal. Ce second site d'étude a été choisi de par la quantité importante de pegmatites affleurant dans la région, les différents sous-types de pegmatites ; spodumène et pétalite (± lépidolite), la nature des roches encaissantes différente de celle des Monts d'Amabzac ainsi que, par la grande quantité de travaux déjà réalisés sur la zone facilitant la construction d'une base de données solide (e.g. Lima, 2000; Martins, 2009; Martins et al., 2011). Depuis de nombreuses années, les pegmatites de Barroso - Alvão font l'objet de nombreux travaux d'exploration minière (cf. répartition des concessions Fig.II-17), mais ont également été exploitées par *Imerys Ceramics Portugal e*t le sont encore par *Felmica-Minerais Industriais S.A.* (groupe Mota) pour l'industrie du verre et de la céramique (i.e. quartz, feldspaths et lithium majoritaires).

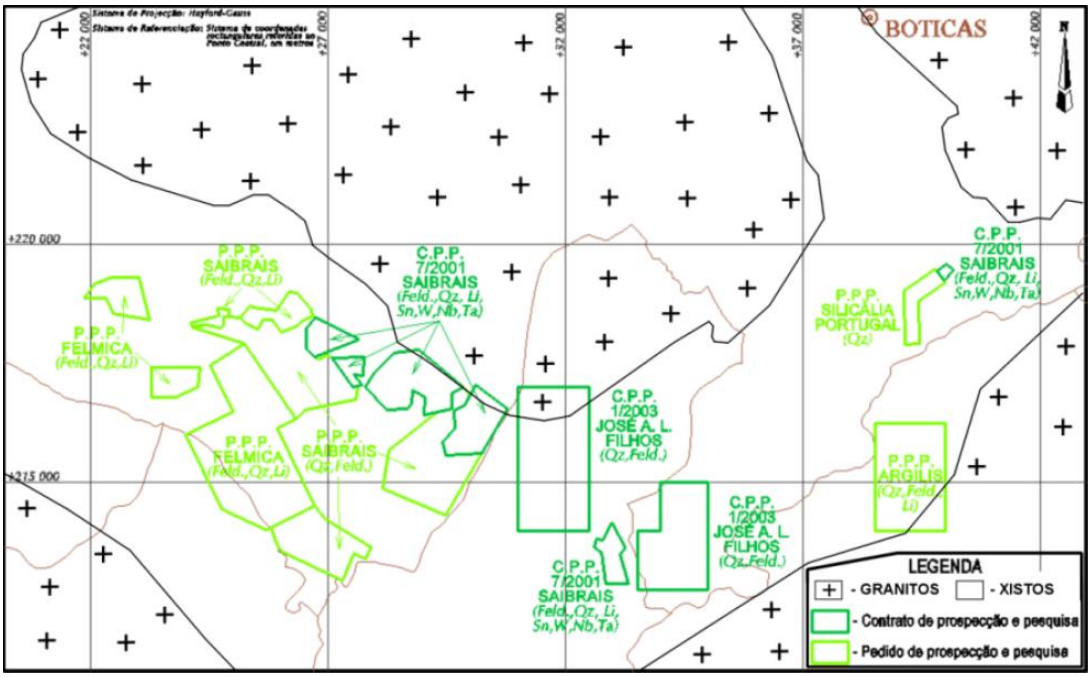


Figure II-17: Répartition et délimitation des concessions attribuées pour la prospection des pegmatites granitiques lithinifères dans la région de Barroso - Alvão (Nord-Potugal). Carte disponible sur site du Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG).

Une mission de reconnaissance, nécessaire à l'établissement des objectifs a été réalisée en décembre 2013, en collaboration avec l'Université de Porto. Dans de cadre de cette collaboration, David Barbosa da Silva, étudiant en Master 2 a réalisé l'analyse spatiale statistique

détaillée plus loin dans cette section (Barbosa da Silva, 2014). Son stage, d'une durée de 6 mois a été encadré au BRGM en collaboration avec l'Université d'Orléans.

N'ayant pas réalisé mais orienté l'analyse spatiale statistique, seuls les résultats majeurs obtenus par D. Barbosa da Silva seront présentés. L'intégralité de ces travaux fera l'objet d'une publication scientifique à l'hiver 2016. Néanmoins, ces résultats ont été interprétés et comparés aux résultats obtenus sur le site des Monts d'Ambazac dans le cadre de cette thèse.

II.3.b) Contexte géologique

1) Géodynamique Varisque

Le champ de pegmatites LCT de Barroso - Alvão est situé au cœur du massif ibérique, dans la zone Galicienne de Trás-Os-Montes, à proximité du chevauchement ~ E - O faisant office de frontière avec la Zone Centrale Ibérique (Fig.II-18, e.g. GTMZ, Julivert et al., 1974; Farias et al., 1987).

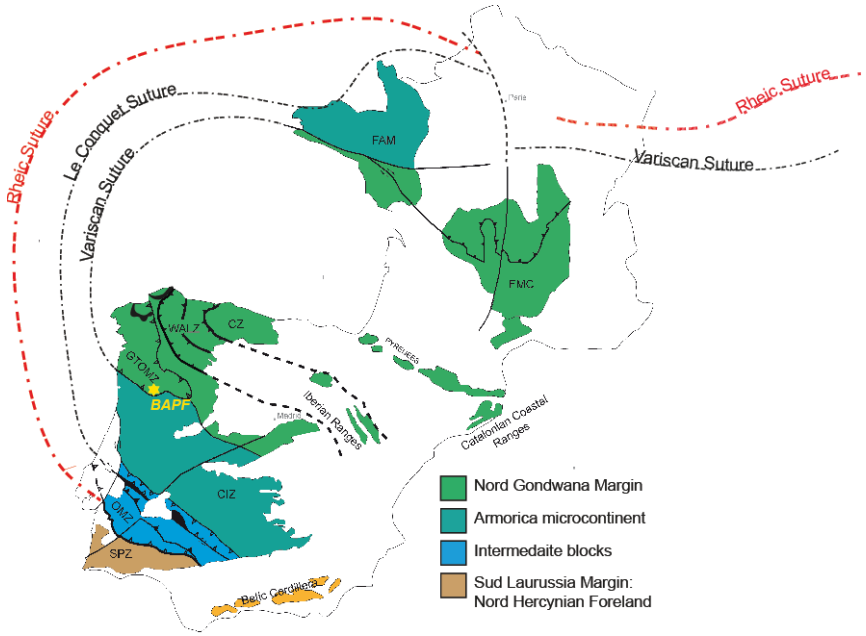


Figure II-18: Carte schématique de la répartition des unités Varisques par rapport à la position de la suture océanique Rhéïque (d'après Nance et al, 2010 ; Gloaguen, 2006). Abbréviations de la Chaîne Ibérique : (CZ) Cantabrian Zone (WALZ) West Asturian-Leones Zones (GTOMZ) Galica Trás-Os-Montes Zone (CIZ) Central Iberian Zone (OMZ) Ossa-Morena Zone (SPZ) Southern Portuguese Zone. Abbréviations de la chaîne Hercynienne : (FAM) French Armorican Massif (FMC) French Massif Central. Abbréviations du champ de pegmatites : (BAPF) Barroso Alvão Pegmatite Field.

Au même titre que le Limousin français (i.e. localisation des Monts d'Ambazac), la GTMZ fait suite à l'accrétion de la marge nord du Gondwana (i.e. Massif Central, domaine Sud-Armoricain, zone Cantabrienne, massifs des Vosges et de Bohème) avec le micro-continent

Armorica auquel le Domaine Central Armoricain et la Zone Centrale Ibérique sont rattachés. La suture océanique Varisque (i.e. fermeture de l'océan Rhéïque) souligne la délimitation entre ces deux grands domaines tectoniques (e.g. Matte, 1986; Faure et al., 1997; Nance et al., 2010), Fig.II-19.

La région de Trás-Os-montes a été affectée par 3 déformations successives au cours de la subduction du Gondwana, au Sud, sous la Laurussia, au Nord (Ribeiro, 1974) En revanche, seules les schistosités S2 et S3 sont encore clairement visibles sur le terrain (e.g. Noronha et al., 1981).

La déformation D2 est caractérisée par le développement d'une schistosité S2 subhorizontale. La déformation D3 est quant-à elle caractérisée par une linéation de crénulation l3 sub-verticale induite par le développement de plis dont les axes sont globalement orientés dans la direction N120° (cf. Fig.II-19). La fin de l'édification Varisque est également marquée par le développement de zones de cisaillements ductiles (cf. Fig.II-19).

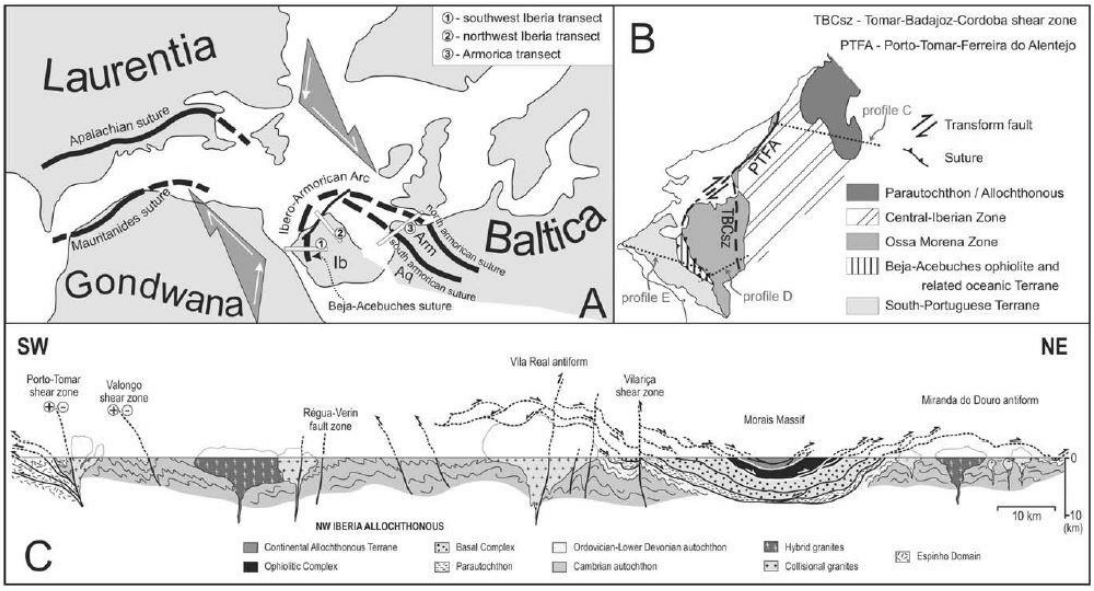


Figure II-19: Coupe géologique réalisée à travers les massifs autochtones et allochtones situés au NO du massif ibérique (Riberio et al. 2007). Les structures orogéniques faisant suite à la collision du Gondawana avec la Laurussia sont présentées sur la vignette (A). La localisation du profil associé à la coupe est disponible sur la vignette (B). Notez que la coupe passe légèrement au Sud du champ de pegmatites de Barroso - Alvão (domaine parautochtone).

Enfin, au dernier stade de l'orogénèse Varisque (ca. 310 - 270 Ma), l'extension généralisée entraîne le développement de grand décrochements globalement orientés NNO-SSE et NNE-SSO (e.g. Arthaud & Matte, 1975 ; Marques et al., 2002). La faille senestre de *Vila Real*, située à l'extrémité Est du champ de pegmatites de Barroso - Alvão fait partie de ce réseau, recoupant la totalité des structures D3 (cf. plis et cisaillements Fig.II-19). D'après Marques et al. (2002), le

jeu inverse de ces failles Varisques serait lié à leur réactivation pendant le cycle orogénique Alpin.

2) Les intrusions granitiques

Associées à ces déformations successives, une multitude de granitoïdes se sont injectés dans la région (cf. Fig.II-20). Ferreira et al. (1987) ont classé ces granitoïdes en fonction des relations structurales et temporelles qu'ils partagent avec la phase de déformation majeure D3 :

(i) *Les granites à deux-micas syn-D3.* La grande majorité des granites injectés dans la région de Barroso - Alvão appartiennent à cette catégorie. Les granites syn-orogéniques sont subdivisés en 5 classes ; des granites à deux-micas (e.g. complexe plutonique de Cabeiceras de Basto, daté à 311 ± 1 Ma (2 σ) par Almeida et al. (1998) aux granites à muscovite seule (e.g. granite de Barroso). Les granites syn-D3 se sont injectés dans la couverture métasédimentaire datée du Silurien inférieur, le long d'un antiforme D3 qui définit la structure régionale orientée ~ N130°.

(ii) *Les granites à biotite syn- à tardi-D3.* La grande majorité de ces granites présentent des fabriques magnétiques cohérentes avec une mise en place le long des grands accidents orientés ~ NO-SE (e.g. résultats d'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique, Martins et al., 2013). Le complexe plutonique de Viera do Minho ; exemple représentatif de ces batholithes hyperalumineux, a été daté par méthode U/Pb sur zircon et monazite respectivement à 310 ± 2 Ma et 312 ± 2 Ma (Martins et al., 2013).

(iii) *Les granites à biotite post-D3* se mettent préférentiellement en place pendant la phase D4. Cette phase correspond à un régime tectonique extensif, marqué par un amincissement crustal et le développement de décrochements fragiles orientés préférentiellement dans la direction NNE-SSO. C'est le long de ces accidents tardifs (e.g. faille de Penacova-Régua-Virin, Martins et al., 2009) que les massifs granitiques post-orogéniques se mettent en place. Les massifs granitiques de Peneda-Gerês et de Vila Pouca de Aguiar ont respectivement été datés par méthode U/Pb sur zircon à 297 ± 7 Ma (Dias et al., 1998) et 299 ± 3 Ma (Martins et al., 2009).

3) Les intrusions pegmatitiques

La totalité des pegmatites de type LCT affleurent dans la couverture métasédimentaire orientée globalement NO-SE et principalement composée de paragneiss datés du Silurien. Trois unités principales encaissent les nombreux filons aplo-pegmatitiques : (i) les unités supérieures

(i.e. Sc unit) et inférieures (i.e. Sb unit) du domaine de Carrazedo, et (ii) l'unité supérieure du domaine structural de Três Minas (i.e. Sa unit).

Le champ de pegmatites est subdivisé en 5 types différenciés suivant des critères minéralogiques, géochimiques, texturaux et suivant leur profondeur de mise en place. Les quelques pegmatites intra-granitiques ; affleurant sur la bordure Nord du complexe plutonique de Cabecerias de Basto (cf. Fig.II-20) sont toutes stériles, principalement minéralisées à quartz, k-feldspaths, muscovite, biotite, et (± grenat, béryl, tourmaline, fluoroapatite, zircon). Des pegmatites de composition similaire sont également observables dans l'unité Sb. Les pegmatites lithinifères riches en spodumène, muscovite, quartz, feldspaths et (± Nb-Ta oxydes) sont principalement retrouvées dans l'unité Sb et à l'interface des unités Sb et Sc. Le spodumène est la phase majeure porteuse de lithium dans la région. Ce sont principalement ces pegmatites qui ont et font depuis de nombreuses années l'objet de dépôts de permis d'exploration pour les ressources non-métalliques. Les pegmatites minéralisées en pétalite ; moins abondantes, sont concentrées dans la partie occidentale de l'unité Sb. La présence de pétalite dans l'assemblage minéralogique de ces filons indiquent une consolidation de plus basses pression et température (e.g. London & Burt, 1982). Enfin, les pegmatites à lépidolite (i.e. troisième phase majeure porteuse de lithium), les moins représentées dans la région, se concentrent sur l'extrémité Ouest de l'unité métasédimentaire de l'unité Sc (Martins et al., 2011). Des exemples représentatifs des différentes pegmatites rencontrées dans la région de Barroso sont présentés sur la Fig.II-21.

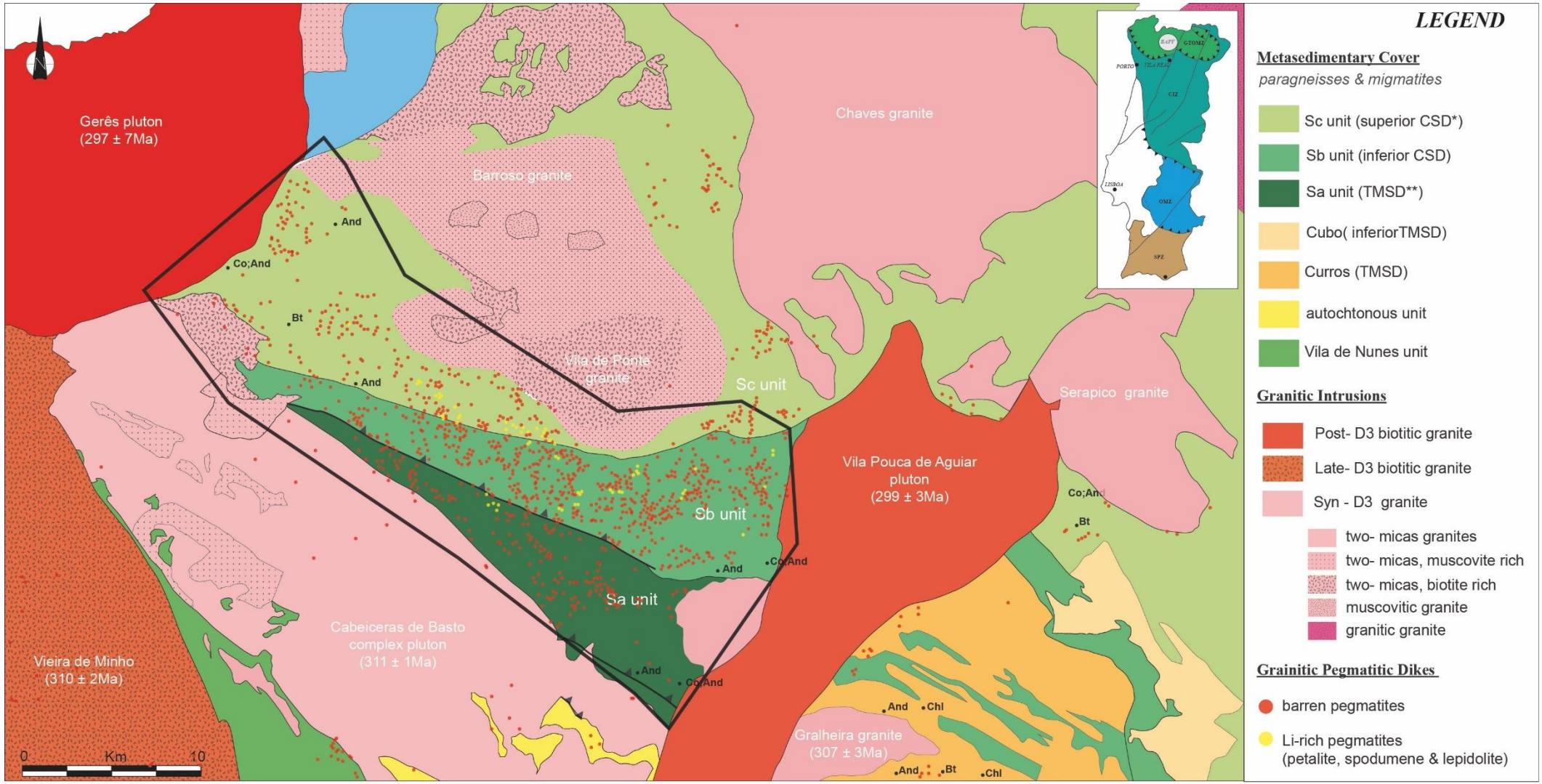


Figure II-20: Carte géologique schématique de la région de Barroso - Alvão (Nord-Portugal). Carte géologique réalisée d'après Martins et al. (2012), Barbosa da Silva (2014). Abbréviations : (CSD) Carrazedo Structural Domain, (TMSD) Três Minas Structural Domain, (GTMZ) Galicia Trás-Os-Montes Zone, (CIZ) Central Iberian Zone, (OMZ) Ossa Morena Zone, (SPZ) South Potuguese Zone. Le polygone noir marque la délimitation de notre zone d'étude.

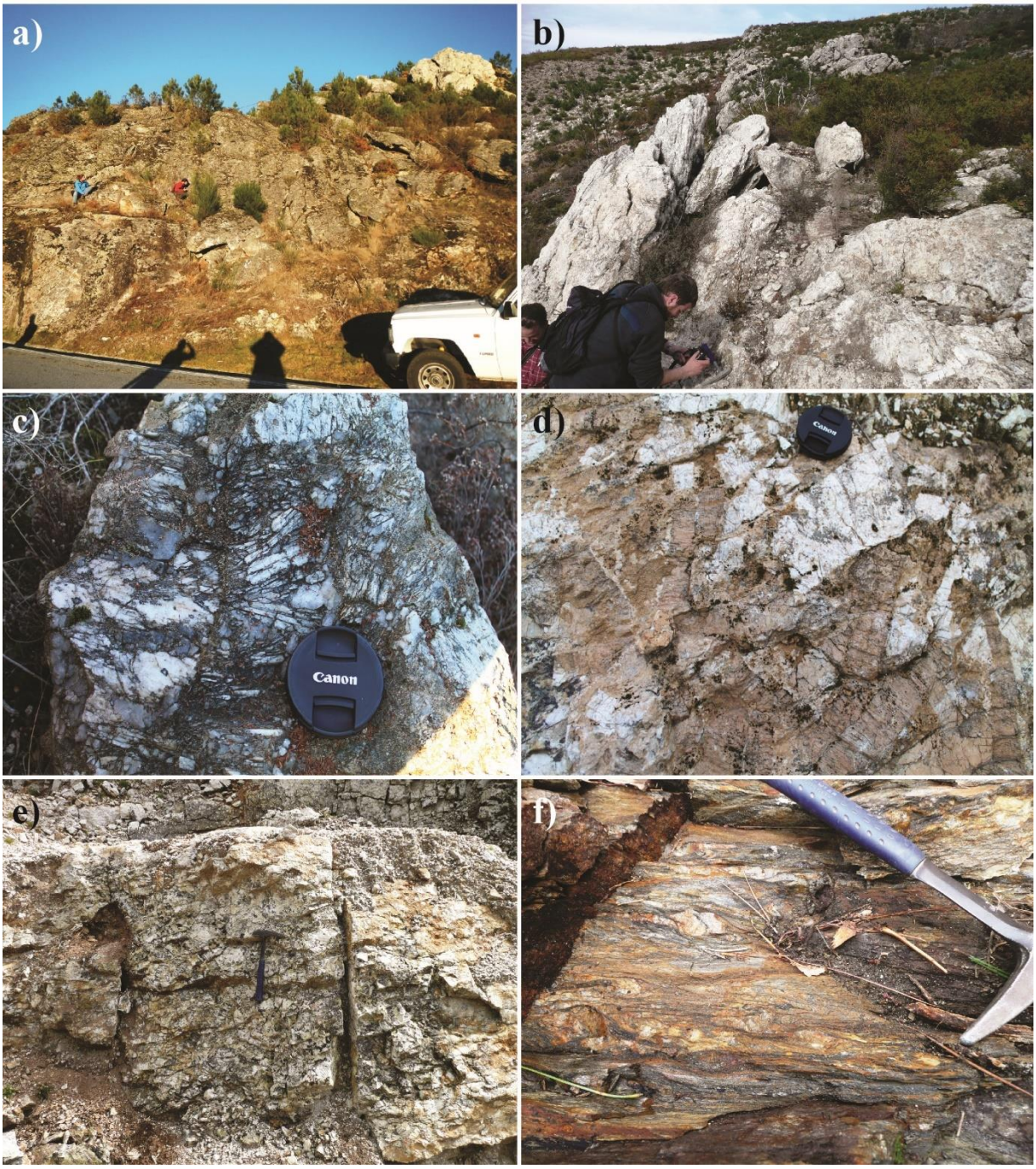


Figure II-21: Exemples d'intrusions pegmatitiques à l'affleurement dans la région de Barroso - Alvão. (a) Exemple de pegmatite stérile observée dans la région de Boticas, au Nord du champ de pegmatites (David Silva et moi pour l'échelle), (b) pegmatite à spodumène observée dans la région d'Adagoï (Jéremie Melleton pour échelle), (c) minéralisation à lithium typique des pegmatites d'Adagoï, (d) cristaux de pétalite observés dans une pegmatite de la région de Lousas,à l'Ouest d'Adagoï (e) paroi massive d'une pegmatite à pétalite dans la concession minière de *Felmica S.A*, et (f) schistosité S3 sub-verticale associée aux pegmatites lithinifères de Lousas.

II.3.c) Problèmes associés à la genèse des filons aplo-pegmatitiques

Lima (2000) fut le premier à proposer le complexe plutonique de Cabeceiras de Basto comme source parentale à l'origine du champ de pegmatites voisin. Ce modèle est

principalement basé sur des études géochimiques, utilisées pour tracer la filiation génétique de ces pegmatites. Cette filiation génétique a été interprétée par l'intermédiaire de nombreux marqueurs de la différenciation magmatique (e.g. K/Rb, Li/Cs) dans les micas et les feldspaths.

Plus récemment, Martins et al. (2012) ont proposé un modèle de genèse différent de celui de Lima (2000) pour l'ensemble des pegmatites du district de Barroso. Les pegmatites stériles intra-granitiques, concentrées majoritairement dans l'unité métasédimentaire Sa auraient évolué depuis le granite de Cabeceiras de Basto. En revanche, le reste des pegmatites encaissées dans l'unité para-autochtone proviendraient d'une source crustale commune, dont la fusion partielle serait responsable de la production de magmas pegmatitiques peu volumineux. D'après ces mêmes auteurs, malgré une source commune ces magmas évolueraient chimiquement indépendamment les uns des autres jusqu'à saturer en lithium.

Malgré une grande quantité de données disponibles sur la géochimie et les minéralisations associées à ces pegmatites, aucune datation ni analyse isotopique n'a été effectuée pour confirmer la filiation génétique potentielle entre le complexe plutonique de Cabeceiras de Basto, au Sud et les pegmatites au Nord.

Le modèle de genèse est toujours discuté (fractionnement magmatique d'une source granitique *vs.* fusion crustale directe) et les mécanismes impliqués dans la mise en place (i.e. drains, mécanismes d'ascension) n'ont pas fait l'objet de travaux détaillés.

Si les conclusions de Martins et al. (2012) sont avérées, à savoir des magmas pegmatitiques générés par une source crustale en profondeur, quels sont les facteurs qui contrôlent leur ascension et leur mise en place au sein des domaine sutructuraux de Carrazedo (Sb, Sc) et de Três Minas (Sa) ?

Ces informations deviennent indispensables pour comprendre la localisation de ces champs de pegmatites lithinifères. Quels seront les guides métallogéniques utilisés en prospection minière si la genèse de ces pegmatites depuis un granite hyperalumineux n'est plus privilégiée ?

Afin de répondre à ces questions, une analyse spatiale statistique a été réalisée sur la zone de Barroso - Alvão par D. Barbosa da Silva (collaboration BRGM/ Université de Porto, Portugal). L'objectif premier étant de caractériser la distribution spatiale des corps pegmatitiques,

minéralisés ou non. Les outils statistiques utilisés (i.e. fonction K de Ripley, DNN, estimation par noyau, distance euclidienne) sont les mêmes que ceux détaillés dans la section précédente. Le descriptif des manipulations sous SIG ainsi que les résultats obtenus pour chacune d'elle sont disponibles sur la version numérique du rapport de stage de David Barbosa da Silva (2014) https://repositorio-aberto.up.pt/handle/10216/78205.

II.3.d) Analyse spatiale statistique

Les tests statistiques présentés par la suite sont similaires à ceux réalisés sur les Monts d'Ambazac : (i) analyse de la distribution spatiale des pegmatites (i.e. distribution regroupée *vs.* aléatoire *vs.* dispersée), (ii) analyse de la distribution des pegmatites par rapport à la distance aux granites de Cabeceiras de Basto et de Barroso, (iii) analyse de la distribution des pegmatites par rapport à la densité de failles et (iv) analyse de la distribution de pegmatites par rapport à la distance aux failles. Pour chacun des tests statistiques réalisés, les pegmatites minéralisées à spodumène, lépidolite et/ou pétalite ont été différenciées des pegmatites stériles.

La zone d'étude couvre 2560 km². Cette zone est recouverte à 68 % de roches granitiques et à seulement 32 % de roches métasédimentaires dans lesquelles affleurent 95 % des pegmatites (tous types confondus). 1924 occurrences pegmatitiques ont été répertoriées, dont seulement 4 % sont lithinifères ; minéralisées à spodumène *(n = 54)*, pétalite *(n = 22)* ou lépidolite *(n = 2)*. Les pegmatites étant présentes à 89 % dans la zone de Barroso - Alvão, notre zone d'intérêt a été réduite pour les besoins de l'étude (cf. Fig.II-18). La localisation de toutes les pegmatites minéralisées (*n = 78*) dans cette zone a conforté notre choix. L'ensemble des données (linéaires, ponctuelles et surfaciques) ont été géoréférencées suivant une projection Transverse Mercator Hayford-Gauss IGeoE (datum 73).

1) <u>Analyse de la distribution spatiale des pegmatites</u>

Les indices R (cf. eq (1)) utilisés pour caractériser la distribution spatiale d'un jeu de données ont été calculés dans un premier temps pour l'ensemble des pegmatites de la zone (*n = 1627*) et dans un second temps pour les pegmatites lithinifères. Les indices R calculés présentent respectivement des valeurs de 0,59 (i.e. R_1) et de 0,26 (i.e. R_2). Les pegmatites lithinifères présentent un indice de regroupement nettement plus important que les pegmatites stériles ($R_1 \rightarrow 1$; $R_2 \rightarrow 0$). L'indice R_2, représentatif des pegmatites stériles traduit le caractère aléatoire de la distribution de ces pegmatites.

Afin de mieux contraindre l'échelle de regroupement des pegmatites minéralisées (*vs.* dispersion pour les pegmatites stériles), les valeurs de Ripley L'(r) (cf. (5)) ont été par la suite calculées (cf. Fig.II-22).

Tout comme l'indice R, les valeurs L'indiquent un fort taux de regroupement associé aux pegmatites minéralisées (i.e. valeur L'maximale = 2500). La pente de la fonction dérivée seconde L', obtenue à partir des pegmatites minéralisées, est plus forte que celle obtenue à partir de l'ensemble des pegmatites. Le plus fort degré de regroupement est obtenu pour une distance

maximale r fixée à 1800 m. Au-delà la distance maximale fixée à 4300 m, la distribution spatiale de ces pegmatites devient aléatoire. La distribution spatiale de la totalité des pegmatites (i.e. tous types confondus) avoisine cependant celle d'une distribution aléatoire de référence (i.e. pente de la fonction L'→0). Suite à ces résultats, un ensemble de tests statistiques a été développé pour déterminer les facteurs lithologiques et/ou structuraux contrôlant la distribution des pegmatites minéralisées.

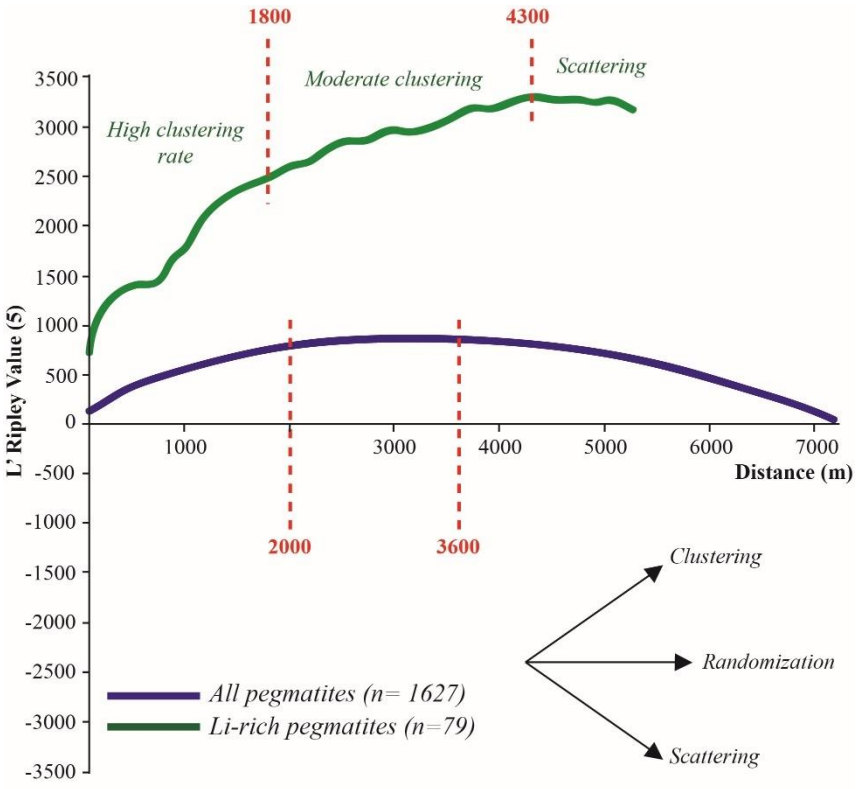


Figure II-22: Fonction L' ; dérivée seconde de la fonction K de Ripley calculée pour détecter les déviations spatiales de la distribution des pegmatites minéralisées (courbe verte) et de toutes les pegmatites confondues (courbe bleue) depuis une distribution de référence homogène, type distribution de Poisson (i.e. y = 0). La valeur L'= 2500 correspond au degré de regroupement le plus élevé des pegmatites lithinifères pour une distance maximale au voisin le plus proche (i.e. DNN) égale à 1800 m.

2) Impact de la densité de pegmatites

Le choix de ce test statistique est justifié pour tester le modèle de genèse communément employé pour décrire la présence des pegmatites LCT (e.g. London, 2008). En effet, ce modèle précise une diminution drastique du nombre de pegmatites, ainsi qu'une augmentation du degré de fractionnement magmatique avec l'augmentation de la distance au granite source. De ce fait, existe-t-il une anomalie de la distribution des pegmatites lithinifères avec les zones de faible densité de corps pegmatitiques ?

Si l'on compare la distribution des pegmatites lithinifères en fonction de la densité de pegmatites avec celle de référence (cf. Fig.II-23), on observe deux anomalies majeures de la distribution : (i) une anomalie dite « modérée » observable pour des densités de pegmatites comprises entre 8 et 10 (par km²), et (ii) une forte anomalie de la distribution observable pour des valeurs de densité comprises entre 10 et 26. Plus de 65 % des pegmatites minéralisées se situent dans cet intervalle de densité.

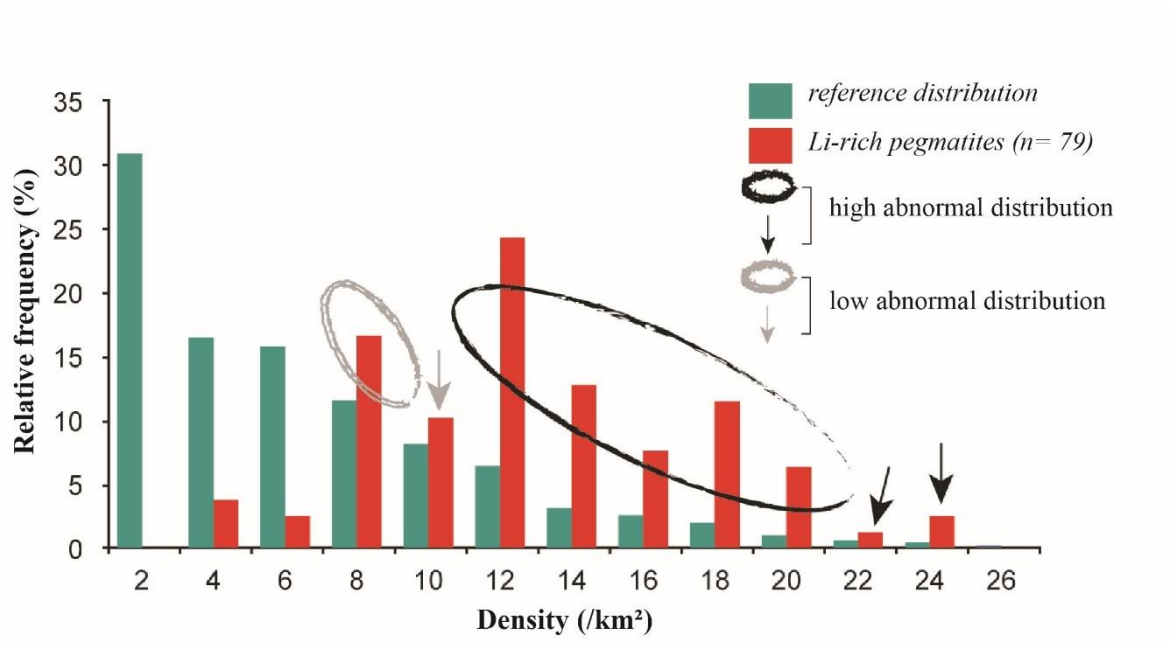


Figure II-23: Histogramme de cumulation de fréquences des pegmatites en fonction de la densité de pegmatites par km². La fréquence maximale de pegmatites égale à 25 % est obtenue pour une densité de pegmatites égale à 12 pegmatites/km², contre seulement 2 pegmatites/km² pour la distribution de référence. Se référer au texte pour des explications supplémentaires.

Ces pegmatites, les plus évoluées minéralogiquement ne sont donc pas isolées au sein de ce champ de pegmatites. Au contraire, plus le nombre de pegmatites est élevé, plus il y a de chance que des pegmatites minéralisées soient également présentes.

3) Relations spatiales entre les pegmatites lithinifères et le granite de Cabeceiras de Basto

Le complexe granitique de Cabeceiras de Basto étant considéré comme la source magmatique parentale des pegmatites de Barroso - Alvão (e.g. Lima, 2000), il était nécessaire de vérifier statistiquement ce modèle. Existe-t-il une anomalie de la distribution des pegmatites minéralisées avec la distance à ce granite (cf. Fig.I-5) ?

Si l'on compare la distribution des pegmatites (tous types confondus) en fonction de la distance à ce granite avec celle de référence (cf. Fig.II-24), on observe premièrement que la distribution spatiale des pegmatites est Gaussienne avec une fréquence maximale atteinte à une

distance d'environ 4250 m (i.e. distance moyenne). Deuxièmement, l'anomalie de la distribution spatiale est valable dans l'intervalle de distance [3250 - 6250 m [. Plus de la moitié des pegmatites (~ 54 %) sont réparties dans cet intervalle de distance.

De manière à mieux contraindre la nature des pegmatites à l'origine de cette anomalie de la distribution, le même calcul a été réitéré pour chacun des types à spodumène et pétalite. Les pegmatites à lépidolite ont été volontairement écartées, leur population n'étant pas représentative ($n = 2$).

Les pegmatites riches en spodumène étant les plus représentatives des pegmatites dites minéralisées, seule leur répartition spatiale sera discutée.

L'histogramme des fréquences cumulées de pegmatites en fonction de la distance au complexe granitique de Cabeceiras de Basto dessine deux belles anomalies de la distribution. Une première dans l'intervalle [4500 - 5250 m [et une seconde dans l'intervalle de distance [5750 - 7000 m [dans lequel se répartissent plus de 60 % des pegmatites à spodumène. Ces deux intervalles de distance sont cohérents avec ceux des anomalies de distribution révélées précédemment pour l'ensemble des pegmatites.

De ce fait, plus on s'éloigne du complexe granitique de Cabeceiras de Basto, plus les corps pegmatitiques sont nombreux et plus les chances que ceux-ci soient minéralisés sont nombreuses. Ces résultats statistiques ne sont donc pas cohérents avec le modèle de mise en place classique, les pegmatites minéralisées n'étant ni spatialement isolées, ni plus rares avec l'augmentation de la distance au granite.

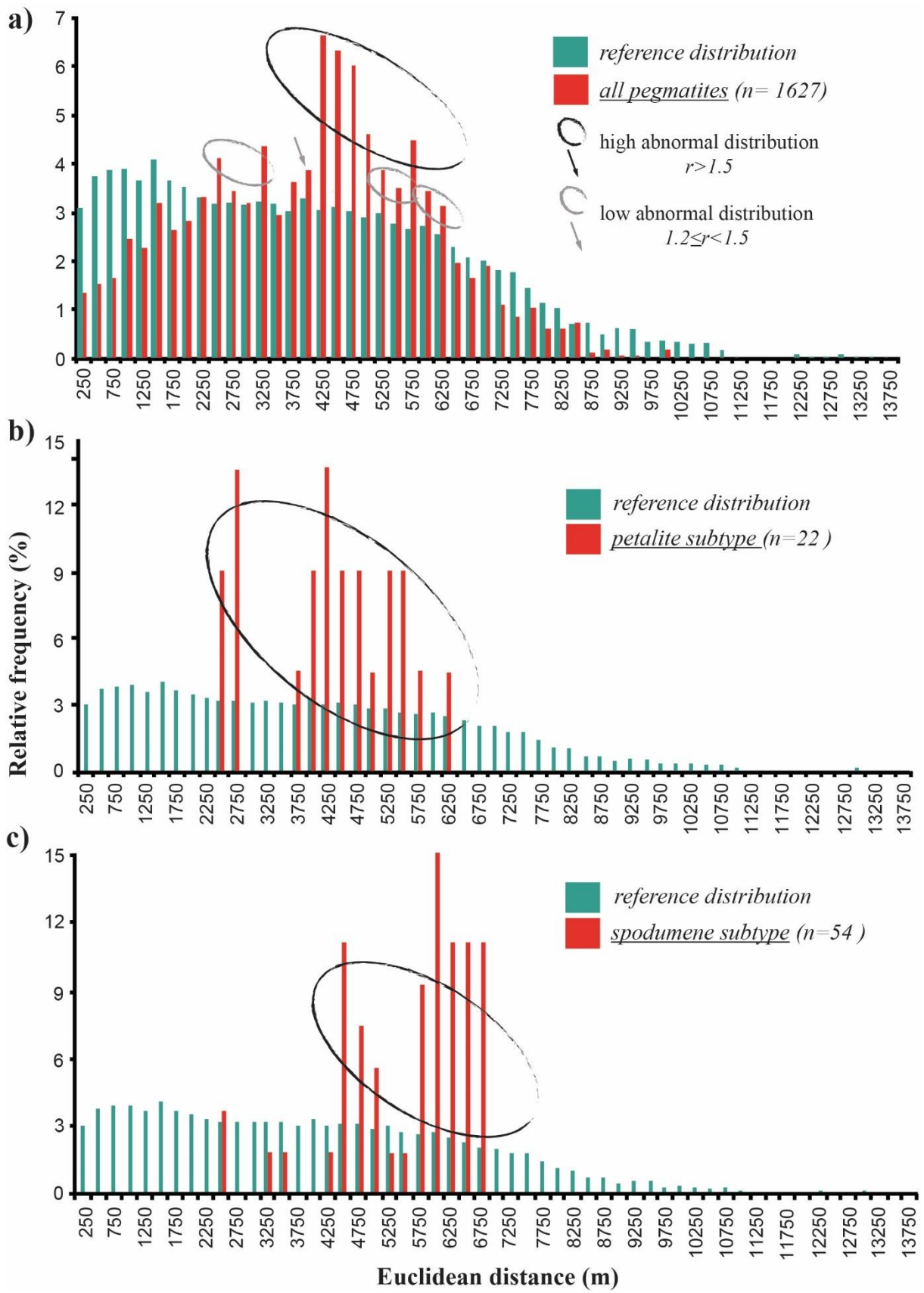


Figure II-24: Histogrammes de cumulation de fréquences de toutes les pegmatites (a), des pegmatites riches en pétalite (b) et à spodumène (c) en fonction de la distance au granite de Cabeceiros de Basto granite.

4) Rôle des failles sur la localisation des pegmatites lithinifères

La localisation des pegmatites n'étant pas spatialement associée aux lithologies granitiques avoisinantes, le rôle des structures affectant la couverture métasédimentaire (dans laquelle la totalité des pegmatites minéralisées affleure) a été testé.

Si l'on compare l'histogramme des fréquences cumulées des pegmatites (tous types confondus) en fonction de la densité de failles, avec celui de référence, les distributions sont sensiblement les mêmes (Fig.II-25a).

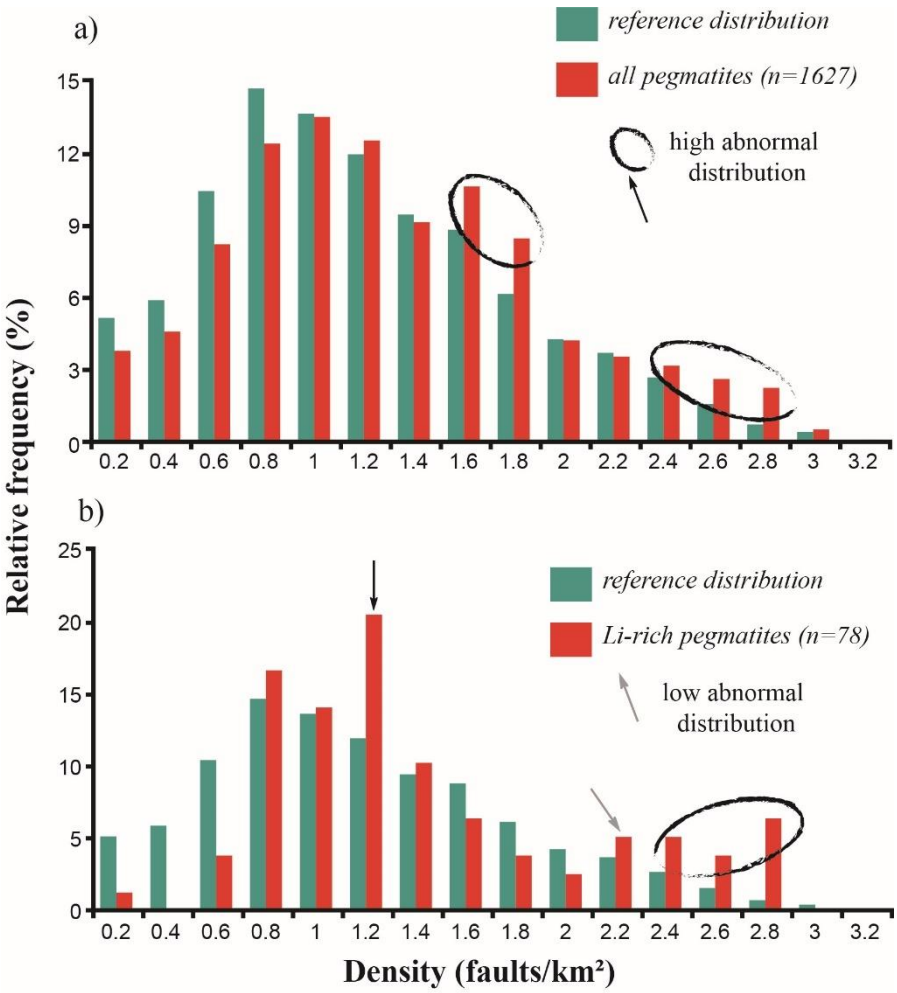


Figure II-25: Analyse de la distribution spatiale de toutes les pegmatites (a) et des pegmatites lithinifères (b) en fonction de la densité de failles par km² (toutes orientations confondues).

Aucune anomalie de la distribution n'est détectée avant l'intervalle de densité (/km²)]1,5 – 1,6[. En revanche, à partir de 1,5 failles/km², la fréquence relative de pegmatites est toujours supérieure ou équivalente à celle de référence. Au vue de ces observations, les pegmatites semblent donc préférentiellement associées aux zones de forte densité de failles.

Cette relation spatiale est d'autant plus évidente avec les pegmatites lithinifères. On remarque que seulement 5 % des pegmatites minéralisées sont localisées dans des zones

dépourvues (ou presque) de failles (i.e. intervalle de densité/km²]0 – 0,7]). En revanche, plus de 20 % des pegmatites minéralisées sont spatialement associées à l'intervalle de densité]1 - 1,12]. Les intervalles de densités de failles élevées (i.e.]2 – 2,2],]2,2 – 2,4],]2,4 – 2,6] et]2,6 – 2,8]) cumulent en revanche plus de 20 % de pegmatites minéralisées. Ces résultats sont cohérents avec les anomalies de distribution des pegmatites (tous types confondus) observées dans les zones de forte densité de failles. Malgré que plus de 20 % de ces failles soient spatialement associées à des zones de densité un peu plus faible (i.e. intervalle]1 – 1,12]), ce résultat semble confirmer que la présence d'au moins une faille est nécessaire pour localiser ces pegmatites.

Cette association spatiale des pegmatites lithinifères avec une faible densité de failles peut également souligner que l'association spatiale existante n'est pas valable pour l'ensemble des structures, mais plutôt qu'une orientation préférentielle de celles-ci est requise pour la mise en place de ces pegmatites. De manière à confirmer cette hypothèse, l'orientation de ces failles et les distances les séparant des pegmatites lithinifères doivent être déterminées.

Pour ce faire, la répartition spatiale des pegmatites par rapport à la distance aux failles (toutes orientations confondues) a été analysée (cf. Fig.II-26).

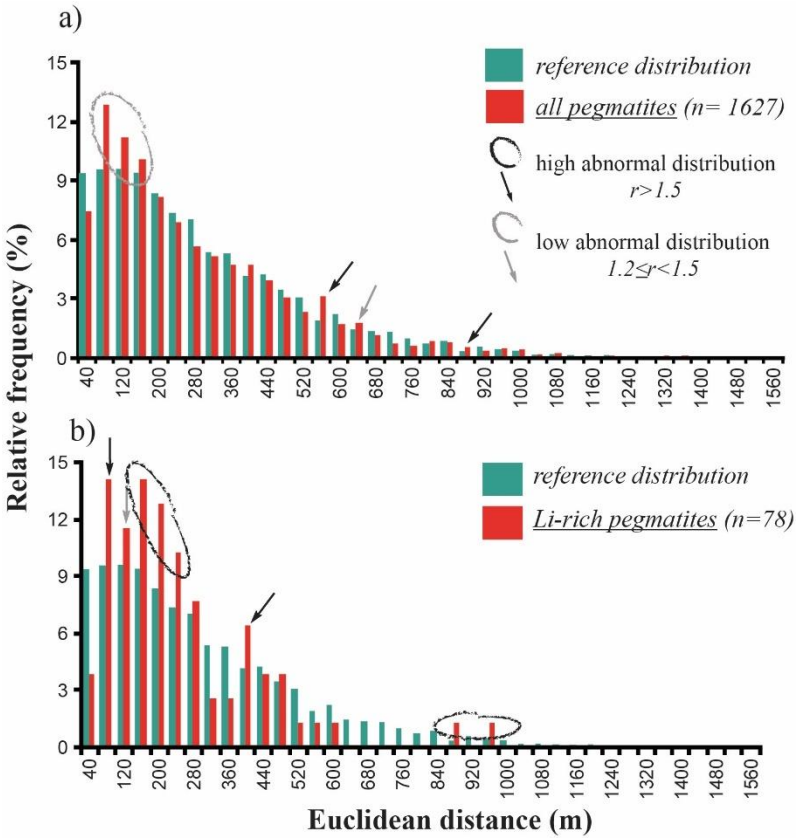


Figure II-26: Analyse de la distribution spatiale des pegmatites (tous types confondus) (a) et des pegmatites lithinifères (b) en fonction de la distance aux failles avoisinantes (toutes orientations confondues).

Sur l'histogramme (a), on observe une anomalie de la distribution des pegmatites dans les intervalles de distance]40 - 200 m]. Environ 30 % des pegmatites (tous types confondus) sont situées à moins de 200 m d'une faille. Au-delà de cette distance, la distribution des pegmatites est similaire à celle de référence. Seule une forte anomalie de la distribution des pegmatites est observable dans l'intervalle]540 - 580m] seulement, cette anomalie ne représente que 4 % du nombre total de pegmatites affleurant la zone d'étude. Si l'on compare cet histogramme avec celui de la distribution des pegmatites minéralisées en lithium (b), les anomalies de la distribution sont corrélées aux mêmes intervalles de distance. Environ 63 % des pegmatites minéralisées sont situées à moins de 280 m d'une faille. En revanche, comme précédemment, très peu de pegmatites minéralisées sont localisées sur une faille (i.e. intervalle]0 - 40 m]).

Afin de préciser la relation spatiale existante entre les pegmatites minéralisées et les failles, il est indispensable de déterminer les différents domaines d'orientation préférentielle de failles. Pour ce faire, l'histogramme des fréquences relatives de failles en fonction de l'orientation angulaire a été calculé puis, déconvolué à l'aide du logiciel *PeakFit* (cf. Fig.II-27) Cette déconvolution, nécessaire à la séparation des pics (i.e. détermination des intervalles de direction angulaire) utilise une fonction de type gaussienne. Deux familles de failles ont ainsi été déterminées, les failles de type α orientées dans l'intervalle [N180° - N091°] et les failles de type β orientées dans l'intervalle [N092°-N179°]. Par la suite, les distances euclidiennes entre les pegmatites lithinifères et ces deux types de failles ont été calculées (cf. Fig.II-28).

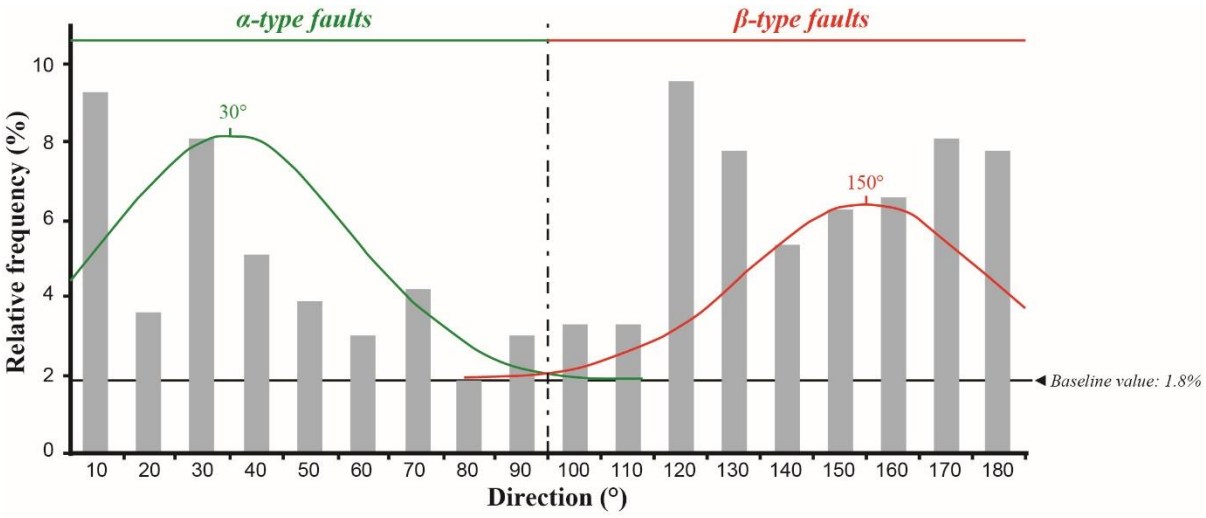


Figure II-27: Histogramme de répartition des failles en fonction de leur orientation angulaire (°). Notez les 2 domaines directionnels notés α et β, respectivement définis par les intervalles [N180-N091°] et [N092-N179°]. La ligne de base (ou seuil) correspond au bruit de fond, 1,8% des failles ne sont pas prises en compte dans la déconvolution de l'histogramme.

Une forte anomalie de la distribution est observable dans les premiers 500 m séparant les pegmatites minéralisées des failles de type α (i.e. failles orientées N-NE). Effectivement, plus de 70% des pegmatites minéralisées sont situées à moins de 500 m de l'une de ces failles. Au-delà de cette distance, la fréquence relative chute drastiquement. Les pegmatites lithinifères de Barroso - Alvão sont donc spatialement reliées à la présence des failles de type α orientées dans l'intervalle [N180°-N091°]. En revanche, les pegmatites stériles, représentant 95 % des pegmatites totales de la région ne sont en aucun cas reliées à ces structures.

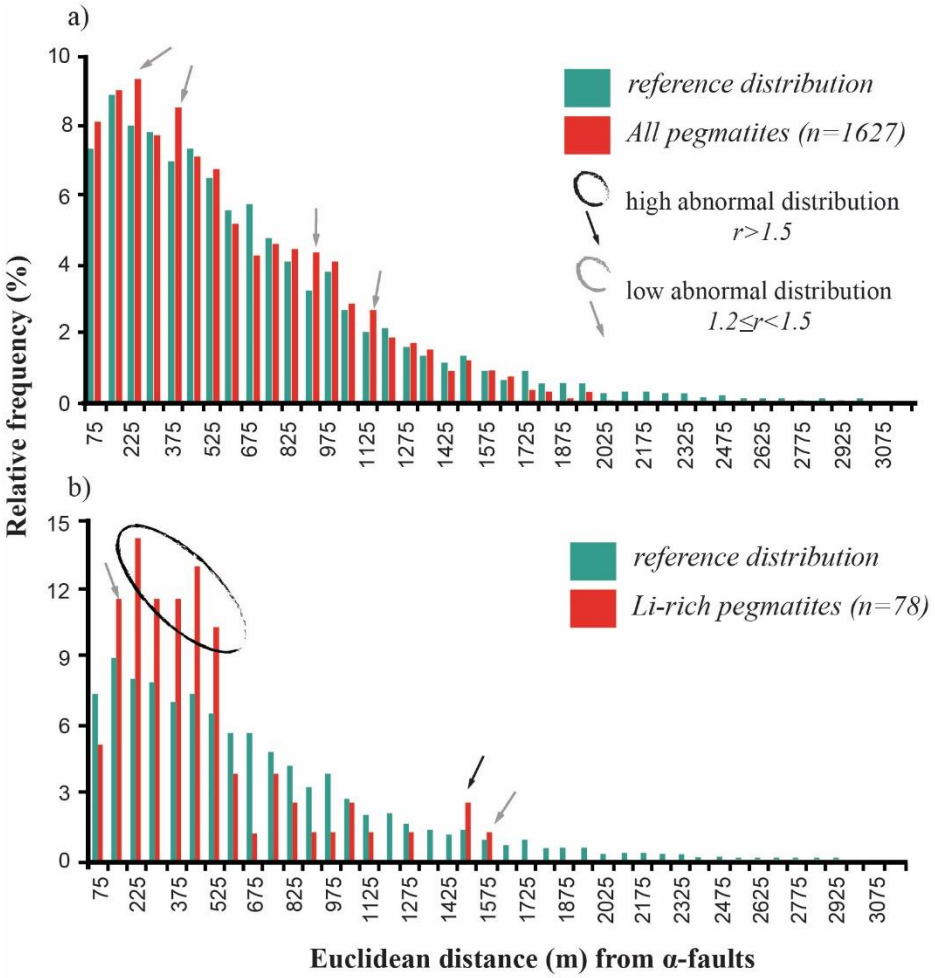


Figure II-28: Analyse de la distribution spatiale de toutes les pegmatites (a) et des pegmatites minéralisées (b) en fonction de la distance aux failles de type α (préférentiellement orientées dans la direction N030°).

Les distributions spatiales statistiques étant différentes pour les pegmatites stériles et minéralisées, on peut supposer que leurs modes de mise en place sont différents eux aussi. Ces résultats statistiques viennent conforter les travaux de Martins et al. (2012) concernant la distinction génétique des pegmatites minéralisées, des pegmatites stériles.

La même opération a été réitérée en prenant en compte cette fois-ci les failles de type β orientées préférentiellement dans la direction NNO-SSE (cf. Fig.II-29). D'après l'histogramme

(a), seule une anomalie de la distribution est observable dans l'intervalle de distance [75 – 225 m [. Environ, 13,5 % de pegmatites se situent à moins de 225 m d'une faille de type β. Plus de 16 % des pegmatites minéralisées se situent également à moins de 225 m d'une faille de type β. Cependant, au contraire de la distribution précédente considérant l'ensemble des pegmatites, il existe des anomalies de la distribution pour des distances supérieures à 550 m. Effectivement, plus de 20 % des pegmatites minéralisées se localisent entre 550 et 1075 m d'une faille de type β. Il existe donc autant de chance de rencontrer des pegmatites minéralisées proches des failles de type β, qu'à 1 km de distance.

Les pegmatites minéralisées sont donc majoritairement associées aux failles de type α plutôt qu'aux failles de type β.

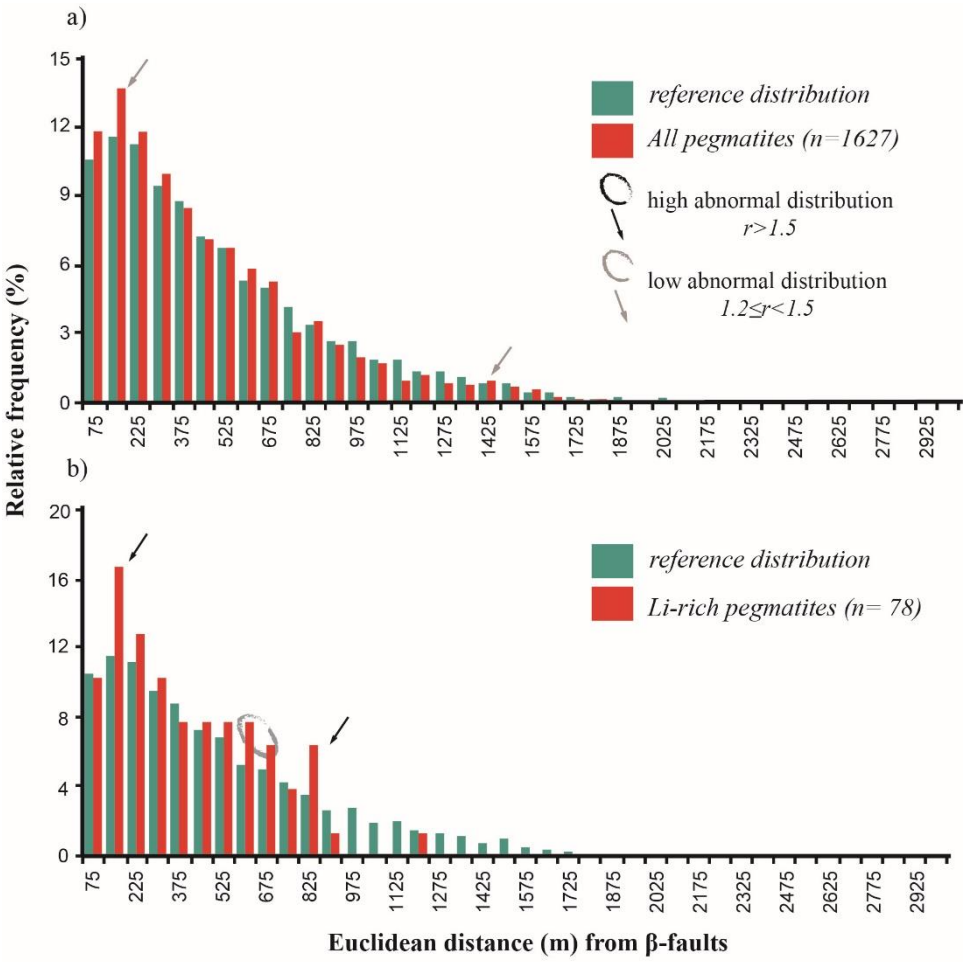


Figure II-29: Analyse de la distribution spatiale de toutes les pegmatites (a) et des pegmatites minéralisées en fonction de la distance aux failles de type β (préférentiellement orientées dans la direction N150°).

5) <u>Rôle de la déformation affectant la couverture métasédimentaire</u>

La totalité des pegmatites minéralisées affleurant dans la couverture métasédimentaire, comprendre l'implication de sa déformation sur la mise en place des pegmatites minéralisées est essentiel. Les failles affectant les 3 unités métasédimentaires Sa, Sb et Sc constituent les premiers témoins de la déformation. Les variations de l'orientation de la schistosité en constituent un second. De ce fait, il devient nécessaire d'obtenir une visualisation globale des variations de la schistosité à l'échelle de notre zone d'étude.

Pour ce faire, la méthode d'interpolation de données directionnelles par krigeage développée par Gumiaux et al. (2003) a été utilisée. Cette méthode est basée sur 3 étapes majeures : (i) la détermination de la déviation angulaire maximale, (ii) la détermination des anisotropies directionnelles et enfin (iii) la reconnaissance des différents domaines d'orientations préférentielles. Chacune de ces étapes est illustrée sur la Fig.II-30.

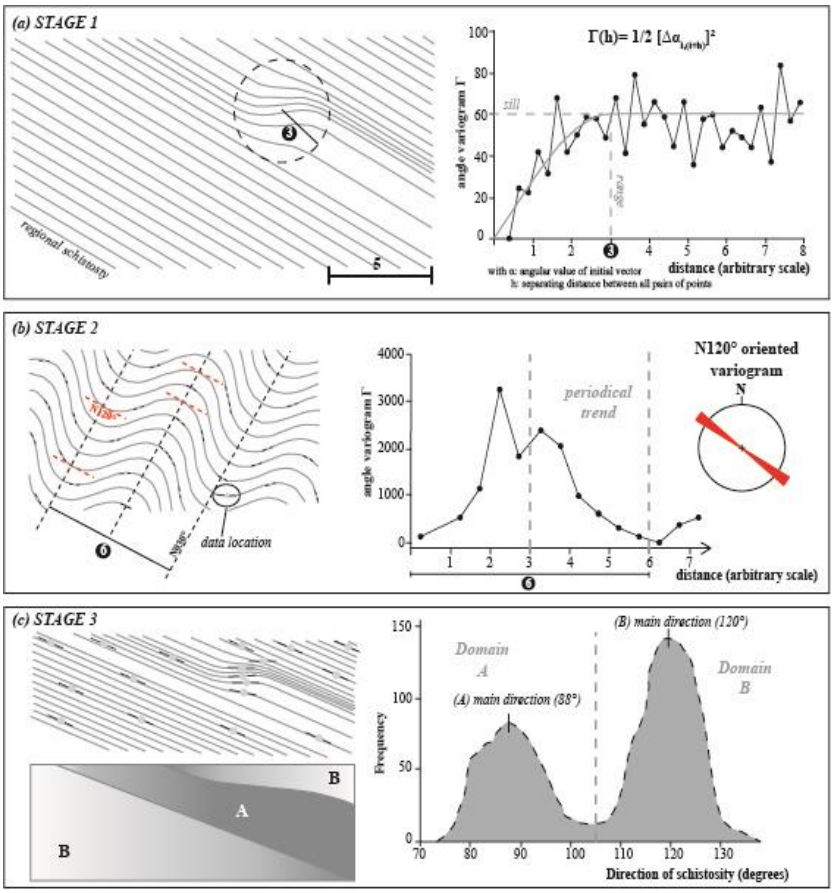


Figure II-30: Exemples de modélisation de variogrammes expérimentaux et krigeage de données directionnelles (type schistosité). (a) Détermination de la déviation angulaire maximale à l'échelle du champ directionnel, (b) détermination des relations entre les anisotropies directionnelles et les variations de périodicité des variogrammes (i.e. variogramme orienté dans le cas présent) et, (c) distinction des domaines de directions préférentielles faisant suite à l'interpolation des trajectoires de schistosité.

L'interpolation des trajectoires de schistosité réalisée sur la couverture métasédimentaire du champ de Barroso - Alvão illustre deux points majeurs (cf. Fig.II-31) :

(1) L'orientation globale de la schistosité régionale est NO-SE, cohérente avec l'orientation générale de la couverture métasédimentaire coincée entre le complexe granitique de Barroso au Nord, et le complexe granite de Cabeceiras de Basto au Sud.

(2) L'histogramme de répartition des données directionnelles en fonction de l'orientation angulaire soulignent la présence de deux domaines directionnels distincts, respectivement orientés dans la direction majeure N110° et secondaire N140°. Ce domaine directionnel secondaire coïncide avec les virgations (i.e. déviations angulaires) de la schistosité, visibles au Nord-Ouest et au Sud-Est de la carte d'interpolation. Ces virgations dessinent des « axes de plis » orientés préférentiellement dans la direction NNE-SSO.

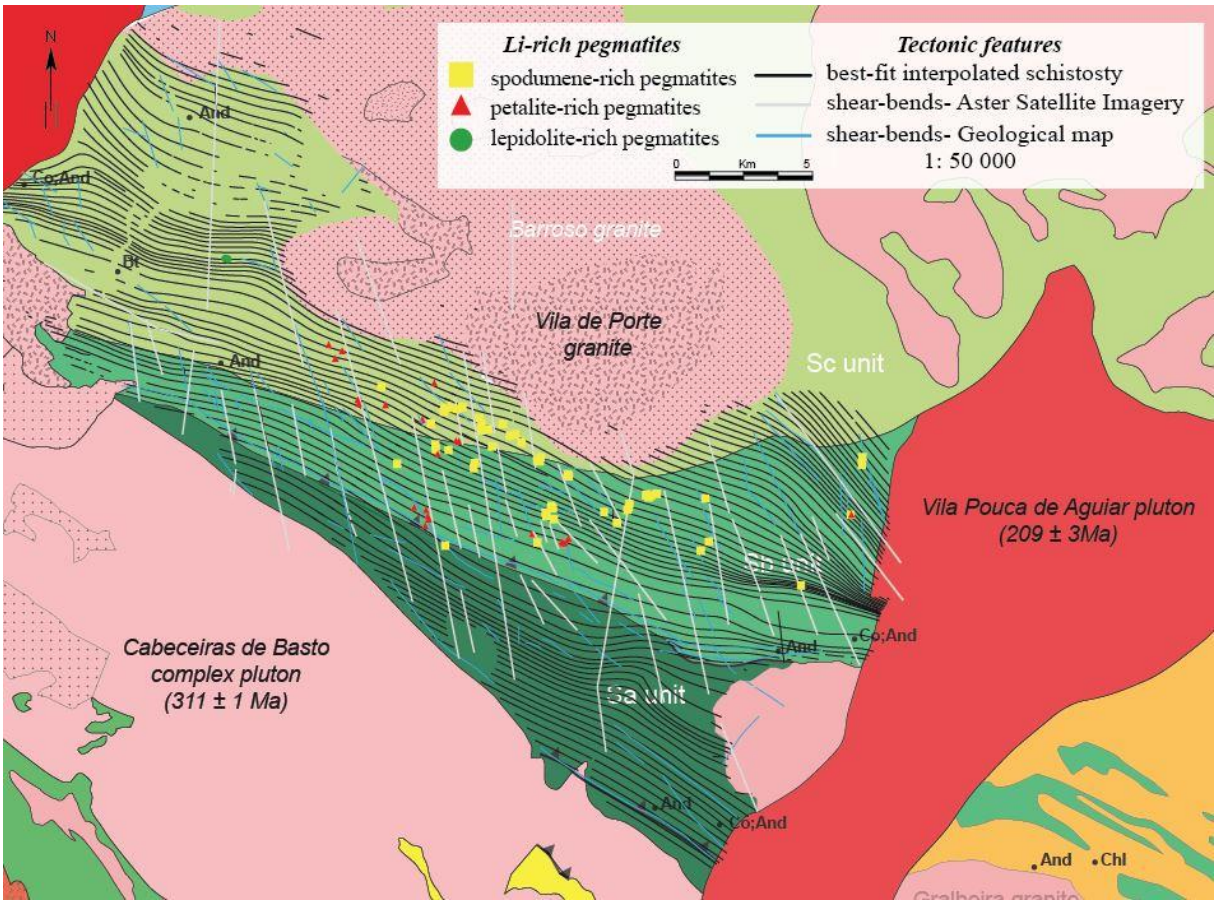


Figure II-31: Carte d'interpolation des trajectoires de schistosité à l'échelle du champ de pegmatites de Barroso - Alvão. Les linéaments (i.e. failles) issus des images satellites et de la carte géologique (1 : 50, 000) sont également reportés.

Afin de mieux contraindre la nature de ces changements de trajectoire à l'échelle du champ de pegmatites, une analyse linéamentaire a été par la suite réalisée. Cette analyse linéamentaire est principalement basée sur l'analyse d'images satellites. L'interprétation de ces segments a été ajoutée aux segments cartographiés sur la carte géologique. Le tout a été superposé à la carte d'interpolation des trajectoires de schistosité (cf. Fig.II-31). Les linéaments délimités par l'analyse des images satellites sont sécants sur la schistosité régionale et orientés préférentiellement dans la direction NNO-SSE. Les ondulations de la schistosité viennent se brancher sur la schistosité.

Le mouvement le long de ces linéaments, orientés préférentiellement NNO-SSE pourrait être à l'origine des changements de trajectoires de la schistosité. Les déviations angulaires de cette schistosité seraient le reflet du développement de sigmoïdes à l'échelle régionale. Cependant, il est important de noter que toutes les virgations ne sont pas spatialement associées à un linéament NNO-SSE. La déformation de cette schistosité aurait ainsi favorisé l'intrusion des corps pegmatitiques.

En parallèle de l'interpolation des trajectoires de schistosité, la répartition des orientations préférentielles des pegmatites a été calculée (Fig.II-32). L'objectif étant de discriminer les familles d'orientations préférentielles des pegmatites et de les comparer à la fois aux domaines directionnels mis en en évidence par l'interpolation des trajectoires de la schistosité, et aux linéaments mise en évidence par l'analyse des images satellites. Les orientations préférentielles de l'ensemble des pegmatites (stériles et minéralisées confondues) ont toutes été mesurées sur le terrain et/ou extraites des filons cartographiés sur les cartes géologiques et géoréférencées par la suite. Afin de déconvoluer l'histogramme de répartition des pegmatites en fonction de leur direction angulaire, le logiciel *PeakFit* a été une nouvelle fois utilisé. Le résultat de cette déconvolution est présenté sur la Figure.II-32.

Trois domaines se différencient de par leur orientation préférentielle (Fig.II-32). Le premier domaine noté A correspond aux pegmatites orientées dans l'intervalle de direction N0-N064° et dont l'orientation principale est N024°. Le second domaine noté B, dans lequel les pegmatites sont orientées préférentiellement entre N065°et N124° avec une orientation principale fixée à N091°. Et enfin, le domaine C dans lequel les pegmatites s'orientent préférentiellement entre N125° et N180°, avec une orientation principale fixée à N156°.

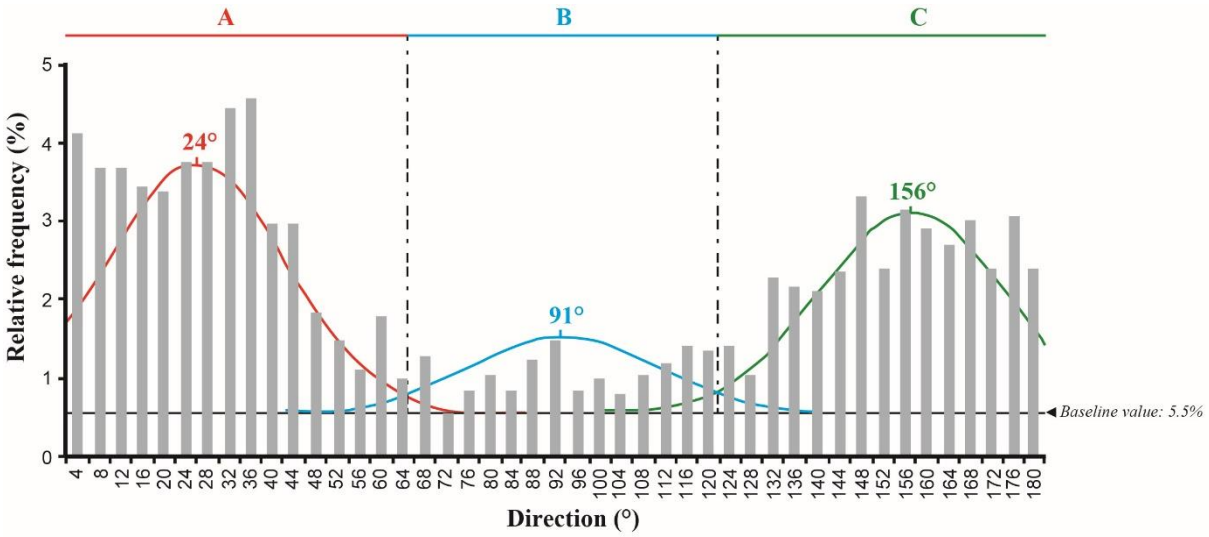


Figure II-32: Histogramme de répartition des pegmatites en fonction de leur orientation (direction°). Les trois familles d'orientations préférentielles déterminées par la déconvolution de l'histogramme sont représentées avec la valeur de l'orientation principale.

Si l'on compare l'ensemble de ces données directionnelles, l'orientation principale des trajectoires de schistosité ~ N110°est similaire à celle des pegmatites de type B, orientées entre N065° et N124°. Les pegmatites de type C sont orientées globalement dans le même intervalle de direction que la schistosité secondaire orientée dans la direction N140°, potentiellement affectée par les linéaments orientés ~ N160°.

De plus, l'analyse linéamentaire a permis de discriminer des segments orientés dans la direction NNO-SSE. Ces segments partagent donc la même orientation préférentielle que la schistosité secondaire, ainsi que la même orientation que les pegmatites de type B. Seule l'orientation préférentielle des pegmatites de type A ne peut être reliée aux orientations de la schistosité et/ou à celle des linéaments. Cependant, ces pegmatites partagent la même orientation globale que les failles de type α orientées préférentiellement dans la direction N130°.

II.3.e) Discussion

Dans le cadre de cette étude spatiale statistique, 1627 pegmatites ont été géoréferencées. Parmi elles, 79 pegmatites appartiennent au type LCT. La grande majorité de ces pegmatites lithinifères sont riches en spodumène (*n = 54*) et en pétalite (*n = 22*). Seulement 2 occurrences à lépidolite ont été référencées.

La totalité des pegmatites lithinifères affleurent dans les unités métasédimentaires pincées entre le granite de Cabeceiros de Basto au Sud du champ de pegmatites, et le granite de Barroso

au Nord. Toutefois, les pegmatites minéralisées n'affleurent que dans les unités métasédimentaires Sb et Sc. Seules deux occurrences sont répertoriées dans l'unité basale Sa. La lithologie des unités Sa, Sb et Sc n'a pas été étudiée en détails au cours de cette étude. Toutefois, la nature de celle-ci pourrait justifier la présence des pegmatites minéralisées dans les unités Sb et Sc et leur absence dans l'unité métasédimentaire Sa.

Le calcul de la fonction L'de Ripley à partir de la population totale de pegmatites ($n = 1627$) et des pegmatites minéralisées seules ($n = 78$) a permis de mettre en évidence le caractère « regroupé » des pegmatites minéralisées. Au contraire, la distribution des pegmatites stériles est totalement aléatoire. Ces deux distributions bien distinctes reflètent donc deux populations de pegmatites différentes. Pour justifier ces deux distributions, nous suggérons donc que la mise en place de ces deux types de pegmatites est différente.

Afin de quantifier la distribution des pegmatites minéralisées, des analyses spatiales statistiques ont été effectuées entre cette population de pegmatites, les structures et les lithologies granitiques avoisinantes.

Dans un premier temps, l'analyse spatiale statistique a permis de démontrer que plus de 65 % des pegmatites lithinifères se localisent là où la densité de pegmatites est supérieure à 10 pegmatites/km² (cf. Fig.II-23). Cette relation statistique spatiale va à l'encontre du modèle de mise en place des pegmatites de type LCT proposé en premier lieu par Černý (1989) et modifié par London (2008). Effectivement, ce modèle stipule que la densité de pegmatites décroît avec l'augmentation de la distance au granite source. De ce fait, les pegmatites les plus différenciées, enrichies notamment en lithium sont moins nombreuses et isolées. Ce n'est pas le cas sur le site de Barroso - Alvão. Le résultat de cette analyse spatiale statistique indique que plus il y a de pegmatites, plus il y a de chances que celles-ci soient minéralisées.

Par la suite, la relation statistique spatiale entre les pegmatites minéralisées et le granite voisin de Cabeceiros de Basto a été testée (cf. Fig.II-24). De manière à tester une nouvelle fois le modèle classique de la distribution des pegmatites autour du granite source, les types de pegmatites ont été distingués pour chaque analyse spatiale. Cependant, les résultats démontrent que la distribution spatiale des pegmatites (tous types confondus) par rapport à la distance au granite de Cabeceiros de Basto est similaire est celle des pegmatites à spodumène, et également semblable à celle des pegmatites riches en pétalite. Bien qu'il existe des anomalies de la distribution (rapport entre la fréquence des points d'intérêt et la fréquence des points de référence supérieur à 1,5, pour un intervalle de distance fixé), celles-ci sont retrouvées sur

chacun des histogrammes. Ces anomalies de la distribution sont observables entre 3750 et 6750 m de distance. La similarité existante entre les distributions spatiales des différents types de pegmatites reflète l'absence de relation spatiale entre ce granite et les pegmatites sus-jacentes.

Bien qu'ils n'aient pas été présentés dans ce manuscrit, les résultats obtenus lors de l'analyse spatiale statistique entre le granite de Barroso et ces mêmes pegmatites sont similaires. L'analyse spatiale statistique nous permet d'écarter toutes relations spatiales existantes entre ces granites hyperalumineux et la distribution des pegmatites sus-jacentes au sein du champ de Barroso - Alvão.

Le rôle des lithologies granitiques sur la localisation des pegmatites ayant été écarté, des analyses spatiales statistiques ont été réitérées, en considérant cette fois, les failles cartographiées sur le site d'étude. Dans un premier temps, les fréquences relatives des pegmatites en fonction de la densité de failles ont été calculées (cf. Fig.II-25). La distribution des pegmatites (tous types confondus) est similaire à celle de référence en fonction de la densité de failles. Seule une forte anomalie de la distribution est observable dans l'intervalle]2 - 3]. Cette anomalie ne représente qu'environ 7,5 % des pegmatites. En revanche, cette même anomalie représente près de 20 % des pegmatites minéralisées dans le même intervalle de densité. Une seconde anomalie est observable dans l'intervalle de densité]1 - 1,2]. Cette anomalie représente à elle seule 20 % des pegmatites minéralisées. Ainsi, 20 % des pegmatites sont localisées à proximité d'au moins une faille. Ces deux anomalies de la distribution représentent donc à elles seules 40 % de la population des pegmatites minéralisées.

L'analyse de la distribution spatiale des pegmatites en fonction de la distance aux failles confirme le rôle des failles sur la présence des pegmatites minéralisées (cf. Fig.II-26) Effectivement, plus de 35 % des pegmatites (tous types confondus) sont localisés à moins de 200 m d'une faille. Cette fréquence s'élève à près de 60 % pour les pegmatites lithinifères pour une distance comprise entre 40 et 250 m. La mise en évidence de cette anomalie spatiale des pegmatites minéralisées confirme nos résultats précédents (cf. rôle de la densité de failles) et renforce le rôle prédominant des failles sur la localisation des pegmatites minéralisées.

De manière à quantifier le rôle de ces failles, la répartition des failles en fonction de leur direction angulaire a été calculée (cf. Fig.II-27). Deux domaines directionnels ont été mis en évidence, un premier noté α dont l'orientation principale est fixée à N030° et un second noté β dont l'orientation principale est égale à N150°. Par la suite, le calcul des répartitions spatiales des pegmatites minéralisées en fonction de la distance aux failles de type α et de type β a été réalisé

(cf. Fig.II-28 et Fig.II-29). Les résultats démontrent qu'environ 70 % des pegmatites minéralisées sont situées à moins de 525 m d'une faille de type α don l'orientation est comprise entre N180° et N091°. En revanche, la distribution des pegmatites minéralisées en fonction de la distance aux failles de type β est toute autre (cf. Fig.II-29). Effectivement, une seule anomalie de la distribution est observable dans l'intervalle [75 – 150m [. Celle-ci ne représente que 17 % des pegmatites minéralisées, contre près de 70 % dans le cas précédent. Les failles de type α sont donc spatialement liées à la présence des pegmatites minéralisées. Cette relation spatiale n'est valable que pour 17 % des pegmatites pour les failles orientées entre N092° et N179°.

Après avoir statistiquement démontré le rôle des failles sur la présence des pegmatites minéralisées, nous nous sommes penchés sur l'impact de la déformation de la couverture métasédimentaire sur l'emplacement des pegmatites.

Pour ce faire, une interpolation par krigeage des trajectoires de schistosité a été réalisée, en suivant la méthode développée par Gumiaux et al. (2003). Cette interpolation nous a permis de discriminer 2 domaines directionnels à l'échelle de la couverture métasédimentaire (i.e. comprenant les unités Sa, Sb et Sc), Fig.II-30. Le premier domaine - principal - (fréquence relative plus élevée) s'oriente préférentiellement dans la direction N110°. Le second domaine, qui ne représente que 5 % (environ) des mesures de schistosité s'oriente préférentiellement dans la direction N140°. Nous interprétons cette seconde orientation comme étant associée aux virgations des trajectoires de la schistosité

Afin de mieux contraindre le rôle de ces virgations des trajectoires de schistosité sur l'emplacement des pegmatites minéralisées, une analyse linéamentaire a été réalisée (cf. Fig.II-31). Cette analyse linéamentaire nous a permis de mettre en évidence des segments linéaires, à travers la couverture métasédimentaire, orientés préférentiellement dans la direction NNO-SSE. Cette orientation globale est cohérente avec celle mesurée dans le domaine directionnel secondaire des trajectoires de schistosité. Ainsi, nous pouvons considérer ces segments comme des bandes décrochantes étant à l'origine des sigmoïdes visibles − cartographiquement − à l'échelle de la couverture. Bien entendu, cette visualisation 2D ne nous permet pas encore de trancher sur la cinématique de ces bandes décrochantes. Celle-ci sera discutée plus tard au fil de la discussion.

Ces premiers résultats confortent donc le rôle de la déformation sur la mise en place des pegmatites. Afin de préciser le rôle de cette déformation sur la localisation des pegmatites minéralisées, nous avons comparé les orientations préférentielles des filons pegmatitiques

(extraites des segments géoréférencées et/ ou mesurées sur le terrain) avec les orientations de la schistosité régionale (cf. Fig.II-32). Les filons pegmatitiques s'orientent dans trois directions préférentielles : (i) les pegmatites de type A orientées préférentiellement dans la direction N024°, (ii) les pegmatites de type B orientées préférentiellement dans la direction N091° et enfin les pegmatites de type C orientées préférentiellement dans la direction N156°. L'orientation préférentielle des pegmatites de type B est similaire à celle de la schistosité régionale (N110°). Les pegmatites de type C sont quant à elles orientées dans la même direction que les failles décrochantes mises en évidence par l'analyse linéamentaire. En revanche, les pegmatites de type A sont totalement sécantes sur la schistosité régionale. Leur présence est donc uniquement reliée à la localisation des failles de type α. La totalité des orientations préférentielles est représentée sur le bloc diagramme 3D schématique (Fig.II-33).

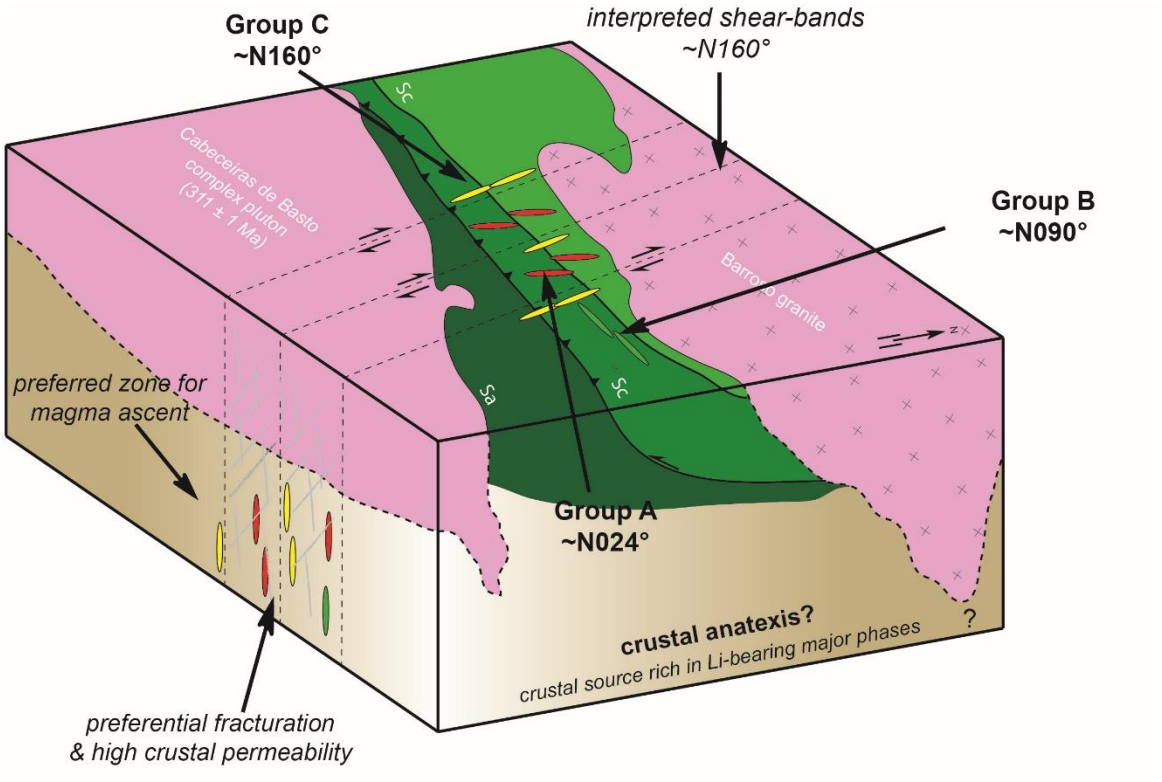


Figure II-33: Représentation schématique de la mise en place des pegmatites LCT du champ de Barroso - Alvão. Les orientations des grandes structures ainsi que des différents types de pegmatites y sont représentés. L'échelle verticale a été fortement exagérée pour plus de clarté.

Cette configuration spatiale nous permet de proposer un modèle schématique de mise en place basé sur le ***modèle de fracturation en cisaillement simple dans un contexte transpressif*** proposé par Ramsay & Huber (1983), Fig.II-34. Dans le cas d'un cisaillement simple dextre, en contexte transpressif, les bandes de cisaillement R (i.e. Riedel) se développent à environ 45 ° des plans C. Leurs conjugués R' se développent à 30° des cisaillements R. Enfin, les fentes en

extension (i.e. veines) se développent à environ 20° des plans R et R'. Leur extension s'effectue dans la même direction que la contrainte principale σ1, tandis que leur ouverture s'effectue à 90°. Le schéma représenté sur la Figure.II-34a) est orienté dans la direction ~ N160°, de manière à représenter les failles décrochantes mises en évidence par l'analyse linéamentaire. L'orientation des failles décrochantes (i.e. plans C) est cohérente avec celle des pegmatites de type C, ainsi, nous suggérons que l'emplacement de celles-ci s'effectuent le long des plans de ces failles. Dans une telle configuration, les pegmatites de type A orientées préférentiellement à N024° pourraient être associées à l'activation des Riedel (i.e. bandes de cisaillement notées R). Par conséquent, les failles de type α cartographiées correspondraient aux structures de type « Riedel shear ». L'orientation principale des pegmatites de type B ne coïncide pas vraiment pas l'orientation des plans conjugués R' (Δ ~ 15°). Bien que le domaine directionnel s'échelonne de N064° à N120°, il est difficile d'associer ce type de failles aux bandes de cisaillements R' qui, dans cette configuration, devraient être orientées dans la direction N075°.Cependant, leur orientation principale est cohérente avec celle de la schistosité régionale. Nous suggérons donc que leur mise en place s'est effectuée préférentiellement le long des plans de schistosité.

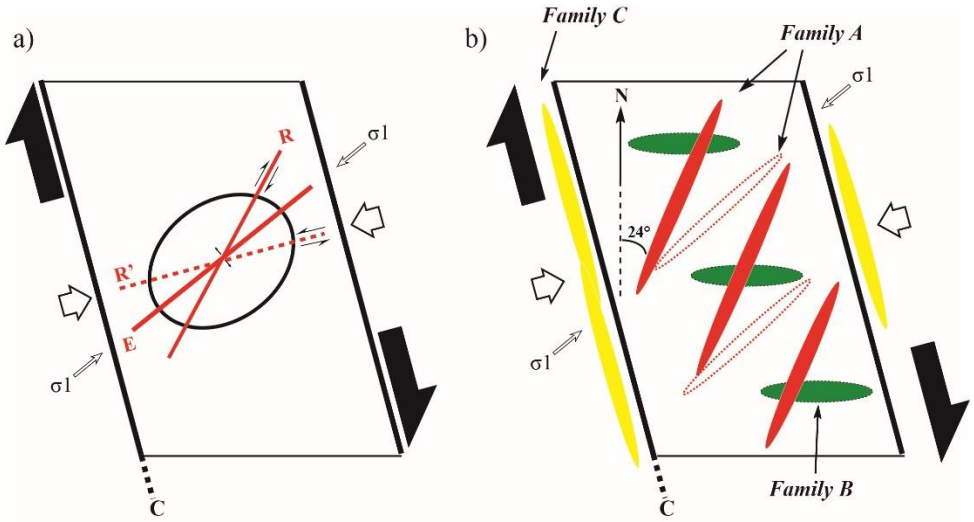


Figure II-34: (a) Modèle de fracturation dans une zone de cisaillement simple en contexte transpressif proposé par Ramsay & Burnes (1983). (b) Proposition d'un modèle de mise en place des différents types de pegmatites, dans une zone de cisaillement simple, en contexte transpressif. La famille de pegmatites A se met préférentiellement en place suivant l'orientation des Riedel et des fractures extensives (notées R et E, respectivement). La famille C s'injecte préférentiellement suivant les plans de cisaillement C et enfin la famille B pourrait être principalement injectée le long de la schistosité S2-S3.

D'après le modèle de fracturation de type Riedel shear, les fractures en extension (i.e. veines) se développent dans la même direction que la contrainte principale σ1. Au contraire, l'ouverture s'effectue perpendiculairement à cette même contrainte principale. Dans le cas présent, ces dernières devraient être orientées dans la direction principale N050°. Aucune

orientation principale n'a été mesurée dans cette direction depuis le début de cette étude. En revanche, les pegmatites de type α s'orientent dans un intervalle N000°-N064°. Il n'est donc pas impossible que certaines de ces pegmatites se soient injectées dans ces veines en extension. L'intrusion de ces pegmatites le long des veines E justifierait une fois de plus, les 67 % de pegmatites localisées à moins de 250 m d'une faille de type α, qui à titre de rappel sont orientées dans l'intervalle [N180°-N091°]. La relation spatiale existante entre les pegmatites et les failles de type α serait donc d'autant plus évidente que le type α prend en compte à la fois les bandes de cisaillement R et les fractures en extension E, drains tous deux privilégiés pour l'ascension des magmas pegmatitiques.

Il est évident que ce modèle de mise en place découle des résultats d'une analyse spatiale statistique en 2 dimensions. Par conséquent, la cinématique des failles décrochantes, révélées par l'analyse linéamentaire pourrait être tout aussi senestre. Dans le cas contraire cependant, les orientations préférentielles des failles et des pegmatites ne pourraient plus être justifiées par l'activation de ces plans décrochants. Une vérification sur le terrain nous permettrait de valider ce modèle, par l'intermédiaire notamment de la déformation associée aux épontes des pegmatites ainsi que celle affectée à la schistosité, à proximité des bandes de déformation cisaillantes. Le rôle des bandes de déformation cisaillantes au cours de la déformation D3 a cependant déjà été discuté par Borges et al. (1979) et Charoy et al. (1992). D'après ces auteurs, des structures en boudinage, et des linéations minérales ont été observés sur un grand nombre de filons pegmatitiques. Les manifestations de cette déformation ont été rattachées à celles de l'encaissant et associées à l'évènement compressif D3. Par conséquent, notre modèle de fracturation de type Riedel shear est cohérent avec leurs observations.

L'analyse statistique spatiale nous a permis de proposer un modèle de mise en place tenant compte des multiples orientations préférentielles mises en évidence dans la région de Barroso - Alvão. Cependant, la source de ces magmas pegmatitiques n'a pas été discutée. Nos résultats statistiques démontrent que les granites hyperalumineux voisins ne sont pas spatialement associés aux pegmatites minéralisées. Par conséquent leur distribution n'est pas impactée par la présence de ces granites, au contraire du modèle classique définit par Černý (1989) et repris récemment par London (2008). Ces relations sont spatiales non génétiques, de ce fait nous ne pouvons remettre en question le rôle de ces granites sur la genèse de ces pegmatites.

En revanche, il est important de rappeler que les distributions spatiales des pegmatites stériles et minéralisées sont différentes. Nous avons interprété ces deux distributions comme

résultant de deux modes de mise en place distincts. Cette hypothèse est cohérente avec le modèle génétique proposé récemment par Martins et al. (2012). A la fois basé sur les signatures géochimiques des micas et celles des oxydes de Nb-Ta, leur modèle suggère qu'il n'existe pas de continuité géochimique entre le granite de Cabeceiros de Basto et les pegmatites évoluées, riches en spodumène et pétalite. Au contraire du modèle granitique classique, la concentration en éléments incompatibles (e.g. Li, F, Rb et Sn) n'augmente pas linéairement depuis le granite jusqu'aux pegmatites différenciées. Par conséquent, Martins et al. (2012) suggèrent deux origines différentes pour les pegmatites intra-granitiques, les pegmatites stériles et les pegmatites lithinifères. Les pegmatites intra-granitiques seraient issues de la cristallisation fractionnée extrême du granite de Cabeceiros de Basto tandis que les autres pegmatites évolueraient dans une séquence classique des pegmatites stériles aux pegmatites les plus évoluées. D'après ces auteurs, le mécanisme à l'origine des pegmatites stériles et minéralisées serait commun ; impliquant de petits volumes de magmas liés à une faible fraction de magma d'origine crustale. Une composition géochimique restreinte de cette source crustale ou, un remaniement tardif d'un magma résiduel seraient à l'origine des concentrations élevées en éléments incompatibles.

Au vu de nos résultats statistiques, nous suggérons que les pegmatites intra-granitiques et stériles sont issues du même mécanisme de cristallisation fractionnée depuis le granite de Cabeceiros de Basto. En revanche, comme déjà mentionné par Martins et al. (2012), les pegmatites lithinifères seraient directement issues de la génération de petits volumes de magmas pré-concentrés en éléments incompatibles et produits par la fusion partielle d'une source crustale riche en phases porteuse d'éléments incompatibles (e.g. micas, grenat, tourmaline). Leur faible viscosité et la déformation compressive D3 seraient tous deux à l'origine de leur ascension privilégiée le long de drains décrits précédemment.

II.4. Synthèse générale

Malgré des champs de pegmatites à éléments rares distincts de par leurs minéralisations, leur nombre de pegmatites ou encore leur encaissant, la méthode d'analyse spatiale statistique a permis de mettre en évidence des points communs à chacun des deux champs :

(1) La répartition spatiale des pegmatites est clusterisée (i.e. regroupée) dans les deux champs. Deux organisations spatiales distinctes caractérisent le champ de pegmatites des Monts d'Ambazac ; un premier regroupement des pegmatites de type béryl, et un second associé aux pegmatites les plus évoluées de type complexe. En revanche, sur le site de Barros-Alvão seules les pegmatites évoluées lithinifères présentent une distribution organisée.

(2) Il n'existe aucune relation spatiale entre la localisation des pegmatites (tous types confondus) et les lithologies granitiques testées (e.g. granite γ2 de Fanay, granite γ des Sagnes, granites de Cabeceiras de Basto et de Barroso).

(3) Dans les deux cas, la localisation des pegmatites est spatialement contrôlée par des failles orientées dans la direction NNE-SSO, sur le site des Monts d'Ambazac et par des failles décrochantes dextres orientées NNO-SSE sur le site de Barroso - Alvão.

Bien que l'intensité de la déformation de la couverture métasédimentaire semble jouer un rôle primordial dans le schéma global de mise en place des pegmatites lithinifères de Barroso - Alvão, ceci ne peut être démontré – de manière statistique – sur le champ LCT des Monts d'Ambazac. En effet, le laccolithe de Saint-Sylvestre, dans lequel est encaissée la totalité des pegmatites ne nous permet pas de visualiser au mieux les critères de déformation potentiels associés à la mise en place de ces pegmatites. Seul un rôle de drain peut être privilégié pour justifier la relation spatiale existante entre ces failles et les pegmatites des Monts d'Ambazac. Cependant, ces failles étant tardives (post-mise en place du complexe granitique de Saint-Sylvestre) celles-ci sont supposées avoir été réactivées tardivement, en utilisant des couloirs au préalable fragilisés. En revanche, rien ne nous permet de déterminer si ces structures affectaient également la couverture métasédimentaire sous-jacente (i.e. unité inférieure des gneiss).

Le développement de cette méthode sur deux sites d'étude a permis d'identifier des mécanismes potentiels pour l'ascension de ces magmas, et d'éclairer le rôle de la déformation sur leur mise en place. Il est à présent nécessaire d'étayer nos hypothèses à l'aide d'observations naturelles.

III. Approche de terrain

Validation des résultats des analyses spatiales statistiques

Le río Asneiro, au Nord de la localité de Doade, Galice, Espagne

Mise en contexte

Les analyses spatiales statistiques réalisées sur les champs des Monts d'Ambazac et de Barroso - Alvão ont révélé le rôle des structures et de la déformation dans l'emplacement des pegmatites minéralisées. Effectivement, la première analyse réalisée dans le Massif Central a premièrement permis de mettre en évidence une distribution dite « anormale » des pegmatites et deuxièmement, de démontrer une corrélation existante entre l'orientation préférentielle des clusters de pegmatites avec celles des failles avoisinantes.

Des résultats similaires ont été obtenus sur le champ portugais de Barroso - Alvão. En effet, la répartition des pegmatites minéralisées en lithium est différente de celles des pegmatites stériles, soulignant des modes de genèse et de mise en place différents. En plus d'une distribution « anormale » des pegmatites lithinifères, la localisation de ces pegmatites est corrélée aux virgations des trajectoires de schistosité affectant la pile métasédimentaire encaissante. Cette corrélation spatiale a été interprétée comme résultante de la mise en place des magmas pegmatitiques pendant l'activation de décrochements dextres, orientés suivant une direction NNO-SSE. L'activité le long de ces couloirs décrochants et la fracturation de type « Riedel shear » associée auraient permis le développement de zones de forte perméabilité et de sites dilatants, chenalisant et piégeant les magmas pegmatitiques. Malgré des résultats convergents obtenus sur les deux sites d'études, ces interprétations doivent être confrontées et discutées à partir d'autres cas naturels.

Pour ce faire, le district de Forcarei-Lalín a été choisi bien qu'aucune analyse statistique n'ait été réalisée. En effet, comme il le sera présenté ultérieurement dans ce chapitre, les pegmatites sont dans leur grande majorité concentrées dans un couloir d'environ 20 km de long orienté dans la direction principale NNO-SSE. Cette anomalie de la distirbution - visible cartographiquement - ne peut donc pas faire l'objet d'une analyse spatiale statistique.

La description des observations de terrain nous permettra de proposer un modèle de mise en place pour ces corps minéralisés. Celui-ci sera dans un premier temps, comparé aux modèles précédents (initiés par les résultats des analyses spatiales statistiques) afin de discuter les mécanismes impliqués dans l'emplacement des pegmatites à éléments rares à l'échelle varisque, dans un second temps.

III.1. Contexte Géodynamique de la GTOMZ

III.1.a) Les unités de la zone de Galice Trás-Os-Montes (GTOMZ)

Le champ de pegmatites de Forcarei-Lalín est situé dans la zone de Galicienne de Trás-Os-Montes (i.e. GTOMZ). La GTOMZ appartient au même titre que le domaine Sud-Armoricain, le Massif Central et le massif de Bohème à la zone Moldanubienne de la chaîne Varisque (e.g. (Matte, 1986 ; Nance et al., 2010), voir Fig.II-18, chapitre 2. La Galicia Trás Os montes Zone est subdivisée en 2 grands complexes :

1/ Le premier correspond au **domaine schisteux de Galice**. Ce domaine se caractérise par une séquence épaisse de roches métasédimentaires en alternance avec des quartzites et des roches métavolcaniques (e.g. Barrera et al., 1989 ; Farias et al., 1987, 2014 ; Martínez Catalán et al., 1997), Fig.III-1. Ce domaine préserve les marqueurs du rifting intra-continental cambro-ordovicien séparant le microcontinent Avalón de la marge Nord du Gondwana, au début de l'ouverture de l'océan Rhéïque (e.g. Martínez Catalán et al., 1997). L'âge du domaine schisteux de Galice est très controversé depuis ces dernières années (e.g. Farias et al., 2014 et références associées). Les indices paléontologiques (faunes graptolites, e.g., Marcos & Llana-Funez, 2002) et les âges U/Pb effectués sur des roches felsiques métavolcaniques à proximité de l'antiforme d'Ollo de Sapo (i.e. appartenant à la zone Centrale Ibérique) et du synforme de Verín établissent un âge cambro-silurien pour la plupart des roches constituant le domaine schisteux (e.g. Valverde-Vaquero et al., 2005). Récemment Farias et al., (2014) ont réalisé des âges U/Pb sur des zircons appartenant à des dacites et rhyolites affleurant dans l'unité de Paraño, l'unité supérieure du domaine schisteux. Les âges obtenus compris entre 499,7 ± 3,7 et 488,7 ± 3.7 Ma sont plus anciens que ceux effectués par Valverde-Vaquero et al. (2005), sur des rhyolites et trachytes échantillonnées dans la partie intermédiaire du groupe de Paraño (synforme de Verín) et à proximité du complexe allochtone de Cabo Ortegal, Fig.III-1. La composition géochimique des roches métavolcaniques du groupe de Paraño est similaire à celle de la formation de l'Ollo Sapo, affleurant dans l'unité autochtone de la zone centrale ibérique (e.g. Martínez Catalán et al., 1997). Toutefois, la présence de zircons hérités dans les volcanites de l'Ollo Sapo attestent d'une dérive gondwanienne (e.g. Montero et al., 2007). Par conséquent, le domaine schisteux de Galice a été interprété comme la partie la plus externe de la marge continentale Nord gondwanienne (e.g. Farias et al., 2014).

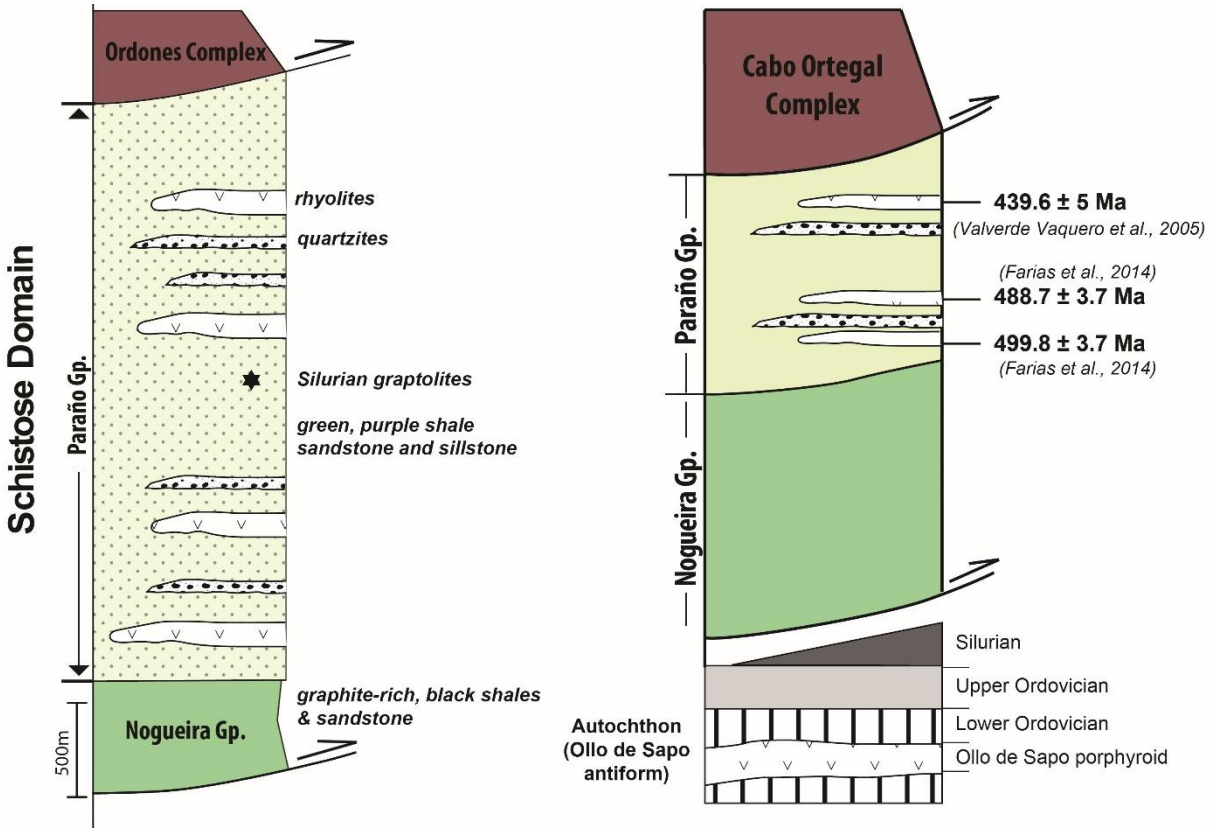


Figure III-1: Log litho-stratigraphique du domaine schisteux de Galice (i.e. allochtone inférieur), adapté d'après Farias et al. (2014) et Gloaguen (2006). A gauche, log du domaine schisteux à travers le synforme de Verín (Galice Centrale) à droite, log du domaine à travers le flanc NE du synforme de Verín, à proximité du complexe de Cabo Ortegal.

2/ Le second complexe correspond à **l'allochtone.** L'allochtone est subdivisé en 3 unités, de bas en haut : 1/ les **unités basales** constituées d'une alternance de schistes, paragneiss en alternance avec des roches ignées felsiques et mafiques (e.g. Martínez Catalán et al., 2009). Des granites et orthogneiss ont respectivement été datés par méthode Rb-Sr et U/Pb entre 490 et 460 Ma (e.g. Zaldueguia et al., 1995) 2/ Les **unités intermédiaires** d'affinités océaniques. Ces unités sont principalement composées de basaltes, pillow lavas, diabases, gabbros et amphibolites. Ces ophiolites ont été interprétées comme les vestiges de l'océan Rhéïque et séparent le domaine Laurussia du domaine Gondwana. 3/ Les **unités supérieures**, qui chevauchent les unités ophiolitiques et se subdivisent en 2 groupes ; les unités de haute pression et les unités de moyenne pression. Les unités de haute pression constituent la base des unités supérieures. Ces unités de haute pression sont principalement composées de paragneiss, de roches mafiques et ultramafiques, de métabasites et d'éclogites et de granulites à grenat et clinopyroxène (e.g. Martínez Catalán et al., 1997). Les protolites des roches mafiques sont datés sur zircons (méthode U/Pb) à l'ordovicien inférieur entre 490 et480 Ma (e.g. Peucat et al., 1990). Le métamorphisme de haute pression a été daté entre 405 et 390 Ma, tandis que le faciès rétrograde

(i.e. marqueur de l'exhumation) se situe entre 370 et 380 Ma (e.g. Díez Fernández et al., 2011). Les unités de moyenne pression sus-jacentes se distinguent par une séquence épaisse principalement composée de roches métasédimentaires, d'amphibolites et de gabbros. Des gneiss œillés ont fourni un âge ordovicien situé entre 496 et 460 Ma (e.g. Dallmeyer & Tucker, 1993).

Ces unités supérieures ont été interprétées comme des fragments des deux marges (Gondwana et Laurussia), e.g., Martínez Catalán et al. (2009). Certains auteurs (e.g. Martínez Catalán et al., 1997, 2007) ont interprété ces unités supérieures comme des fragments de la marge conjuguée paléozoïque du terrane de Meguma (i.e. actuellement située en Nouvelle-Ecosse). En carte, ces unités supérieures affleurent sous forme de klippes. Les complexes d'Ordones et de Cabo Ortegal (Fig. III-1) localisés au Nord de notre zone d'étude en sont les meilleurs exemples. Des datations U/Pb réalisées sur des roches métabasiques ont fourni des âges compris entre 520 et 480 Ma (e.g. Martínez Catalán et al., 2009 ; Ordóñez Casado et al., 2001).

III.1.b) Histoire de l'accrétion varisque

Au début du Silurien, le microcontinent Avalón, localisé sur la partie marginale du Gondwana rentre en subduction sous le continent Laurussia. La schistosité résultante de cette accrétion continentale intermédiaire a été datée entre 415 et 390 Ma (e.g. Dallmeyer & Keppie, 1987). La subduction qui en découle se produit entre 405 et 390 Ma, soit environ 10 Ma d'après le début de l'accrétion de la plaque Avalón sous la Laurussia. C'est au cours de cette période que ce développe le faciès HP caractéristique des unités supérieures appartenant au terrane de Meguma. La fin de l'épisode de haute pression (i.e. subduction) est datée à ~ 374 Ma (méthode Rb-Sr; Van Calsteren et al., 1979). À ce stade, la partie marginale la plus au Nord du Gondwana, rentre en subduction. La subduction continue de la croûte continentale gondwanienne induit l'exhumation des unités basales allochtones, et l'empilement des nappes allochtones sur le domaine schisteux de Galice (i.e. allochtone inférieur). L'amincissement du coin orogénique entraine le développement de détachements entre 375 et 365 Ma (e.g. Martínez Catalán et al., 1996, 1997, 2014). La déformation intracontinentale progresse vers la partie la plus externe de la marge gondwanienne jusqu'à environ 290 Ma.

Pendant l'épisode continu d'accrétion continentale (i.e. raccourcissement de la marge gondwanienne), des plis couchés à vergence vers l'Est se développent.

Le développement de ces plis couchés marque la phase de <u>déformation D1</u>, résultat de l'empilement des nappes allochtones pousséest contre la marge Nord gondwanienne. La

schistosité S1 résultante du raccourcissement est datée à ~ 359 Ma, à proximité du complexe allochtone et à ~ 336 Ma plus à l'Est (e.g. Dallmeyer et al., 1997). Cette première phase de déformation, fortement transposée par les phases de déformation ultérieures ne s'observe plus que sous forme de reliques (e.g. plis isoclinaux) d'échelle pluri-centimétrique ou inférieure dans la schistosité S2 (e.g. Martínez Catalán et al., 2009).

La fin de la subduction continentale marque le début de phase D2, et le début du raccourcissement des parties internes de la marge gondwanienne. La phase D2 correspond au chevauchement – à vergence E-NE- des unités basales allochtones sur le domaine schisteux de Trás-Os-Montes, auquel est associé un fort épaississement du domaine qui entraine le développement d'un métamorphisme prograde (e.g. chevauchement de Lalín-Forcarei). L'ensemble du complexe allochtone est affecté par de grands plis couchés à vergence Est (e.g. anticlinorium d'Ollo de Sapo et du synforme de Verín (e.g. Martínez Catalán et al., 2009 et références associées). Le domaine schisteux de Galice se met en place le long du chevauchement de l'allochtone inférieur (i.e. communément appelé LAT). Le déplacement du domaine schisteux le long de ce chevauchement, facilité par la présence des schistes ardoisiers carbonatés datés du Silurien, est approximativement daté à 346 Ma (e.g. Farias et al., 1987). La schistosité sub-horizontale S2, liée à l'épaississement (pendant la mise en place du chevauchement de Lalín-Forcarei) est la plus exprimée dans le domaine métamorphique (e.g. Díez Fernández et al., 2011). Celle-ci a été datée à ~ 340 Ma par Dallmeyer et al. (1997). Les exsudats de quartz syntectoniques observés dans les micachistes de groupe de Paraño sont aussi – pour partie - des témoins de cette phase D2. L'âge d'activation du chevauchement de l'allochtone inférieur (LAT) est lui contraint par la mise en place des granitoïdes varisques qui viennent le recouper et qui ont été datés entre 380 et 317 Ma (e.g. Gloaguen, 2006).

La phase D3 correspond à une phase de compression intense initiée aux alentours de – 340 Ma avec un axe de raccourcissement horizontal orienté NO-SE à E-O. Cette déformation D3 est caractérisée par le développement d'un plissement à toutes les échelles – plurikilométrique à millimétrique. Le synforme de Forcarei, affleurant dans notre zone d'étude en est un exemple. Ce plissement se matérialise par une schistosité S3 très marquée à l'Est de Bearíz et selon des bandes localisées de puissance de quelques centaines de mètre (ie charnières de plis 3) à l'Est de Bearíz (e.g. Gloaguen, 2006). De nombreuses bandes de cisaillement, subverticales se développent aussi, principalement à l'Ouest de la région, dont les puissances varient de quelques centimètres au kilomètre. Les marqueurs cinématiques associés (i.e. plans C et S) indiquent majoritairement une cinématique senestre (e.g. Gloaguen, 2006 ; Gloaguen et al., 2014). Les

marqueurs de cette cinématique sont plus facilement observables dans les roches granitiques à texture porphyrique (e.g. bordure Ouest du granite d'Avíon). Récemment, ces bandes de cisaillement ont été interprétées comme héritées de la phase D2, pendant la mise en place du chevauchement de Lalín-Forcarei (e.g. Fernandez et al., 2011). Un aperçu de la position actuelle des unités tectono-stratigraphiques constituant la zone Nord-Ouest de Galice est disponible sur la Fig. III-2.

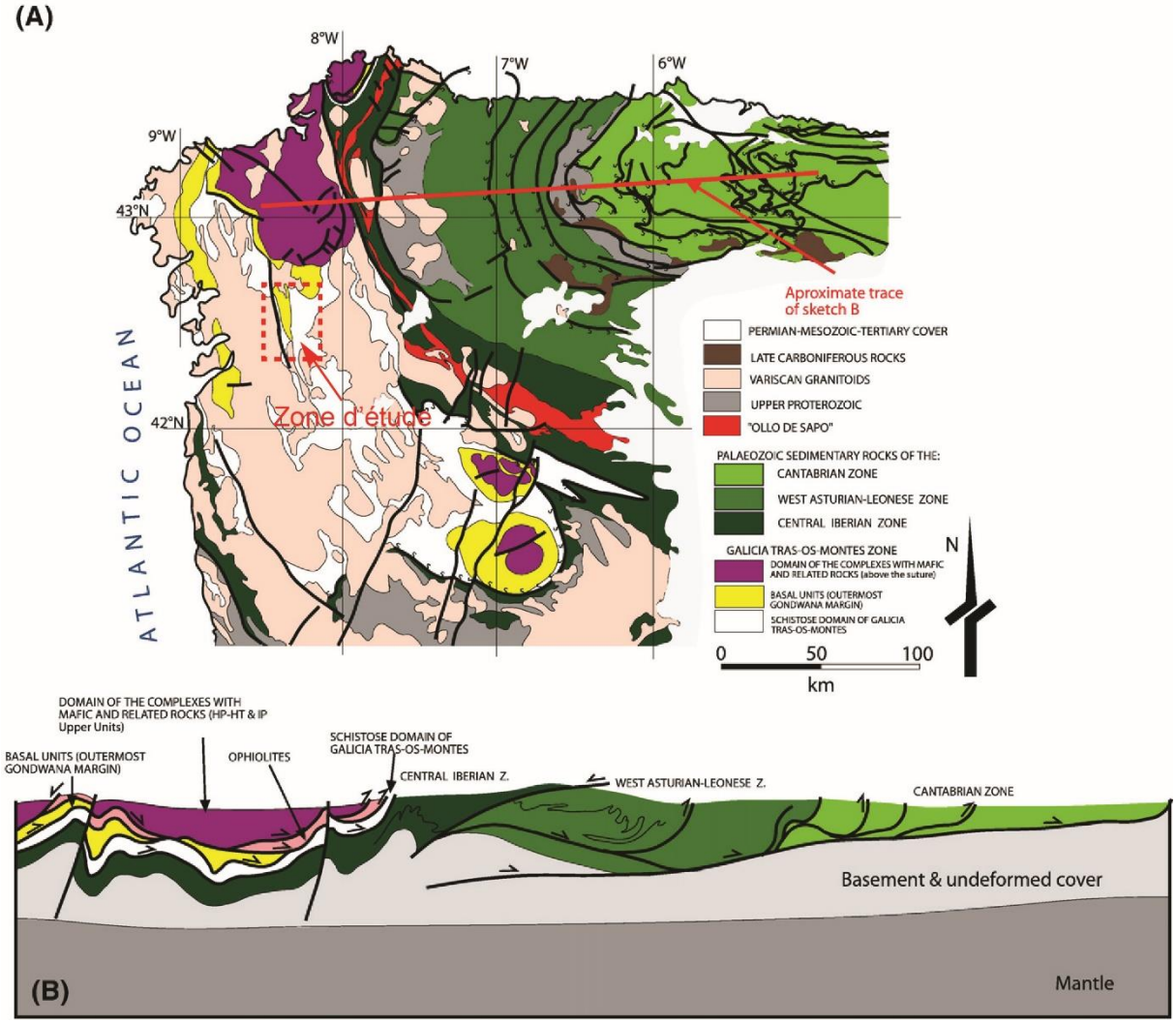


Figure III-2: Carte géologique des unités tectono-stratigraphiques de la zone Nord-Ouest Ibérique, d'après Nance et al (2010) et Martínez-Catalán et al, (1997, 2007). Notez à l'Ouest de la coupe, le chevauchement de l'allochtone inférieur (i.e. domaine schisteux de Galice) par les unités ophiolitiques - marqueurs de la suture varisque - et des unités basales du complexe allochtone (i.e. groupe de Forcarei-Lalín dans notre zone d'étude

III.1.c) Contexte Géologique de notre zone d'étude

Seulement deux phases de déformation sont préservées dans notre zone d'étude. La phase D2, exprimée par la schistosité subhorizontale et le chevauchement de Lalín-Forcarei. Le chevauchement délimite les unités basales allochtones de l'allochtone inférieur auquel (de bas en haut) les unités de Santabaía, Nogueira et Paraño appartiennent.

Le groupe de Paraño, dans lequel la totalité des pegmatites de type LCT affleure, constitue une séquence silurienne épaisse d'environ 3km et majoritairement composée de roches silico-clastiques et de métapélites (e.g. Fernandez et al., 2011).

Le groupe de Forcarei est lui majoritairement composé de métagabbros, d'orthogneiss et de roches mafiques. Le métamorphisme de haute-pression enregistrée par ces unités basales est lié à une subduction océanique supposée vers l'Ouest, vers ~ 380-370 Ma, après l'ouverture de l'océan Rhéïque (e.g. Díez Fernández et al., 2011).

La phase D3 s'exprime préférentiellement par la schistosité subverticale S3 orientée suivant une direction ~N-S et par le synforme de Forcarei. Ce synforme appartient à la famille des plis droits développés pendant le raccourcissement de la marge Nord gondwanienne. L'axe de ce pli droit est orienté préférentiellement suivant la direction NNO-SSE et est parallèle à la direction de la schistosité subverticale S3 encaissante (e.g. Fernandez et al., 2011).

C'est au cours de cette déformation D3 que se met en place le cortège granitique de la GTOMZ. Ces granitoïdes sont subdivisés par 4 groupes principaux, définis par des critères à la fois géochimiques, pétrographiques, texturaux et chronologiques :

1) *Les granites G1 calco-alcalins* de type granodiorite qui se mettent préférentiellement en place pendant la phase D3 (e.g. Gloaguen, 2006 ; Gloaguen et al., 2014). Ces intrusions porphyriques à biotite dominante ont été datées entre - 338 et - 331 Ma (dosage chimique EPMA, U/Th/Pb sur monazite, Gloaguen, 2006). Ces âges, associés entre autres à un métamorphisme de contact affectant le plissement D3, montrent que les granites G1 sont syn-D3 et clairement post-D2 (Gloaguen, 2006). Le granite d'Avíon est le meilleur exemple du granite G1 affleurant dans notre zone d'étude (Fig.III-3). La foliation magmatique associée à ce granite s'oriente préférentiellement suivant un axe N-S et est affectée par des bandes de cisaillement décrochantes sénestres (e.g. Gloaguen, 2006).

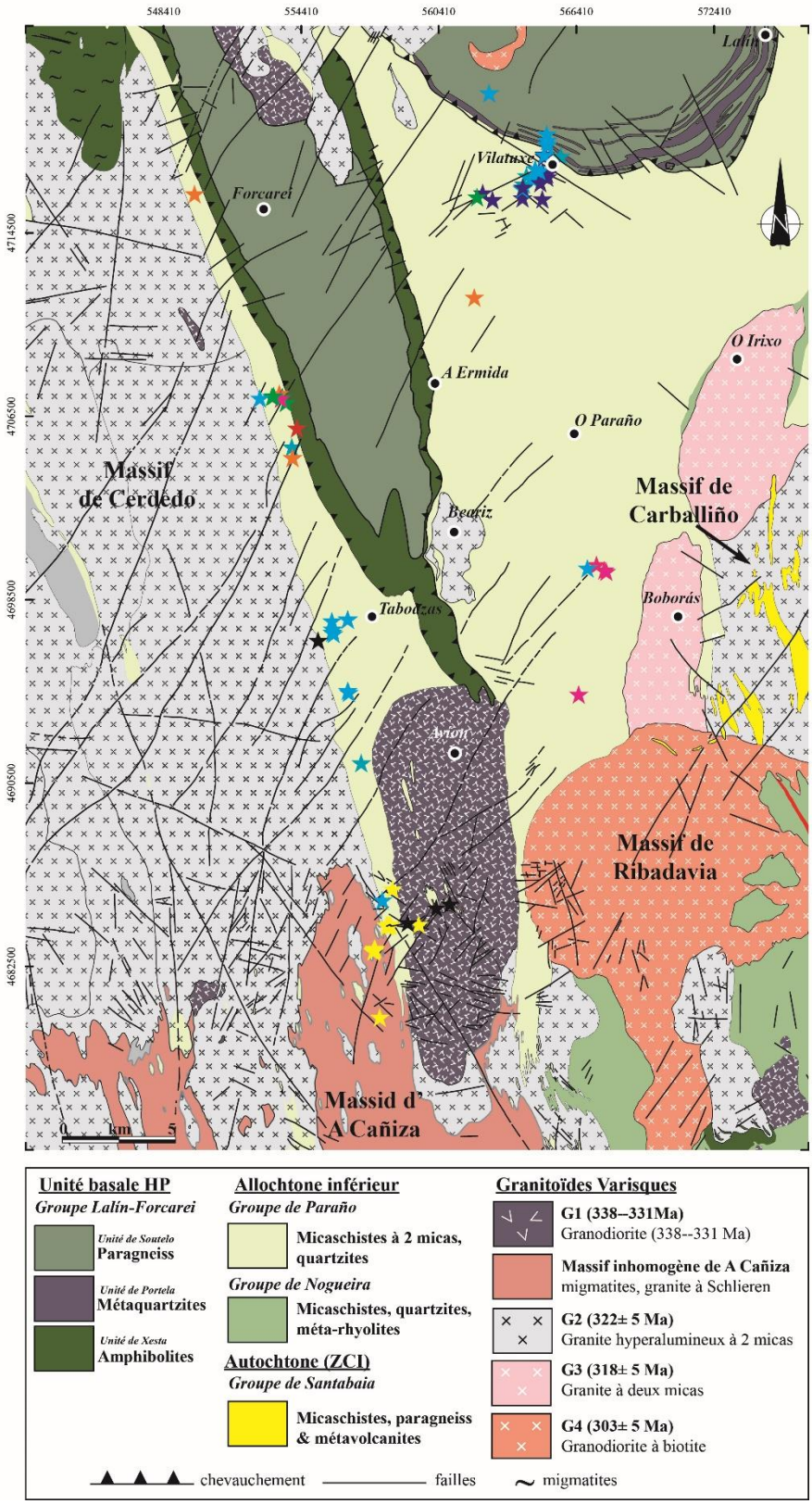


Figure III-3: Carte géologique simplifiée de la zone de Forcarei-Lalín (Galice, Espagne) adaptée d'après Barrera et al.(1989), Gloaguen (2006), cartes géologiques au 1 : 50,000 de l'IGME : feuilles de Cerdedo (n° 153, Klein & Hilgen, 1979), Lalín (n° 154, Abril et al., 1972), Puente Caldelas (n° 186, Monteserín López, 1981), Puente Areas (n° 224, Rivera Navarro et al., 1980) et Ribadavia (n° 225, Chamón Cabos et al., 1972). Projection Univerval Transverse Mercator zone 29 N, European Datum 1950.

2) *Les granites G2 hyperalumineux à deux micas* synchrones de la déformation D3 (e.g. Barrera et al., 1989 ; Gloaguen, 2006). Ces granites se présentent sous la forme de batholites volumineux (e.g. massifs de Cerdedo et de Carballiño, Fig.III-3) ou sous forme de petites coupoles granitiques elles-aussi alignées dans la direction N-S (e.g. massif de Bearíz). Le massif de Carballiño, affleurant à l'Est de notre zone d'étude est daté à - 322 ± 5 Ma (dosage chimique EPMA, U/Th/Pb sur monazite, Gloaguen, 2006). Le granite G2 de Cerdedo (i. e. assimilé au Western Granitic Complex Fuertes Fuente & Martín Izard, 1998) est considéré comme le granite source des pegmatites LCT affleurant sur sa bordure Est (e.g. Fuertes Fuente & Martín Izard, 1998). Une foliation magmatique orientée suivant la direction N-S est visible sur cette même bordure. Aucune datation connue à ce jour n'existe sur ce granite.

3) *Les granites G3 à deux micas, à biotite dominante* (e.g. Gloaguen et al., 2014), observables à l'Est du champ de pegmatites. Ces granites, de faibles volumes s'alignent suivant une direction N020°, le long de la bordure occidentale du batholite de Carballiño (cf. Fig.III-3). Les massifs d'O Irixo et de Boborás en sont les principaux représentants dans notre zone d'étude. De nombreux filons pegmatitiques, aplitiques et granitiques ainsi que des veines de quartz hydrothermales sont présents dans la coupole du massif granitique de Boborás (e.g. Gloaguen et al., 2014). La minéralisation aurifère associée à ce laccolithe a été interprétée comme étant contemporaine de la mise en place du granite de Boborás. D'après ces mêmes auteurs, les faibles contraintes tectoniques régionales associées à la fin de cet épisode D3 auraient favorisé les interférences magmatiques/hydrothermales pendant l'alimentation de ce massif. Les massifs d'O Irixo et Boborás ont été datés à - 318 ± 5 Ma et - 319 ± 5 Ma, respectivement (dosage chimique EPMA, U/Th/Pb sur monazite, Gloaguen, 2006).

4) *Les granites G4 à biotite dominante* de type granodiorite. Ces granites forment des massifs volumineux subcirculaires (e.g. massifs de Ribadavía et d'Ourense). Ces granites sont caractérisés par la présence d'enclaves de roches - appartenant au domaine schisteux de Galice encaissant - confortant le caractère post-cinématique de leur intrusion (e.g. Barrera et al., 1989). Le massif de Ribadavía, situé au Sud-Est du champ de pegmatites de Forcarei-Lalín et au Sud du pluton de Boborás, est daté par méthode chimique U/Th/Pb sur monazite à - 303 ± 5 Ma (Gloaguen, 2006) et celui d'Ourense à 297,5 ± 1,9 Ma en U/Pb sur zircon (Gutiérrez-Alonzo et al., 2011). Leur mise en place

tardive est caractéristique d'une phase d'extension généralisée à la fin de l'édification varisque tel que proposée par Aranguren et al. (2003).

Un 5ème groupe de granitoïdes affleure au Sud du secteur d'étude. *Ces granitoïdes dits « inhomogènes »* affleurent majoritairement entre la bordure Ouest du granite G1 d'Avíon et la bordure Est du granite G2 de Cerdedo (Fig.III-3). Ces faciès décrits par Barrera et al., (1989) affleurent sur toute la partie NO de la Galice. Ils sont généralement présents dans les zones métamorphiques de haut grade à sillimanite et sillimanite + feldspaths potassiques associées dans certains cas, à la présence de granites hyperalumineux résultants des processus de migmatitisation. Les roches métasédimentaires en cours de migmatitisation sont le plus souvent caractérisées par une schistosité subhorizontale S2 (D2). Par conséquent, Barrera et al. (1989) suggèrent que cette migmatisation a eu lieu post-D2. La structure interne des granitoïdes associés étant faible ou même dans certains cas absente, ces mêmes auteurs suggèrent qu'ils n'ont pas été affectés par la phase de déformation D3. Les massifs d'A Cañiza (Fig.III-3) et de Celanova (au Sud de notre zone d'étude) se seraient donc principalement mis en place à la fin de la phase D3, après les granites syntectoniques G2, mais avant les intrusions ultimes G3 et les batholites post-orogéniques G4. Aucune datation de ces granitoïdes inhomogènes n'est accessible à ce jour (à notre connaissance). Néanmoins ces hypothèses sont en contradiction avec l'âge de cristallisation à - 303 ± 5 Ma (méthode U/Pb sur monazite) obtenu par Holtz & Juteau (1987) sur un granite inhomogène localisé au Sud du massif de Celanova (proximité de Tourem, Nord Portugal) et l'âge de la migmatisation, compris entre 325 et 318 Ma fournit par Martínez Catalán et al. (2014). Une caractérisation plus fine du massif inhomogène d'A Cañiza sera présentée par la suite, dans ce chapitre.

III.2. Présentation des pegmatites de type LCT de Forcarei-Lalín

III.2.a) Études antérieures réalisées sur la zone d'étude

Le champ de Forcarei-Lalín est constitué de plus d'une centaine de pegmatites principalement répertoriées au sein de l'unité de Paraño de l'allochtone inférieur. Ces pegmatites se répartissent sur 2 zones principales, (i) le district de Forcarei, pincé entre la bordure Est du granite G2 de Cerdedo et l'unité tectono-métamorphique de Forcarei-Lalín et (ii), le district de Lalín, localisé au Sud du chevauchement de Lalín (i.e. chevauchement unités HP du complexe allochtone sur l'allochtone inférieur), Fig.III-3. Le champ de pegmatites de Forcarei-Lalín a fait l'objet d'une thèse de doctorat en 1998 (Fuertes Fuente, 1996). Les travaux réalisés par Fuertes Fuente (1996) concernent principalement la minéralogie et la géochimie de ces pegmatites. À

l'issue de ces travaux, une classification de pegmatites a été publiée par Fuertes Fuente & Martiín Izard (1998) et est présentée en détails dans la Tab.III-1. Cette classification repose sur les critères suivants : (i) les minéraux majeurs, (ii) les phases accessoires, (iii) le type d'altération affectant l'encaissant, (iv) la morphologie des corps pegmatitiques, et (v) leur structuration interne.

Les pegmatites les plus évoluées correspondent au groupe E, et appartiennent au type Albite décrit par Černý & Ercit (2005). Le groupe D, caractérisé par la présence du spodumène est le plus enrichi en lithium avec des teneurs avoisinant les 5000 ppm. Les teneurs en Nb et Ta sont les plus élevées dans les groupes C, D et E avec des teneurs respectives de 50 à 160 ppm et de 90 à 145 ppm. Les oxydes accessoires du groupe de la colombite-tantalite sont à l'origine de ces concentrations élevées. La cassitérite est principalement rencontrée dans les pegmatites du groupe E. Les pegmatites du groupe E1, dépourvues de cassitérite mais très riches en oxydes du groupe de la colombo-tantalite ont été interprétées comme des magmas résiduels des pegmatites du groupe E. Le piégeage du Fe et du Ta par la cassitérite aurait favorisé la concentration du Mn et du Nb à l'origine de la colombite (i.e. composition chimique variant du pôle ferrocolombite à manganocolombite), Fuertes Fuente & Martín Izard (1998). Ces pegmatites ont été interprétées comme le produit du fractionnement magmatique extrême du granite G2 à deux micas de Cerdedo (Fig.III-3), Fuertes Fuente & Martín Izard (1998).

L'étude des inclusions fluides dans les pegmatites des groupes D et E a permis de mettre en évidence à la fois les conditions P-T du piégeage de ces inclusions (i.e. cristallisation des aluminosilicates lithinifères et aluminosilicates) mais également la circulation de fluides au travers des corps minéralisés (Fuertes Fuente & Martin-Izard, 1998 ; Fuertes Fuente et al., 2000a). Les pegmatites du groupe D se seraient mis en place à 3 kbars (i.e ~ 11,5 km de profondeur) et se seraient consolidées à ~ 550°C. Les conditions P et T au moment de la mise en place des pegmatites du groupe E seraient respectivement fixées à 3 kbars et ~ 440°C. Les inclusions fluides du groupe E indiquent 2 types de circulation de fluides à travers ces pegmatites. Une première circulation favorisée par le développement d'un réseau de fractures, développé par l'activation de bandes de déformation cisaillantes pendant la phase D3.

Groupe	Assemblage minéralogique	Minéraux accessoires	Altération	Morphologie interne et dimension	Caractéristiques distinctives
A	Ab, Mc, Qz, Ms, Bt	Grt	Ms, Qz et Tur	Contours irréguliers, masses ovoïdes, absence de zonation interne (50 x 10 m)	Contours irréguliers, présence de la Bt et du Grt
B	Ab, Mc, Qz, Ms	Tur, Be, Grt	Ms, Qz et Tur	Concordant avec la schistosité/ absence de zonation interne (900 x 200 m)	Filons très riches en Ms, Grt et Tur abondants
C	Ab, Mc, Qz, Ms	Be, Mn-Ap, posphorite et Mtb	Ms, Qz, Tur, Grt	Concordant (ou non) avec la schistosité/ structure interne litée (100-800 x 50-20 m)	Filons aplito-pegmatitiques/ unités aplitiques plus épaisses et riches en Ab/présence de phosphates
D	Ab, Spdm, Qz, Mc, Qtz, Mtb, Ms	Cass, Zr, Coltan, Be	Ms, Qz, Cass, Tur	Concordant avec la schisosité/ Zonation interne (100-500 x 20-100 m)	Rares/ phases porteuses de Li abondantes/ unités albitiques présentes
E	Ab, Mc, Qz, Ms	Cass, Be, Coltan, Mn-Ap	Ms, Qz, Cass, Tur	Concordant avec la schistosité/Zonation interne (100-1000 x 50m)	Abondantes/ zonation interne/ unités albitiques étendues
E1	Ab, Qz, Ms	Coltan, Zr, Mn-Ap	Ms, Qz, Tur	Concordant avec la schistosité/ Forme ovoïde/ Absence de zonation (5 x 2m)	Rares et de faibles puissance/ albite saccaroïdale/ texture aplitique

Table III-1: Classification des pegmatites de type LCT du champ de Forcarei-Lalín, publiée par Fuertes Fuente &Martín Izard (1998). Abréviations minéralogiques d'après Whitney & Evans (2010).

Un second type d'inclusions fluides a été piégé au cours du refroidissement des corps pegmatitiques (i.e. température de piégeage ~ 360°C). La circulation tardive de ce fluid aqueux carbonique aurait eu lieu pendant l'exhumation (i.e. basse pression comprise entre 0,6 et 0,75 kbars) de ces pegmatites. Enfin, une ultime percolation hydrothermale (i.e. température du fluide comprise entre 310 et 285°C) serait à l'origine des nombreuses espèces phosphatées (e.g. apatite, montebrasite) précipitées dans les unités albitiques des pegmatites évoluées. Ces espèces phosphatées métasomatiques seraient issues de l'altération des feldspaths riches en phosphore,

des pegmatites du groupe E. L'enrichissement en éléments rares (e.g. cass, spdm, coltan) et volatiles (e.g. H_2O, Li, B, P) est quant à lui associé à un mélange de fluides magmatiques et de fluides libérés par l'encaissant métasédimentaire (i.e. micaschistes de l'unité de Paraño). Ce mélange de fluides témoignerait donc de l'ouverture du système pegmatitique pendant la phase de déformation D3 (Fuertes Fuente & Martín Izard, 1998).

Une étude structurale focalisée majoritairement sur les contacts entre les pegmatites et les micaschistes encaissants a également été menée par ces mêmes auteurs. La grande majorité des pegmatites (tous groupes confondus) a été observée comme étant conforme à la schistosité subverticale S3. Cette conformité associée aux microstructures (i.e. quartz ribbons, fabrique mylonitique dans les pegmatites du groupe D) ont été utilisées par ces mêmes auteurs comme argument pour justifier l'antériorité de la consolidation des pegmatites par rapport à l'activation de la phase compressive D3. Par la suite, à la lumière des nouvelles données de cette étude, cette interprétation sera remise en question et discutée.

Ces pegmatites ont également fait l'objet d'une campagne d'exploration minière axée sur le lithium, l'étain et le tantale et menée sur la propriété d'Alberta I (Fig.III-4), par la compagnie espagnole *Solid Mines España S.A.* (compagnie détenue à 100 % par la compagnie canadienne *Solid Resources Ltd.*, basée à Vancouver). Trois campagnes de sondages ont été menées depuis 2003. La zone de Presqueiras localisée au Nord du district de Forcarei (Fig.III-4) a été la plus étudiée et représente à elle seule 20 % du potentiel minier de la zone d'étude. Les minéralisations en Ta ont également été cherchées au Sud du permis, à proximité de la localité de Taboazas. Faisant suite aux travaux réalisés, deux rapports techniques NI-43-101 ont été publiés (Bartlett, 2014 ; Canto Romera, 2011). Comme représentées sur la carte d'implantation des sondages (Fig.III-4), les pegmatites minéralisées sont orientées préférentiellement NNO-SSE. Ces représentations sont cohérentes avec la conformité des pegmatites avec la schistosité S3 ~ N-S décrite par Fuertes Fuente & Martín Izard (1998). Leur extension va de la centaine de mètres au kilomètre. Les ressources minérales mesurées[2] sont estimées à 3,1 Mt avec des teneurs respectives en Ta_2O_5 (ppm), Sn (ppm) et Li_2O (%) égales à 108, 733 et 0,51. Les mesures indiquées[3] sont estimées à 2,2 Mt avec des teneurs (pours les mêmes substances) de 88 ppm, 662 ppm et 0,49 %.

[2] Portion d'un gisement dont le tonnage, la géométrie, les teneurs / qualité sont déterminés par des sondages et une maille d'échantillonnage serrée. La barre d'erreur sur les estimations est très faible.
[3] Estimations des ressources minéralisées similaires à la précédente, mais basée sur une maille d'échantillonnage plus large. La barre d'erreur est plus importante.

Contrairement aux pegmatites affleurant dans le district de Forcarei, les pegmatites très riches en spodumène du district de Lalín n'ont pas fait l'objet d'un dépôt de permis d'exploration. La totalité de ces pegmatites minéralisées se concentrent au Sud du chevauchement de Lalín, suivant une direction principale NE-SO (Von Knorring & Vidal Romani, 1981, Fig.III- 3). Ce district représente la plus grande concentration de pegmatites à spodumène de la région. Cependant, seules les pegmatites localisées à proximité du village de Vilatuxe ont été étudiées par Garcia Iglesias et al. (1991).

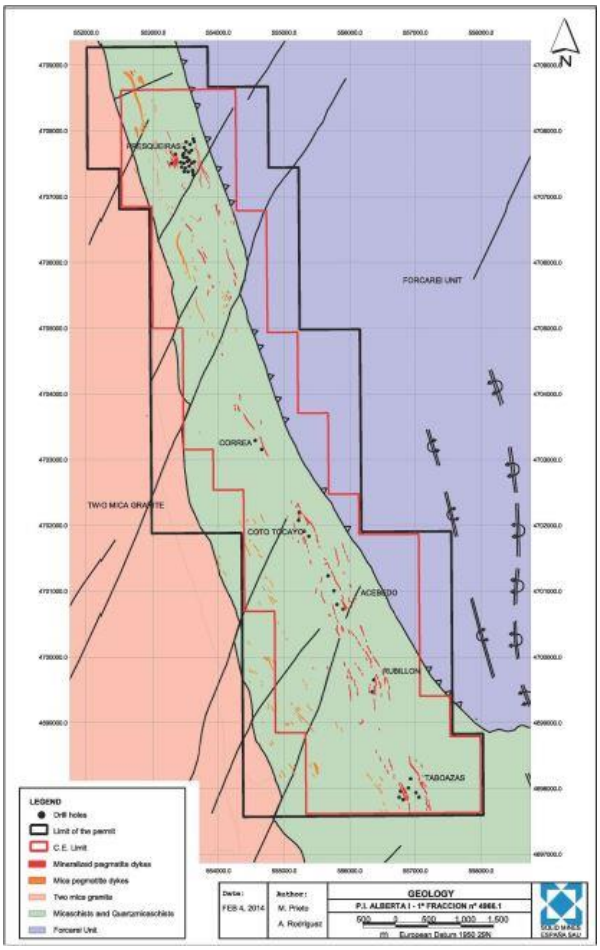


Figure III-4: Carte géologique simplifiée de la bordure Est du granite G2 de Cerdedo et localisation des implantations de sondages réalisés par Solid Mines España S.A., sur la propriété Alberta 1 (Bartlett, 2014).

Ces pegmatites riches en lithium sont d'autant plus intéressantes qu'un épisode hydrothermal, à l'origine des filons à quartz-sulfures-or (i.e. arsénopyrite majoritaire) y est associé. D'après les estimations de Garcia Iglesias et al. (1991), le pourcentage de spodumène avoisine les 10 jusqu'à 20 % dans les pegmatites minéralisées. Au contraire des pegmatites de Forcarei subdivisées en 5 groupes, les pegmatites de Lalín – dans leur grande majorité – sont uniquement minéralisées en spodumène, quelque que soit leur puissance ou leur extension. De plus, la phase porteuse du lithium, le spodumène, fait partie des phases majeures au même titre

que le quartz, les feldspaths potassiques, plagioclases et la muscovite, à constituer les corps pegmatitiques.

III.2.b) Questions relatives à la mise en place du district de Forcarei-Lalín

Bien que les minéralisations associées aux pegmatites de Forcarei-Lalín aient fait l'objet de travaux miniers et scientifiques, les mécanismes à l'origine de la mise en place de ces corps magmatiques restent peu étudiés. En effet, le modèle de genèse privilégié est celui du granite G2 parent. Cependant, aucune étude multidisciplinaire ne justifie clairement le lien génétique entre le granite G2 de Cerdedo et les pegmatites. Effectivement, ni le granite, ni les pegmatites n'ont été datés par le passé. Comme souligné dans la section *III.1.c)*, la chronologie des intrusions granitiques et pegmatitiques avec celles des phases de déformation D2 et D3 est encore discutable et nécessite de nouvelles observations de terrain. De nombreuses questions restent en suspens :

1) Pourquoi ce champ de pegmatites est-il subdivisé en 2 districts, géographiquement et minéralogiquement distincts ?

2) La source de ces pegmatites est-elle commune ?

3) Les différents types de pegmatite se mettent-il en place en même temps ?

Enfin, les structures telles que les bandes de déformation cisaillantes NNO-SSE, et l'intensité de la déformation subit par les micaschistes du groupe de Paraño ont-elles joué un rôle dans la mise en place de ces magmas porteurs des minéralisations ? Afin de répondre au mieux à l'ensemble de ces questions, une mission de terrain a été organisée en avril 2014 (d'une durée de 3 semaines). Les principaux objectifs étaient :

1) La caractérisation des contacts entre les corps pegmatitiques et les roches encaissantes,

2) l'échantillonnage des différents types de pegmatites (basé sur la classification de Fuertes Fuente & Martín Izard, 1998) ainsi que sur nos observations de terrain) dans le but de dater ces corps minéralisés et le granite de Cerdedo voisin,

3) l'établissement d'une échelle d'intensité de la déformation (basée sur le raccourcissement ~ E-O D3) associée aux différents types de pegmatites.

Les résultats de cette étude sont présentés par la suite.

III.3. Etude pétro-structurale des pegmatites et de leur encaissant

L'étude suivante a été divisée en trois parties. Une première dédiée à la typologie des pegmatites réalisée sur le terrain, une seconde focalisée sur l'altération hydrothermale associée aux intrusions magmatiques dans la zone d'étude et enfin une troisième partie dédiée aux relations structurales existantes entre l'unité de Paraño appartenant à l'allochtone inférieur et les différents types de pegmatites.

III.3.a) Typologie des pegmatites

Les pegmatites de la région de Forcarei-Lalín ont été classées en 4 groupes spatialement et minéralogiquement distincts. Au contraire des études antérieures réalisées par Fuertes Fuente (1996), Fuertes Fuente et al. (2000a) et Fuertes Fuente & Martin-Izard (1998) sur le champ de pegmatites LCT de Forcarei-Lalín, l'accent a été mis – dans le cadre de cette étude – sur les relations spatio-temporelles entre la mise en place des différents types de pegmatites et les différentes phases de déformation. Pour ce faire, la répartition des pegmatites a été subdivisée en 7 zones distinctes (Fig.III-5). La classification proposée par la suite dans cette section est basée principalement sur l'assemblage minéralogique (i.e. phases majeures), la structure interne des filons (i.e. zonation), les textures rencontrées (i.e. aplitique *vs.* pegmatitique) et la localisation de ces filons par rapport à l'intensité de la déformation affectant l'encaissant métasédimentaire. Les types de pegmatites sont présentés par la suite, du moins au plus évolué.

Type 1 : Ce type de pegmatites est caractérisé par une faible extension latérale (i.e. de quelques centimètres à 1 m maximum), et une faible puissance. L'assemblage minéralogique est constitué principalement de quartz, muscovite, feldspaths potassiques, tourmaline, ± grenat. Ces pegmatites ont été observées en intrusion dans les granites G2 de Cerdedo et G1 d'Avíon. Elles se présentent sous deux morphologies principales : (i) les poches pegmatitiques qui s'apparentent à des « miaroles » à quartz, muscovite et tourmaline majoritaires ou (ii) les filons aplo-pegmatitiques de même composition, avec la croissance des cristaux de tourmaline perpendiculaire aux épontes de la pegmatite (Fig.III-6). Ce type de pegmatite à forte composante granitique a principalement été observé à proximité des localités de Taboazas et de Presqueiras (cf. localisation Fig.III-5). Ce type de pegmatites peut être assimilé au groupe A définit par Fuertes Fuente & Martín Izard (1998).

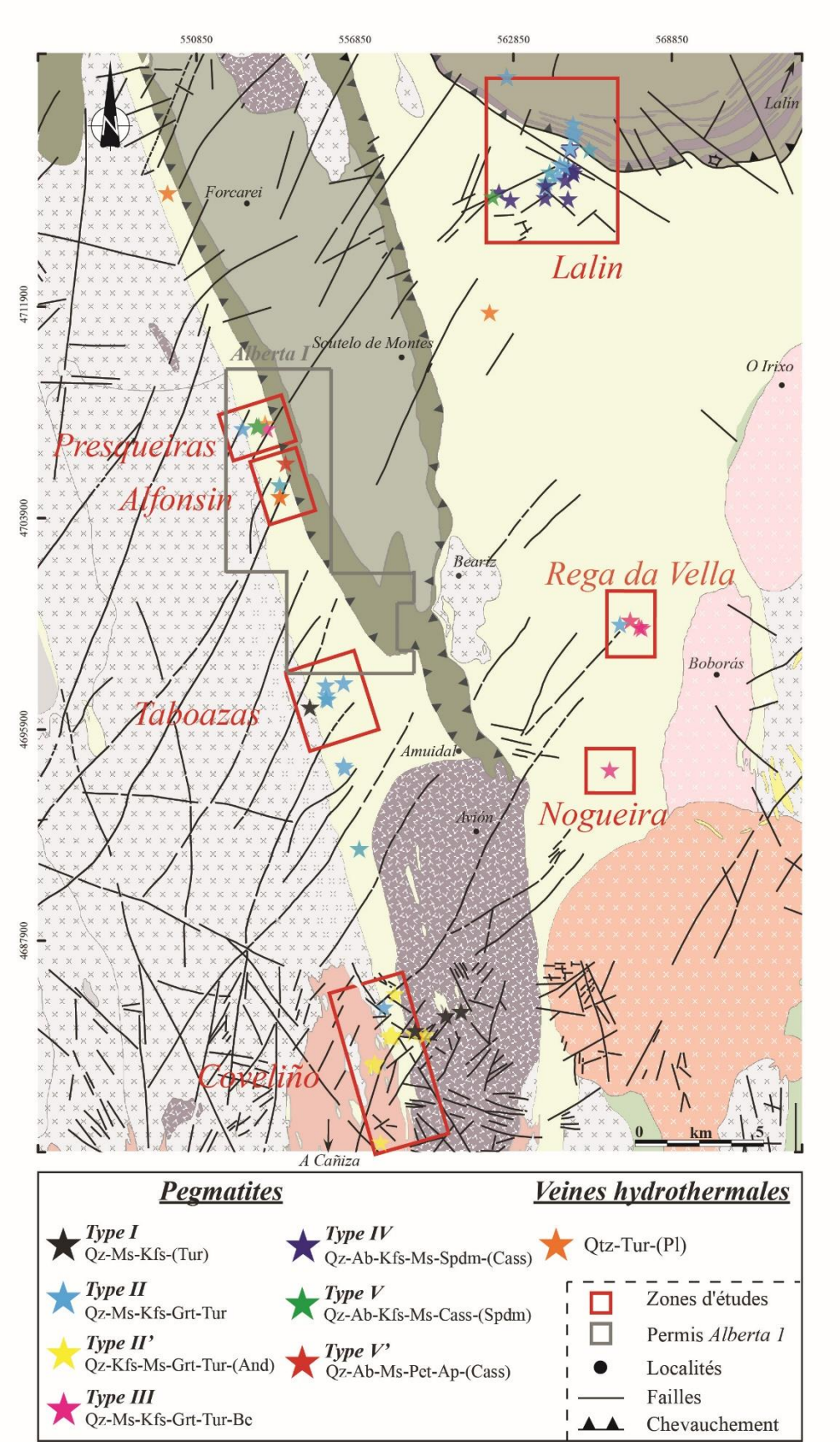


Figure III-5: Carte de répartition des différents types d'intrusions répertoriés sur le terrain. Les 7 zones distinguées dans le cadre de cette étude sont délimitées par les rectangles rouges. (Projection UTM Zone 29N, datum ED 50).

Figure III-6: Pegmatites de type 1 en intrusion dans le granite G2 de Cerdedo : a) aplo-pegmatite à tourmaline, (b) poche pegmatitiques à Qz + Tur + Ms, (c) cristaux de tourmaline tronqués et disséminnés. Pegmatites intrusives dans le granite G1 d'Avíon : (d) surcroissance des cristaux des Kfs de la pegmatite sur les phénocristaux de Kfs marquant la foliation magmatique (Fm) et (e) veine à Qz + Kfs + Ms sécante sur la foliation magmatique.

Type 2 : Les pegmatites associées à ce groupe sont considérées « stériles ». L'assemblage minéralogique est principalement composé de quartz, muscovite, k-feldspaths, ± grenat, ± tourmaline. La texture prédominante de ces filons est pegmatitique (i.e. cristaux > ~ 2 cm). Quelques filons rencontrés présentent une unité aplitique de bordure dans laquelle, se concentrent le grenat et la tourmaline. Au contraire des pegmatites de type 1, les intrusions aplo-

pegmatitiques de type 2 sont associées à une tourmalinisation intense de la roche encaissante (Fig.III-7). La nature de cette tourmalinisation sera discutée dans la section III.3.c). Ces intrusions ont principalement été rencontrées dans la partie médiane du district de Forcarei, à proximité de la localité de Taboazas (cf. localisation Fig.III-5). Bien qu'elles soient localisées dans le district de Lalín, des pegmatites stériles sont également observables au Sud du chevauchement de Lalín. La morphologie de ces intrusions est quelque peu différente, s'apparentant davantage à des dikes, mais la tourmalinisation associée à ces intrusions est similaire. Par conséquent, ces pegmatites ont également été classées dans le type 2.

Figure III-7: Exemple de tourmalinisation intense observée au contact des intrusions de type 2, dans la zone d'étude de Taboazas.

Les aplo-pegmatites de type 2, intrusives dans les micaschistes de Paraño dans la partie médiane du district de Forcarei, enregistrent de nombreux critères de déformation. De nombreuses intrusions sont plissées. L'orientation préférentielle des feldspaths potassiques (i.e. OPF, Vernon, 1986) dans les charnières de plis souligne une cristallisation des phénocristaux synchrone du plissement D3 le long de la schistosité du plan axial S3 (Fig.III-8a, b, c). Quelques mesures d'orientation de plans axiaux indiquent une orientation globalement parallèle à la schistosité des micaschistes à deux micas encaissants. De manière générale, les flancs Ouest sont parallèles à la schistosité S3 tandis que la différence angulaire entre les flancs Est et la schistosité S3 est plus importante ($\Delta \sim 30°$). Bien que l'orientation préférentielle des cristaux n'ait pas été observée, de nombreux filons de faible puissance et faible extension présentent des morphologies semblables, où les charnières de plis sont globalement parallèles à la schistosité S3 locale (Fig.III-8c).

Si certaines de ces aplo-pegmatites sont plissées, d'autres sont boudinées (Fig.III-8e, f). Les boudins présentent une forme losangique plus ou moins lenticulaire et des terminaisons pointues (Fig.III-8e). Ce type de boudins se caractérise par le développement de plans de cisaillement le long des bordures inter-boudins (similaires à des plans C'pénétratifs). La cinématique associée à

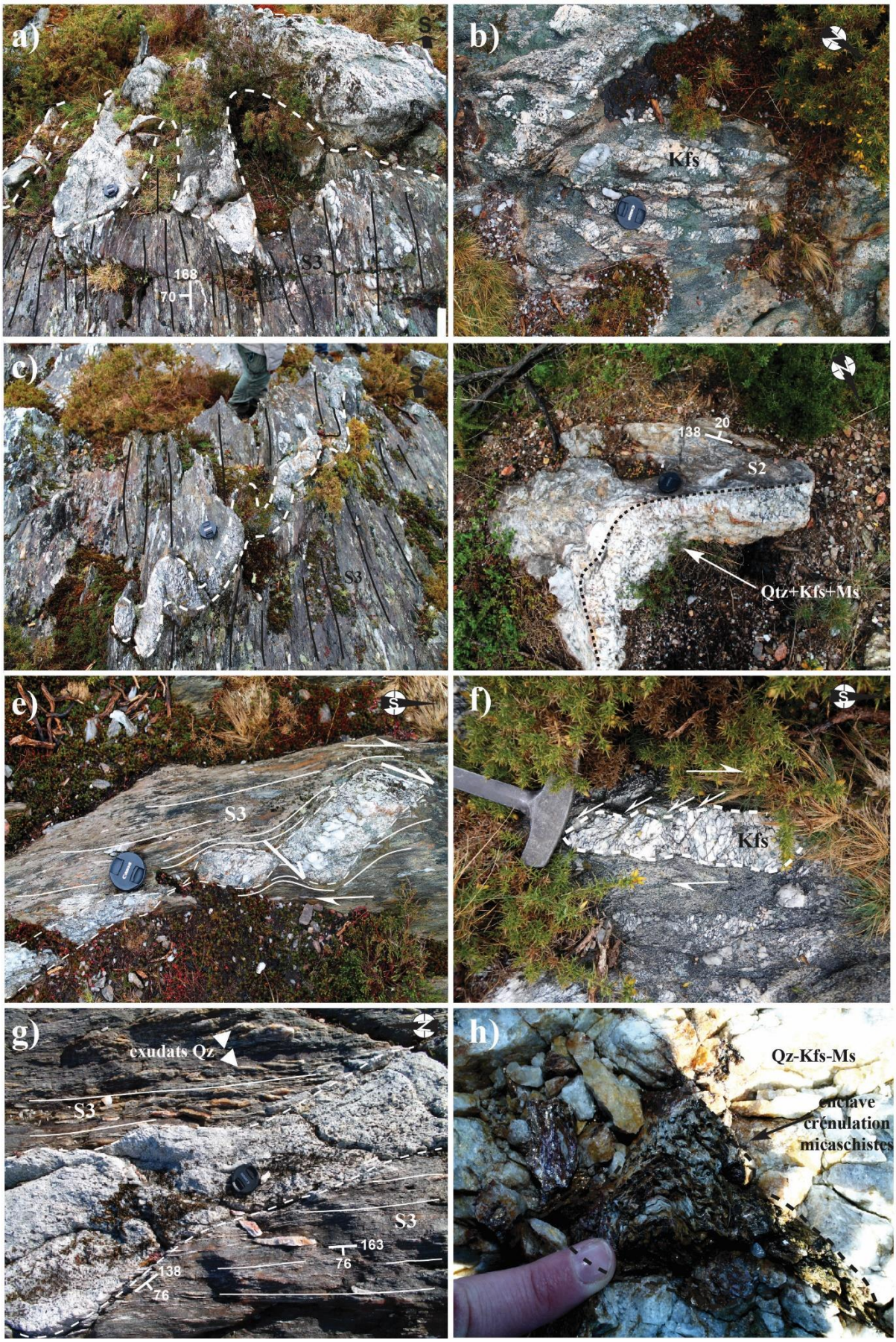
ces plans de glissement est très variable d'un affleurement à un autre, ou même à l'échelle d'un seul affleurement. Sur la Fig.III-8e le cisaillement indique une cinématique dextre.

Sur certains affleurements, la schistosité subverticale S3 (orientée suivant la direction principale N-S) est réfractée au contact des intrusions pegmatitiques. Les différences angulaires mesurées entre la schistosité encaissante et la foliation interne de ces intrusions varient de 10 à 20° (cf. Fig.III-8g).

Des enclaves de micaschistes crénulés ont également été observées au cœur de certaines pegmatites (Fig.III-8h). Cette schistosité de crénulation est classiquement assimilée à la phase de déformation D3. Par conséquent, lors de l'injection de ces pegmatites, l'encaissant de Paraño était déjà en cours de déformation. Ces rares observations seront discutées plus en détails à la suite de cette section.

Dans certaines intrusions, les phénocristaux de feldspaths-potassiques sont également affectés par un boudinage asymétrique, à l'origine des boudins de type dominos (i.e. boudins aux bordures angulaires). Comme illustré sur la Fig.III-8f, le mouvement relatif aux plans de glissement est dirigé vers le Nord. Des plans de glissement dirigés vers le Sud ont également été observés sur les mêmes affleurements.

Figure III-8: Pegmatites de type 2. (a) Pli ptygmatitique dont les charnières de plis sont subparallèles à la schistosité S3, (b) orientation préférentielle des Kfs dans une charnière de pli ptygmatitique, (c) pli ptygmatitique caractérisée par des charnières régulières, bien arrondies et concordantes avec la schistosité S3, (d) pegmatite plissée dont la charnière (seule visible) est injectée dans la schistosité subhorizontale S2 dans le district de Lalín, (e) boudinage asymétrique de type dominos, (f) structure en dominos des cristaux de Kfs. Le sens de cisaillement est antithétique au sens de cisaillement régional, (g) pegmatite boudinée et sécante sur la foliation S3 et (h) enclave de micaschistes crénulés au cœur d'une pegmatite de type 2.


a)
S
168
70
S3
b)
Kfs
c)
S
S3
d)
138
20
S2
Qtz+Kfs+Ms
e)
S
S3
f)
S
Kfs
g)
exudats Qz
S3
S3
163
76
138
76
h)
Qz-Kfs-Ms
enclave
crénulation
micaschistes

Type 2' : Les pegmatites appartenant à ce groupe ne se distinguent pas par leur assemblage minéralogique, très semblable à celui du type 2 (quartz, muscovite, feldspaths potassiques, grenat, tourmaline, ± andalousite) mais par leur nombre et leur situation géographique.

Leur extension est limitée (~ 1 m) et leur puissance est faible (~ 1 m). La totalité de ces pegmatites est concentrée au Sud de la zone baptisée Coveliño, à proximité du granite inhomogène d'A Caníza (Fig.III-5). Plus d'une vingtaine d'intrusions ont été répertoriées le long d'une coupe E-O d'environ ~ 2 km (Fig.III-9). Dans leur grande majorité, ces pegmatites sont concordantes avec la schistosité subverticale S3 (N-S) avec des pendages de 70 à 90° (Fig.III-9). Les pegmatites de type 2'les plus puissantes, affleurent dans les micaschistes à deux micas de Paraño. Cependant, les intrusions sont les plus nombreuses, vers l'Ouest au contact des micaschistes de Paraño avec le massif d'A Caníza. Comme précédemment mentionné, ce massif se caractérise par son extrême hétérogénéité de textures.

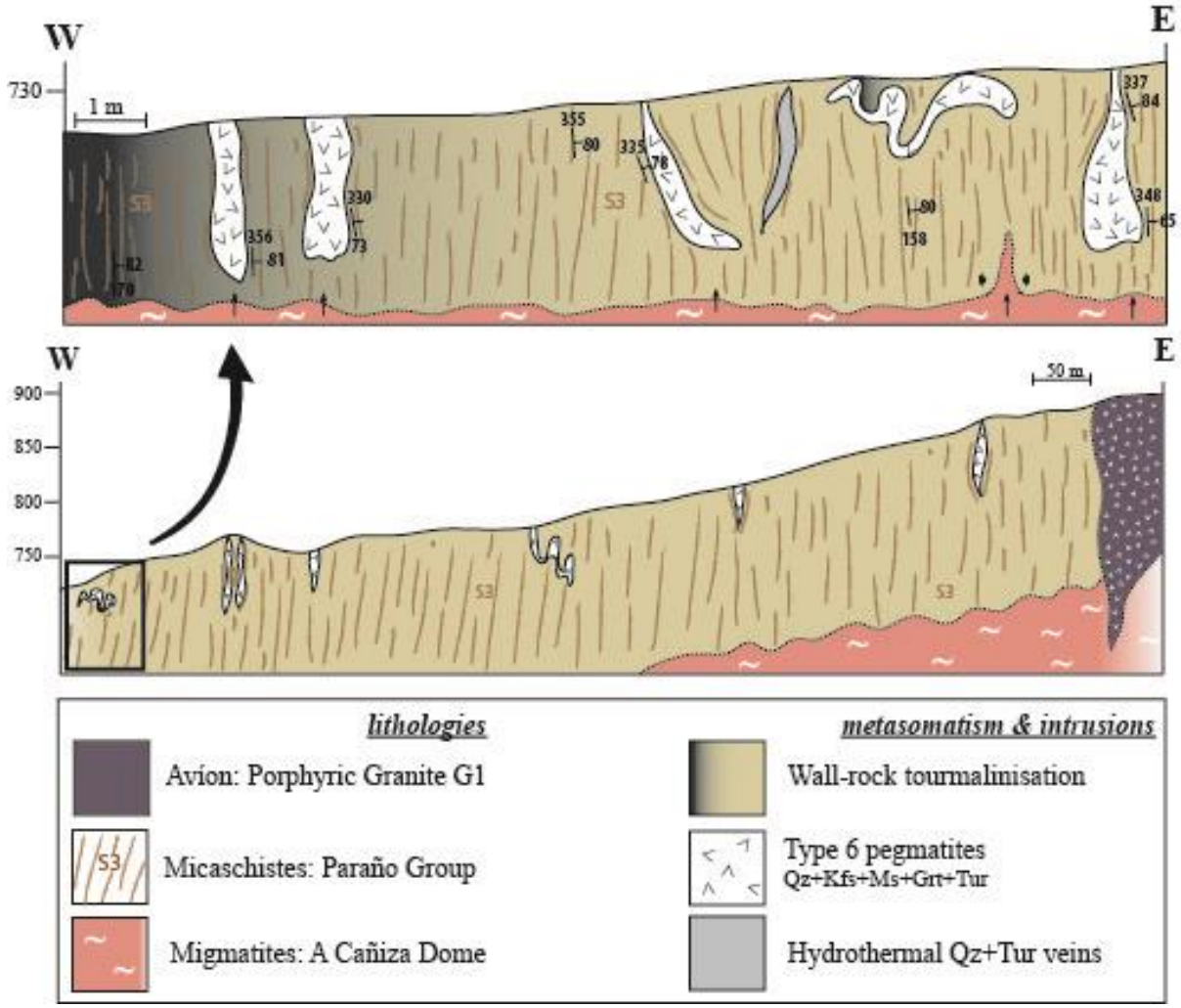


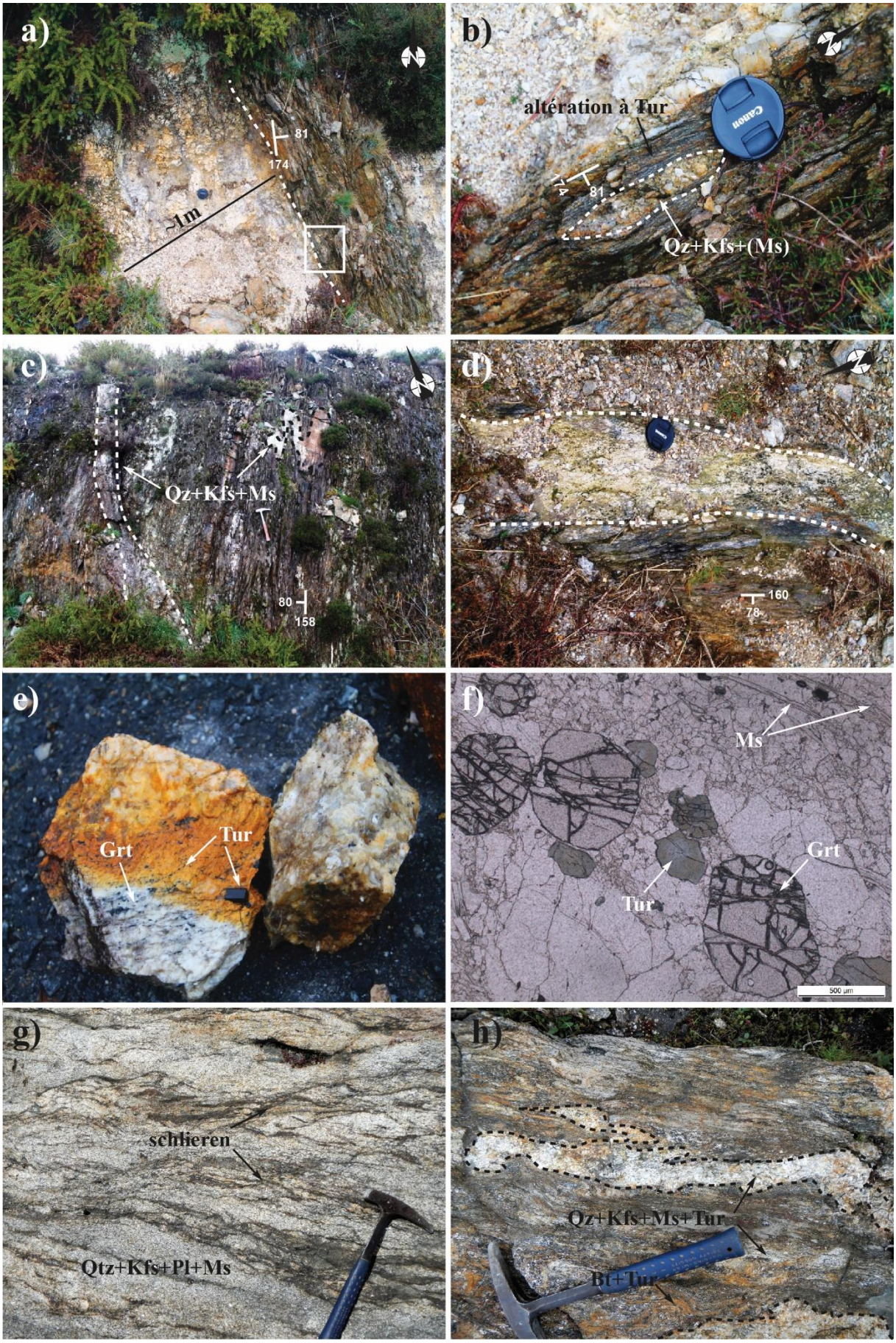
Figure III-9: Coupe géologique schématique O-E réalisée à travers la zone de Coveliño, suivant un profil E-O.

Celui-ci est à la fois composé de métatexites, de granitoïdes à schlieren jusqu'à obtenir des textures purement granitiques à l'extrême Ouest de la coupe (Fig.III-10g, h).

Au contraire des pegmatites de type 2, minéralogiquement proches, ces filons pegmatitiques ne sont pas boudinés. Seuls quelques plis ptygmatitiques ont été observés (Fig.III-10c). Cette-fois encore, l'accessibilité limitée ne nous a pas permis d'observer (ou non) la fabrique minérale associée à ces objets plissés (i.e. OPF dans les charnières de plis). Cependant, celle-ci a pu être observée à l'échelle macroscopique (sur pierre volante, Fig.III-10e) et à 'échelle microscopique (Fig.III-10f). La fabrique minérale est marquée principalement par l'alignement des cristaux de grenat et de tourmaline, non déformés ainsi que par l'allongement des feuillets de muscovite.

Enfin, la tourmalinisation de l'encaissant, ainsi que les veines hydrothermales à quartz-tourmaline observées dans la zone de Coveliño sont semblables à celles retrouvés dans la zone de Taboazas.

Figure III-10: Exemples représentatifs des pegmatites de type 2'. (a) filon pegmatitique vertical concordant avec la schistosité S3, (b) poche granitique à quartz + muscovite + k-feldspaths intra-micaschistes boudinée au contact de la pegmatite, (c) exemple de filons ptygmatitique affleurant dans la zone. Les charnières de plis arrondies sont subparallèles à la schistosité encaissante. (d) Filon pegmatitique concordant avec la schistosité S3 encaissante, (e) exemple d'assemblage minéralogique à quartz + k-feldspaths + muscovite + tourmaline + grenat, (f) linéation minérale marquée par l'alignement des cristaux de grenat et tourmaline et l'allongement de la muscovite. (g) Exemple de granitoïde à schlieren affleurant à l'Ouest de la zone de Coveliño, (h) métatexites observées à l'Ouest de la zone. Les leucosomes présentent des textures pegmatitiques à quartz + muscovite + k-feldspaths + tourmaline.

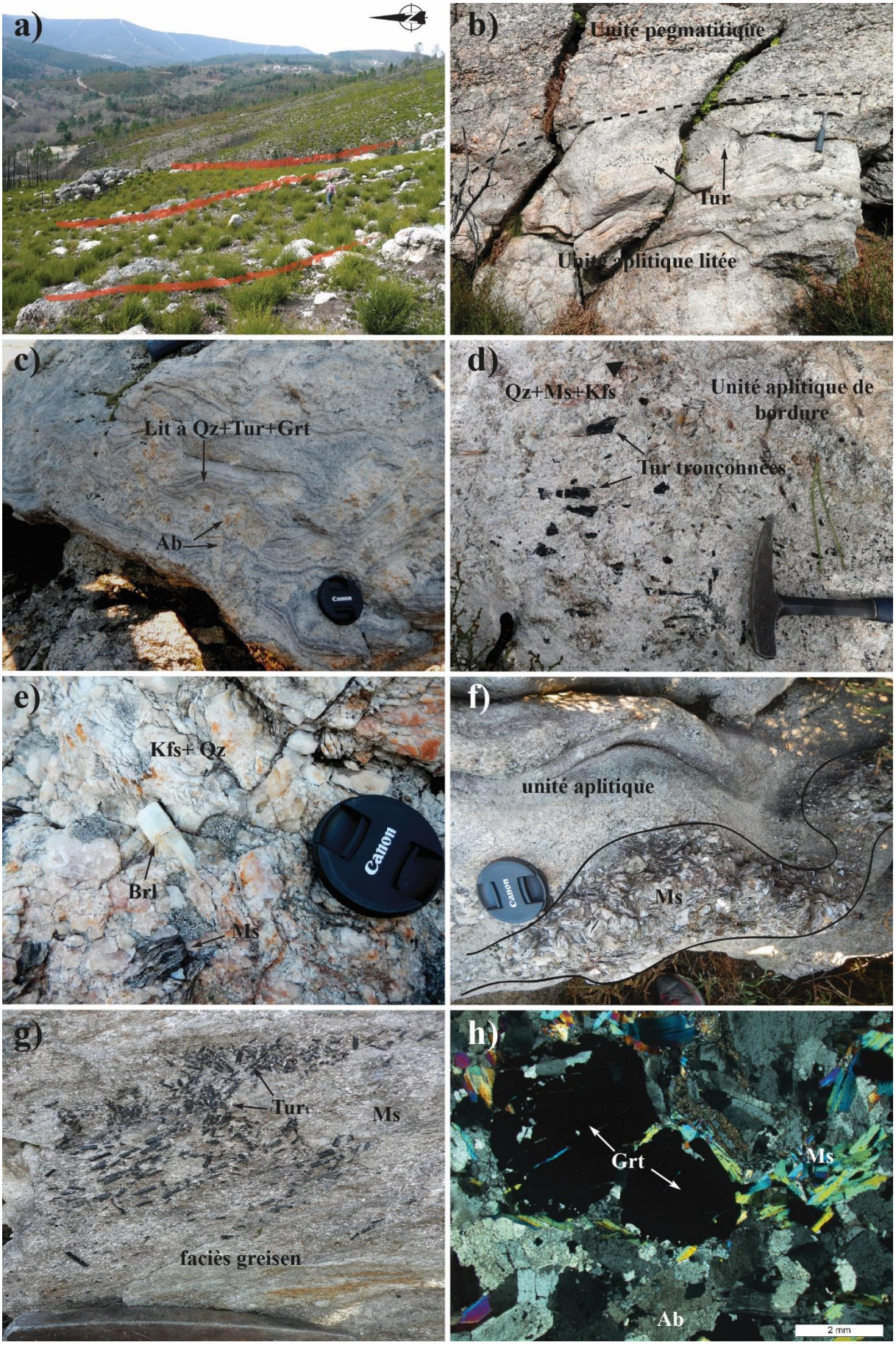

a)
81
174
~1m
b)
altération à Tur
174
81
Qz+Kfs+(Ms)
c)
Qz+Kfs+Ms
80
158
d)
160
78
e)
Grt
Tur
f)
Ms
Grt
Tur
500 µm
g)
schlieren
Qtz+Kfs+Pl+Ms
h)
Qz+Kfs+Ms+Tur
Bt+Tur

Type 3 : Les aplo-pegmatites associées à ce groupe sont caractérisées par une zonation interne bien marquée par l'alternance des unités aplitiques et pegmatitiques (Fig.III-11). Les puissances associées à ces pegmatites sont parmi les plus importantes du champ de Forcarei-Lalín (~ > 5 m). Les contacts avec l'encaissant sont peu visibles mais des faciès de type greisen ont été observés dans les micaschistes aux épontes de certaines pegmatitiques. Ce faciès se caractérise par une concentration importante de la muscovite associée à des cristaux tabulaires de tourmaline. Aucune orientation préférentielle, associée à la croissance de ces tourmalines n'a été observée.

Ces corps pegmatitiques sont majoritairement enrichis en quartz, muscovite, feldspaths potassiques, grenat, béryl et tourmaline. Ce type de pegmatites a été observé au Sud-Est du district de Forcarei, à proximité de Rega da Vella et d'O Rogueiro (cf. localisation Fig.III-5). Ce type de pegmatites se distingue également par les « convolutes » bien exprimées dans les unités aplitiques (Fig.III-11c), rappelant les unités aplitiques des pegmatites des Monts d'Ambazac. La zonation interne litée de ces pegmatites est propre à ce type et est uniquement observable à l'Est de notre zone d'étude.

Néanmoins, la puissance de ces corps et l'abondance de la végétation ne nous ont pas permis de caractériser la nature des contacts avec les micaschistes encaissants. Aucun critère de déformation n'a pu être observé aux épontes afin de caractériser les relations temporelles entre la mise en place de ces pegmatites et la déformation associée à l'unité de Paraño. Cependant, les textures associées aux différentes unités internes ne présentent pas de critères assimilables à un épisode de déformation synchrone ou postérieur à la cristallisation de ces pegmatites (i.e. fabrique interne, linéation minérale).

Figure III-11: Exemples représentatifs des pegmatites de type 3. (a) Orientation globale N-S des filons dans la zone de Rega de Vella, (b) zonation interne litée, alternance des unités aplitiques *vs*. pegmatitiques, (c) litage à Qz + Tur + Grt observable dans les unités aplitiques, (d) cristaux de tourmaline cristallisés en bordure de pegmatite, (e) cristal centimétrique de béryl en association avec des cristaux pluri-centimétriques de Kfs observés dans l'unité supposée à blocs interne de la pegmatite, (f) bouquet de muscovite en feuillets observé dans une unité pegmatitique intercalée avec une unité aplitique, (g) tourmalinisation et muscovitisation intenses de l'encaissant métasédimentaire en contact avec les pegmatites et enfin (h) phénocristaux de grenat cristallisés dans les lits aplitiques et observés au microscope optique (LPA).


a)
b)
Unité pegmatitique
Tur
Unité aplitique litée
c)
Lit à Qz+Tur+Grt
Ab
d)
Qz+Ms+Kfs
Unité aplitique de bordure
Tur tronçonnées
e)
Kfs+ Qz
Brl
Ms
f)
unité aplitique
Ms
g)
Tur
Ms
faciès greisen
h)
Grt
Ms
Ab
2 mm

Type 4 : Ces aplo-pegmatites se caractérisent par un assemblage minéralogique composé principalement de quartz, muscovite, albite, feldspaths potassiques et spodumène. L'apatite et la montebrasite ont été décrites par Fuertes Fuente & Martín Izard (1998). Les séparations minérales par liqueurs denses (i.e. bromoforme CHBr3 et iodure de méthylène CH_2I_2) réalisées au cours cette thèse ont révélé la présence de cassitérite, de zircon, béryl et colombo-tantalite. Ce type de pegmatites est retrouvé principalement dans le district de Lalín.

La grande majorité des pegmatites à spodumène rencontrées sur le terrain est dépourvue de zonation interne (i.e. alternance des différentes unités aplitique, pegmatitiques, zone à blocs, cœur de quartz), une extension et une puissance limitées (~2 x 1 m). Leur morphologie est assimilée à la morphologie de type dike, où les contacts avec le micaschiste encaissant sont francs. L'altération intense associée à ces intrusions ne nous permet pas clairement de discuter en détails de la minéralogie. En revanche, seuls les cristaux de spodumène ont résisté à l'altération. Par conséquent nous pouvons confirmer que la cristallisation du spodumène s'effectue sur toute la largeur du dike (Fig.III-13).

Seules deux pegmatites, dont celle située à proximité du village de Vilatuxe (cf. localisation Fig.III-5) se distingue par une forme ovoïde (apparente), une puissance d'environ 5 m, une extension estimée inférieure à 1 km (e.g. Garcia Iglesias et al., 1991) et une zonation interne marquée par l'alternance d'une unité aplitique en bordure, d'une unité interne à spodumène et d'une unité à blocs à quartz et microcline (Fig.III-12).

Quelle que soit la dimension des corps pegmatitiques, les contacts avec les micaschistes encaissants du groupe de Paraño sont francs et marqués par une concentration massive de la tourmaline (i.e. tourmalinite) sur environ ~ 20 à 30 cm. En revanche, aucune tourmaline n'a été observée au sein même des corps minéralisés.

Au microscope optique, la minéralisation interne est principalement caractérisée par les cristaux tabulaires de spodumène dont le clivage (très bien visible) est parallèle à l'axe d'allongement préférentiel des cristaux. Dans la pegmatite de Vilatuxe, les cristaux de spodumène sont altérés. Effectivement, des micro-cristaux de muscovite et de phengite se concentrent dans les fractures internes au spodumène. La cristallisation de la phengite, i.e. mica blanc lithinifère, pourrait être associée à la déstabilisation du spodumène (Fig.III-12c)

Enfin, dans les unités aplitiques de bordure on retrouve une association minérale spodumène + cassitérite. La cassitérite sub-automorphe (i.e. macle en bec d'étain) n'a été observée que sur

les parties externes de la pegmatite. Les sections perpendiculaires de spodumène sont très remarquables par la présence des deux clivages orthogonaux, caractéristiques de la famille des pyroxènes (Fig.III-12d).

Associées à ces intrusions pegmatitiques, des veines hydrothermales à quartz et arsénopyrite ont été observées dans la zone d'étude. La plupart de celles-observées viennent recouper les filons de pegmatites. Ces veines hydrothermales se caractérisent par une puissance très faible (~ 10 cm) et une extension limitée de l'ordre du mètre. L'orientation préférentielle de ces veines est la même que celle des pegmatites qu'elles intrudent (~ E-O). Cet épisode hydrothermal n'a été observé que sur le district de Lalín.

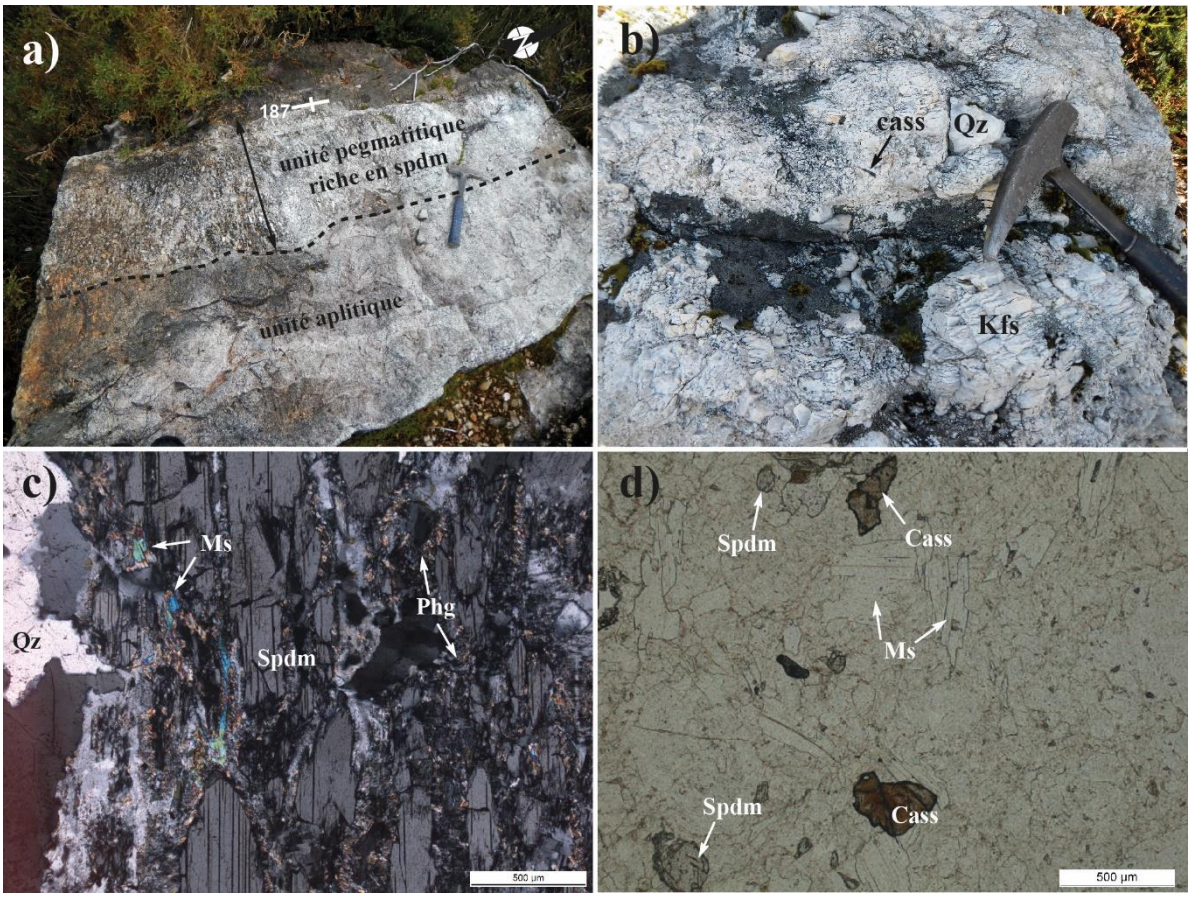


Figure III-12: Exemples des textures et de l'assemblage minéralogique caractéristiques des pegmatites de type 4. (a) Structure interne litée avec al'aternance des faciès pegmatitiques et aplitiques. (b) Unité à blocs représentative des pegmatites de type 4. La présence de la cassitérite est suspectée. (c) Altération type des cristaux de spodumène échantillonés au cœur d'une pegmatite de type 4. L'altération se caractérise par le développement de fractures en bordures de grains remplies par des cristaux de micas blancs (e.g. muscovite et phengite). (d) Association cassitérite + spodumène observée sur l'unité externe de bordure d'une pegmatite de type 4, à proximité du village de Vilatuxe.

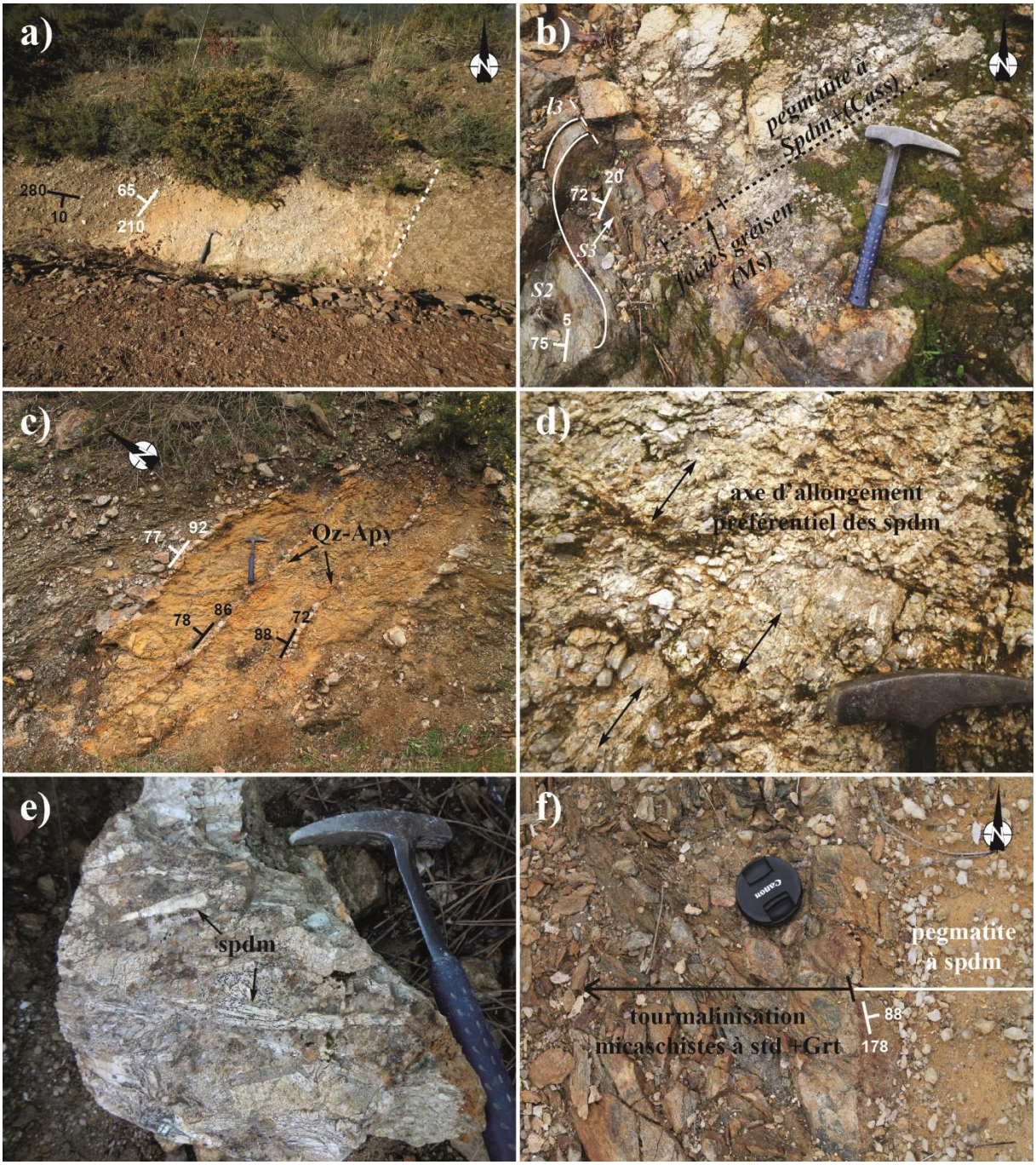


Figure III-13: Pegmatites de type 4 observées dans la zone de Lalín. (a) pegmatite à spodumène sécante sur la schistosité subhorizontale S2, (b) faciès greisen observé aux épontes des pegmatites minéralisées à spdm, (c) veines hydrothermales quartz + arsénopyrite. Notez l'orientation préférentielle E-O partagée par la pegmatite et les veines hydrothermales. (d) altération typique associée aux cristaux de spdm. Les clivages (encore visibles) des spdm soulignent l'axe préférentiel d'allongement. (e) cristaux centimétriques de spdm frais observés sur une pierre volante et (d) tourmalinisation des micachistes à std + grt encaissants visible aux épontes des pegmatites minéralisées.

Type 5 : Ce type de filons se distingue premièrement par sa texture aplitique, composée majoritairement de quartz, albite et muscovite, et deuxièmement par l'abondance de la cassitérite et de la colombo-tantalite. Ces aplo-pegmatites – les plus évoluées du district de Forcarei - appartiennent au type Albite d'après la classification internationale de Černý & Ercit (2005). Ces

filons aplitiques se concentrent principalement dans les zones de Presqueiras (i.e. permis d'Alberta 1) et d'Alfonsín.

Les deux corps minéralisés majeurs de la zone de Presqueiras présentent une extension de l'ordre de 700 m, une puissance d'environ 300 m et une épaisseur pouvant atteindre ~ 16 m (Bartlett, 2014). L'orientation globale de ces corps est N160° avec un pendage variable de 90 à ~ 40° Ouest au Sud de la zone. Dans le cadre de cette étude, seule une pegmatite subhorintale a été visitée avec l'appui des géologues de Solid Mines España S.A. présents sur le site. Aucun échantillonnage n'a pu être envisagé, hormis les déblais rejetés en sortie de cavité. Les observations réalisées au cours de cette étude ont été faites sur des corps minéralisés, moins volumineux.

La plupart de ces corps aplitiques sont concordants avec la schistosité subverticale S3 (Fig.III-14). Au contraire des aplo-pegmatites précédemment décrites, ces aplites riches en cassitérite présentent une fabrique minérale interne. Effectivement, les cristaux d'albite visibles aux épontes de ces aplites sont déformés. Les sigmoïdes indiquent une cinématique senestre associée à un décrochement planaire (Fig.III-15a)

Au contraire de la grande majorité des filons aplitiques, quelques corps minéralisés sont discordants (~ 90°) avec la schistosité S3 régionale et plissés (Fig.III-15b, c). Au même titre que les pegmatites stériles de type 2, les charnières des plis sont régulières, arrondies et parallèles à la schistosité S3 régionale. En revanche, contrairement aux plis ptygmatitiques caractéristiques des pegmatites de type 2, aucune orientation préférentielle des feldspaths-potassiques n'a pu être observée dans les charnières de plis.

Les observations microscopiques de certains échantillons de type 5 ont révélé, en plus de la présence abondante de la cassitérite, la présence du spodumène (Fig.III-15e, f). Malgré quelques cristaux isolés dans la matrice aplitique, la grande majorité du spodumène se concentrent dans des fractures en association avec la muscovite. La taille de ces cristaux est très inférieure à celle rencontrée dans les pegmatites de type 4 (~ 100 µm contre >1 mm). La taille de ces cristaux, et leur concentration dans des fractures inter-grains laissent penser à une cristallisation secondaire, ce qui n'est pas le cas de la cassitérite (> 1 mm dans certains cas). La colombo-tantalite a elle été révélée après la séparation minérale des échantillons et leur passage aux liqueurs denses. La taille des grains est de l'ordre du millimètre. A l'œil nu, la confusion entre la cassitérite et la colombo-tantalite est très fréquente. En revanche, la présence de béryl, révélée par Fuertes Fuente (1996), n'a pas été confirmée en lame mince.

Comme observés sur les sites précédents, les contacts pegmatites-encaissant sont marqués par une tourmalinisation intense. Toutefois, celle-ci ne concerne que les micaschistes à deux micas. Aucune tourmaline n'a été observée à l'œil nu ou à l'échelle microscopique, dans les aplites minéralisées.

En plus de la tourmalinisation intense de l'encaissant, des veines hydrothermales à quartz, tourmaline, (feldspaths plagioclases) sont observables à proximité des aplites minéralisées. Ces veines sont globalement parallèles à la schistosité S3 subverticale (Fig.III-14). Sur le site d'Alfonsín, ces veines hydrothermales à quartz + tourmaline sont recoupées par l'aplo-pegmatite plissée de type 5, sécante sur la schistosité S3. L'origine de la tourmalinisation ainsi que celles de veines hydrothermales à quartz + tourmaline seront discutées plus en détails dans la section suivante.

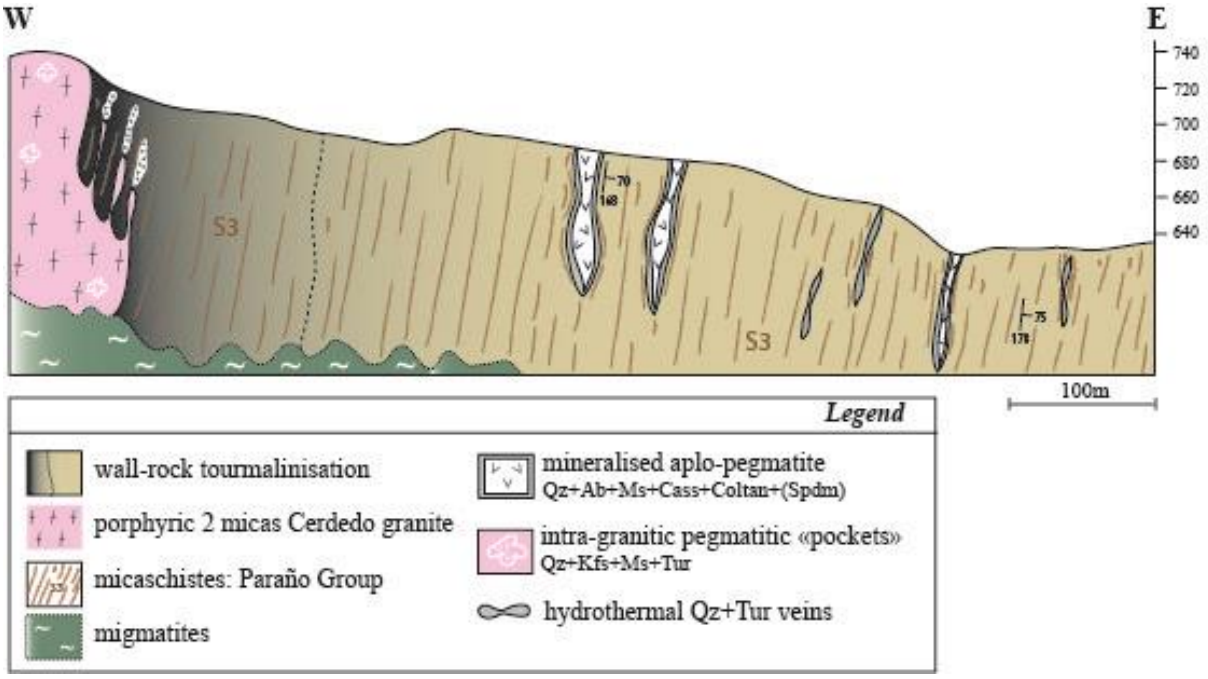


Figure III-14: Coupe géologique schématique orientée O-E à travers la zone de Presqueiras, au Nord du district de Forcarei.

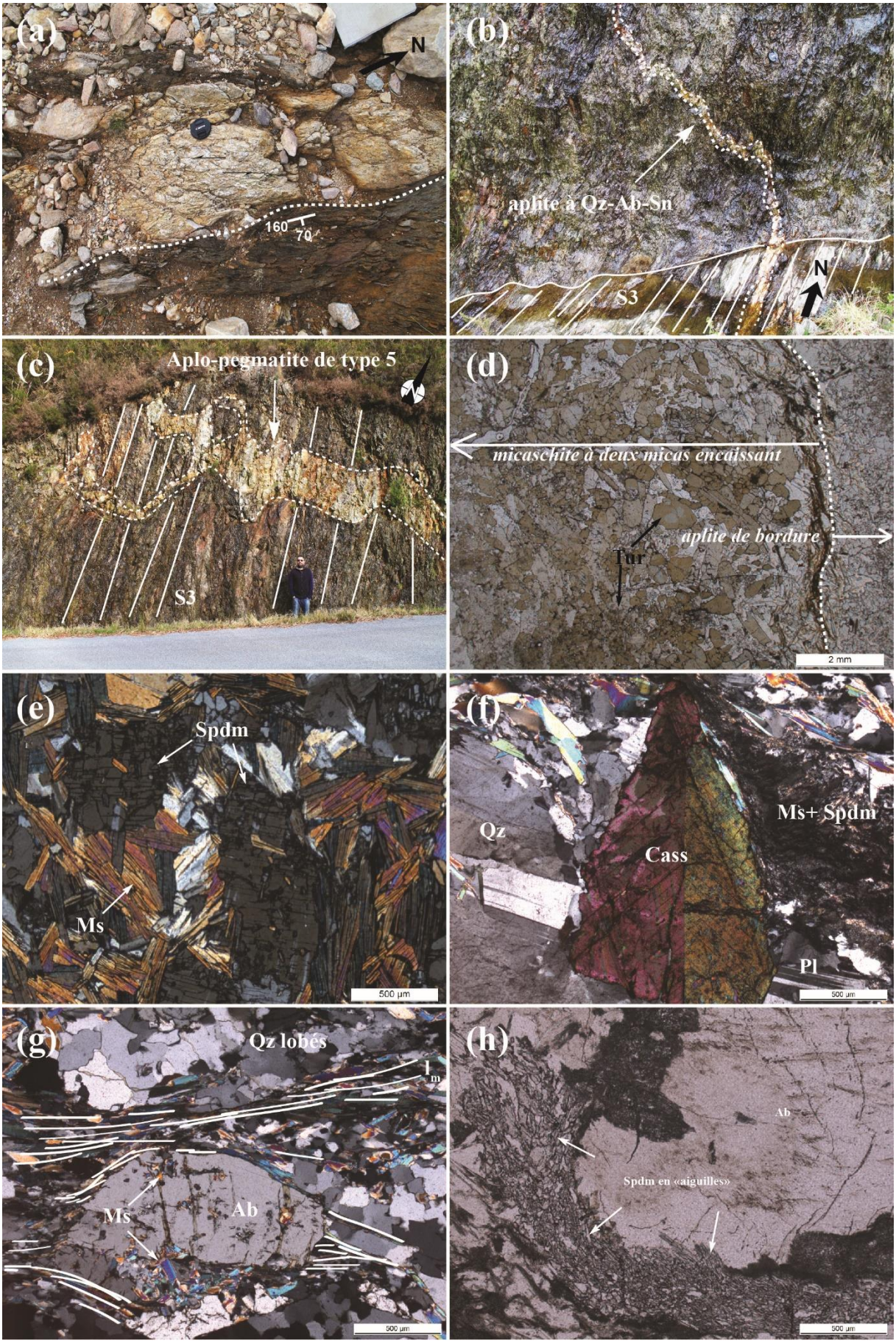

(a)
N
160
70
(b)
aplite à Qz-Ab-Sn
S3
N
(c)
Aplo-pegmatite de type 5
S3
(d)
micaschite à deux micas encaissant
aplite de bordure
Tur
2 mm
(e)
Spdm
Ms
500 µm
(f)
Qz
Cass
Ms+ Spdm
Pl
500 µm
(g)
Qz lobés
1 m
Ms
Ab
500 µm
(h)
Ab
Spdm en «aiguilles»
500 µm

Figure III-15: Exemples représentatifs des pegmatites de type 5. (a) Vue planaire d'une intrusion aplitique concordante avec la schistosité S3 subverticale. Les cristaux d'albite en forme de sigmoïdes indiquent un cisaillement planaire à cinématique senestre vers le Sud. (b) Exemple d''une intrusion aplitique concordante avec la schistosité et plissée. Les charnières de plis sont concordantes également avec la schistosité locale S3. (c) Exemple de sill aplitique. Intrusion discordante sur la schistosité et plissée. Les charnières de plis sont concordantes avec la schistosité S3 locale. (d) Tourmalinisation massive à l'éponte d'une aplite de type 5, observée au microscope optique en LPNA. (e) Faciès greisen de bordure d'aplite riche en spodumène, observé au microscope optique (LPA). Notez la présence des deux clivages à ~ 90° sur les sections basales de spodumène. (f) Minéralisation stannifère classique rencontrée dans une aplo-pegmatites de type 5. Notez la présence de microcristaux de muscovite + spodumène en bordure de grains. (g) Fabrique interne observée en bordure d'intrusion, en LPA. Le cristal d'albite présente une forme de sigmoïde symétrique. Le remplissage des fractures par la muscovite indique que la déformation s'est effectuée pendant la consolidation de la pegmatite. h) Cristallisation pervasive des microcristaux de spodumène en bordure de joints de grains, observée en bordure de pegmatites

Type 5 : Ce type est associé à un petit nombre de corps aplo-pegmatitiques rencontrés sur les zones de Presqueiras et d'Alfonsín. La minéralogie associée à ce type est semblable à celle décrite précédemment dans les types 5. Seule la présence de la pétalite diffère. De par leur faible nombre, ces pegmatites n'ont pas été décrites de la même manière que celles du type 5. Les relations avec l'encaissant sont très difficilement observables. Seuls les clivages perpendiculaires à l'axe préférentiel d'allongement des cristaux nous ont permis de discriminer la pétalite. Dans d'autres cas, plus particulièrement sur le permis d'Alberta 1, la pétalite a été révélée par la couleur rose caractéristique de son altération (Fig.III-16).

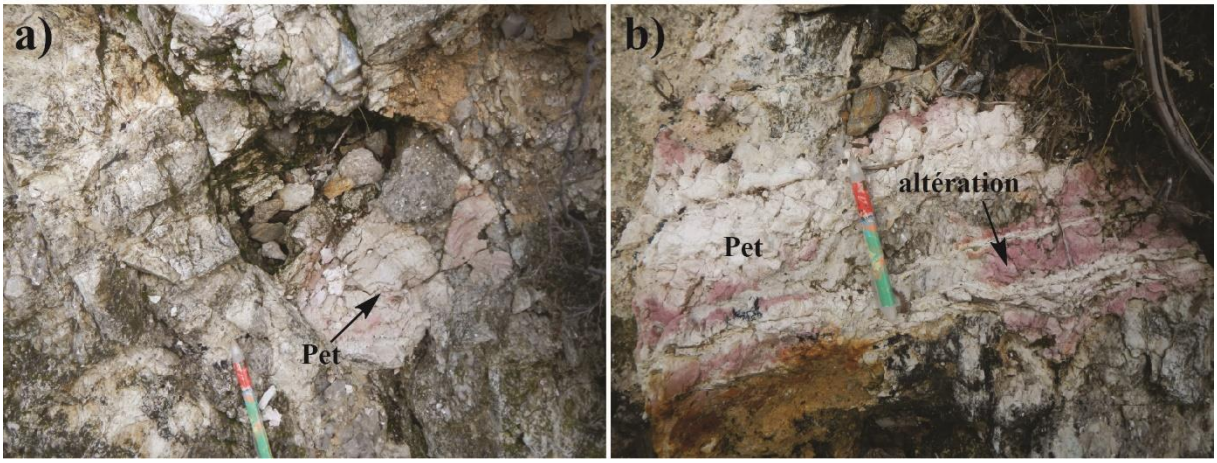


Figure III-16: Indices de minéralisations à pétalite (Pet) observés dans la zone de Presqueiras, sur le permis Alberta 1. (a) cristaux frais de pétalite, (b) altération rosée typique de la pétalite.

III.3.b) Caractérisation de l'intensité de la déformation

Afin d'alléger le détail des observations, ces dernières ont été subdivisées en 6 zones, correspondant aux 6 zones les plus riches en pegmatites (cf. Fig.III-5). La totalité des orientations mesurées dans le cadre de cette étude ont été projetées dans des stéréogrammes, associées respectivement aux zones d'études (Fig.III-19).

1) Caractérisation de la bordure Est du granite G2 de Cerdedo

Pincée entre la bordure Est du granite G2 de Cerdedo, le synforme de Forcairei et le granite G1 d'Avíon au Sud, la bande de micaschistes orientée ~ NNO-SSE concentre à la fois le plus grand nombre de pegmatites et la plus grande diversité de types. Cette zone de mise en place privilégiée des magmas pegmatitiques semble la zone d'étude clé pour investiguer les mécanismes et la chronologie des intrusions pegmatites le long de la bordure Est du granite de Cerdedo.

La zone de Presqueiras : La zone de Presqueiras est caractérisée par une schistosité S3 sub-verticale orientée entre N152° et N178°. La schistosité S2 - de direction N160°-N180° a également été observée. Cette dernière est transposée verticalement sur la schistosité S3 et reste très minoritaire dans cette zone.

Cette compression horizontale E-O s'accompagne d'un étirement des cristaux de quartz et de feldspaths suivant une direction principale N-S. Les sigmoïdes symétriques observés en lame mince sont les principaux témoins de cet aplanissement horizontal en régime coaxial (Fig.III-17).

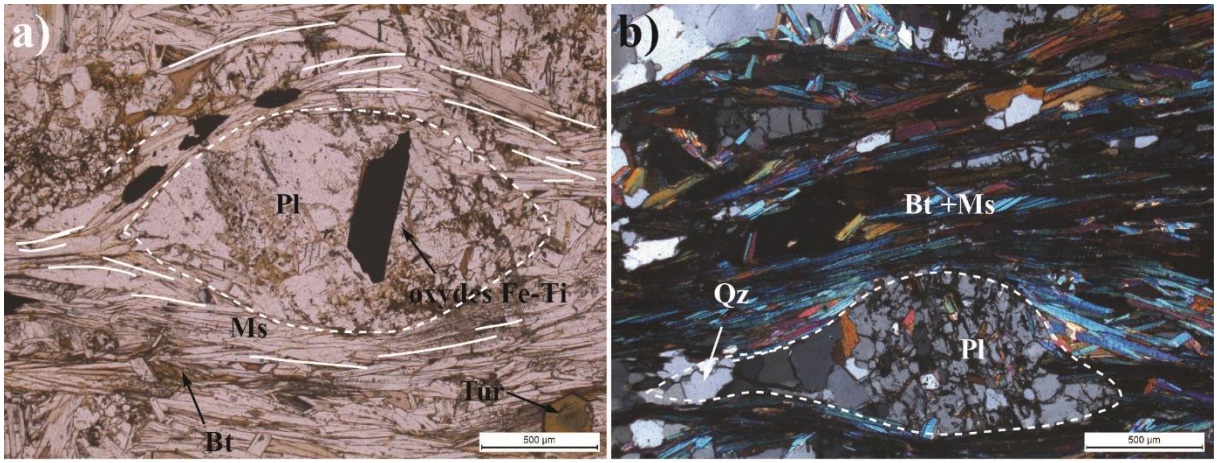


Figure III-17: Micaschiste à deux micas de l'unité Paraño échantilloné dans la zone de Presqueiras. (a) sigmoïde symétrique de plagioclase moulé par la schistosité. La schistosité est soulignée par l'allongement préférentiel des cristaux de muscovite et biotite, observé en LPNA, (b) allongement préférentiel d'un porphyroblaste, moulé par la schistosité, observé en LPA.

Toutefois, il est important de noter que de nombreux sigmoïdes asymétriques ont été observés à l'affleurement indiquant un cisaillement horizontal, à cinématique senestre dont le mouvement est dirigé vers le Sud (Fig.III-18b). Ces observations réalisées dans le micaschiste à deux micas de Paraño sont cohérentes avec les critères cinématiques observés aux épontes de certaines pegmatites de type 5 affleurant dans la zone de Presqueiras (Fig.III-18c).

L'unité métasédimentaire de Paraño n'est pas la seule à avoir enregistré la phase de déformation compressive D3. La bordure Est du granite G2 de Cerdedo présente aussi une foliation magmatique bien marquée par l'alignement des cristaux tabulaires tronçonnés de tourmaline dans la direction N172°, commune à la schistosité S3 encaissante. D'après nos observations au microscope optique, les grains de quartz et de muscovite sont également étirés dans cette même direction suivant un axe N-S (Fig.III-18d). La cristallisation de grains de quartz néoformés aux frontières de joints de grains témoigne d'une recristallisation dynamique de ces grains quartz pendant la déformation. En revanche, aucun critère cinématique (e.g. sigmoïdes, poisson de mica) n'a pu être déterminé en lame mince.

Dans certains cas, les veines hydrothermales à quartz, tourmaline et les filons pegmatitiques au-préalable cisaillés dans cette zone d'étude, sont recoupés par des failles décrochantes ~ E-O. La cinématique associée à ces failles est dextre, et le mouvement dirigé vers l'Est. Ces failles décrochantes affectent à la fois la schistosité S3 subverticale et les pegmatites et veines hydrothermales cisaillées pendant la phase de déformation D3. Par conséquent l'activation de ces failles est tardive, post-D3 (Fig.III-18e, f).

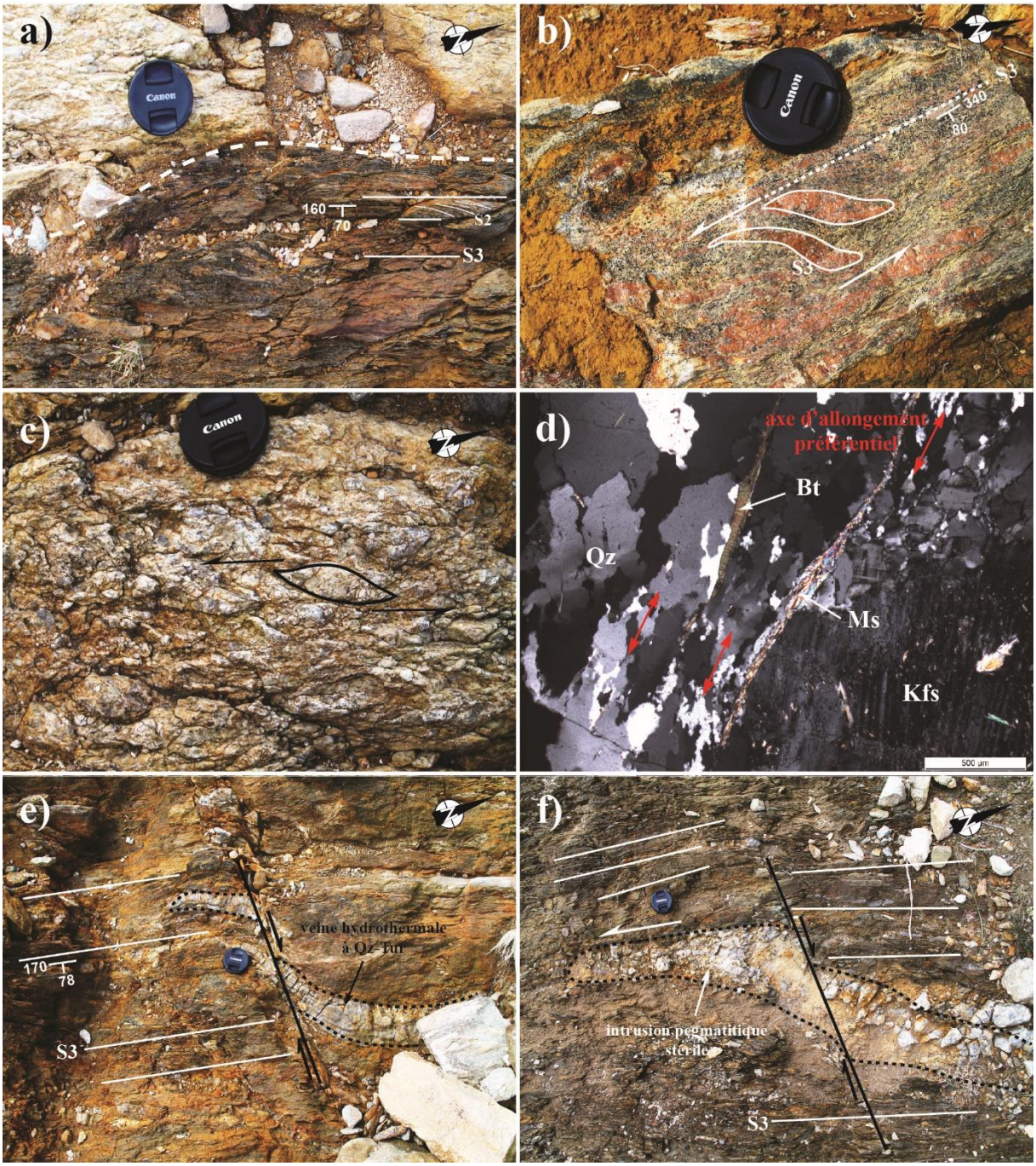


Figure III-18: Exemples représentatifs de l'intensité de la déformation dans la zone de Presqueiras. (a) Schistosité S3 subverticale suivant la direction ~ N-S majoritaire dans la zone. (b) Sigmoïdes de quartz à cinématique senestre dirigée vers le Sud observés dans les micaschistes à deux micas tourmalinisés de Paraño. (c) Pegmatite de type 5 affectée par un cisaillement simple à cinématique senestre vers le Sud, (d) fabrique interne du granite G2 de Cerdedo marquée par l'allongement préférentiel des grains de quartz et de la muscovite suivant la direction N-S. Notez la présence des grains de quartz néoformés aux joints de grains des quartz 1 déformés. (e, f) Exemples de veines hydrothermales à quartz-tourmaline et de pegmatites stériles au préalable cisaillées et affectées par des décrochements dextres post-D3, orientés suivant la direction globale E-O.

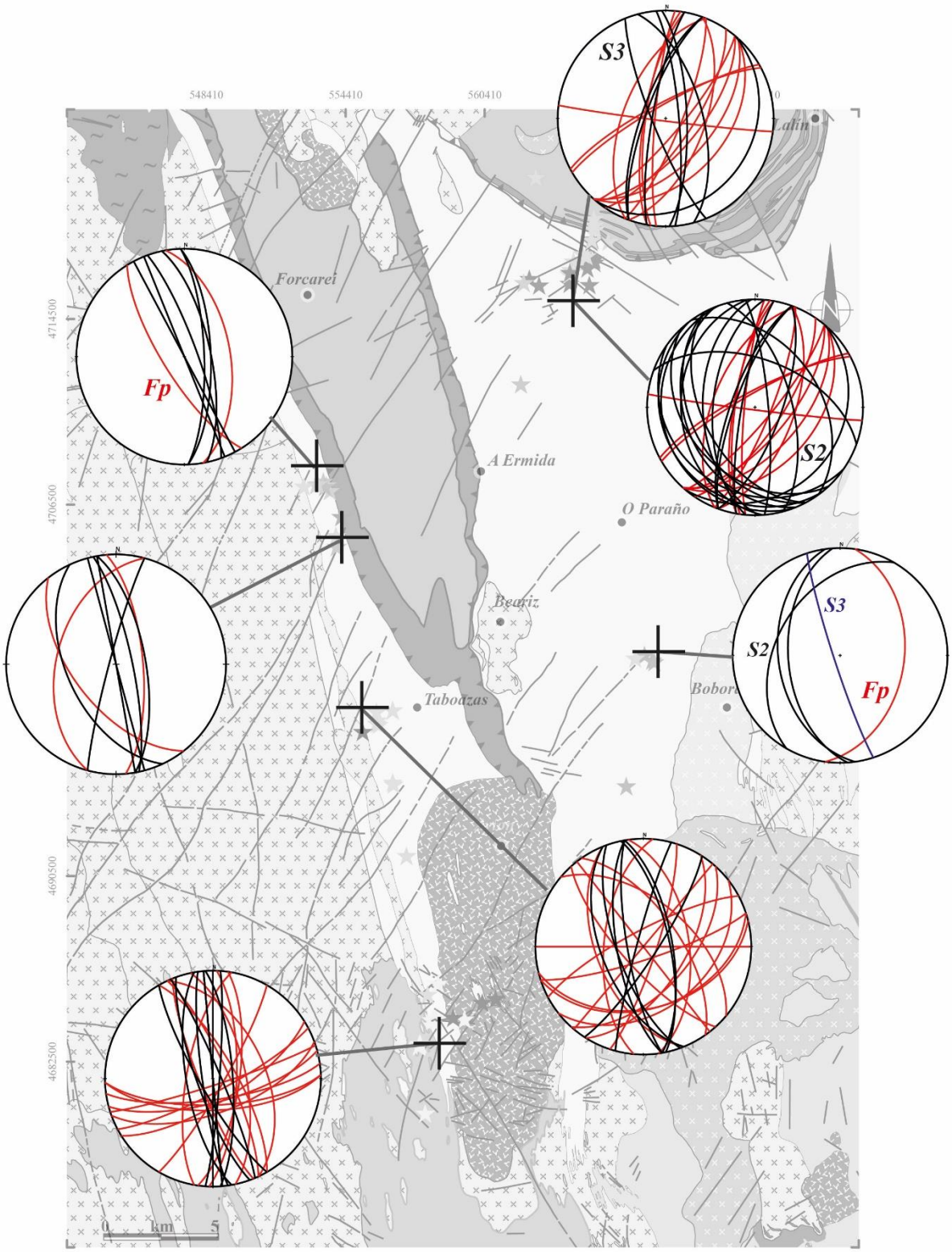


Figure III-19: Projection stéréographique des plans de schistosités S2, S3 et des orientations des différents types de filons pegmatitiques (Fp) (projection Schmidt, hémisphère inférieur). Par défaut, les plans de schistosité dépourvus d'étiquettes correspondent à la schistosité S3, la plus exprimée dans notre zone d'étude.

La zone d'Alfonsin : La phase de déformation D3 est là encore, la plus exprimée dans cette zone. Les plans de schistosité S3 s'orientent préférentiellement dans la direction NNO-SSE entre N335° et N015° pour des valeurs de pendages variant de 53° à 90°. Les trois filons pegmatitiques affleurant dans cette zone sont orientés entre N010° et N050°. Sur les trois filons, seuls deux semblent concordants avec la schistosité locale. La variation angulaire entre la schistosité S3 régionale et les flancs des filons pegmatitiques peut s'expliquer par le plissement de certaines pegmatites (i.e. morphologie des plis ptygmatitiques).

La zone de Taboazas : La schistosité S3 est dominante dans cette zone. Celle-ci est orientée globalement NNO-SSE entre N350° et N015°, avec un pendage variant de 58° à 85° (Fig.III-19). Au contraire des pegmatites de type 5, les pegmatites de type 2, majoritaires dans cette zone, ne présentent pas d'orientation préférentielle, avec des proportions équivalentes dans la direction NO-SE, NE-SO ou encore ~ E-O. Ces variations observées peuvent dans un premier temps s'expliquer par les nombreuses intrusions pegmatitiques plissées. La grande majorité des flancs Ouest sont concordants avec la schistosité encaissante tandis que les flancs E sont majoritement sécants sur celle-ci. Dans un second temps, les intrusions pegmatitiques sécantes sur la schistosité régionale S3 soulignent le caractère fragile de la déformation pendant l'activation du décrochement horizontal ~ N-S. La mise en place de ces magmas pegmatitiques résulteraient dans ce cas d'une ouverte parallèle aux bandes décrochantes et à 90° de la contrainte principale $\sigma 1$.

La zone de Coveliño : Seule la schistosité S3 s'exprime dans cette zone à l'extrémité Sud de la zone d'étude. Les orientations de la schistosité subverticale (pendage variant entre 70 et 90°) (Fig.III-19) s'échelonnent entre N330° et ~ N005°. Les pegmatites de type 2' affleurant en majorité dans la zone s'orientent dans deux directions principales ; NNO-SSE et ~ E-O. Environ la moitié des pegmatites observées sont concordantes avec la schistosité S3. La seconde moitié, à environ 90° de la première, est totalement discordante sur la schistosité régionale. De la même manière que pour les pegmatites de la zone de Taboazas, ces intrusions sécantes sur la schistosité résulteraient de structures extensives développées dans un régime fragile pendant l'activation du décrochement planaire senestre. Cette zone, située à l'extrémité Sud du district de Forcarei présente la densité de pegmatites la plus élevée (cf. Fig.III-9). Structuralement plus basse, celle-ci est située au-dessus du granite dit inhomogène d'A Cañiza. Nous reviendrons plus en détails sur cette zone, à la suite de cette section.

La zone de Rega da Vella : La schistosité S2 s'exprime encore largement dans cette zone située à l'Ouest du granite G3 de Boborás. Cette dernière est orientée préférentiellement dans la direction N330-N030°. Les valeurs de pendage associées varient entre 40 et 50° (Fig.III-19). Bien que la déformation D3 soit moins exprimée dans cette zone, quelques plans S3 sont visibles, orientés dans la direction N340° et caractérisés par des valeurs de pendages plus élevés de l'ordre de 85°. Cette verticalisation est caractéristique de la déformation D3. La quantité de pegmatites de type 3 affleurant dans la zone est moindre que celle du district de Forcarei. La puissance et l'extension de ces pegmatites ne facilitent pas l'observation évidente des épontes. Ainsi, une seule éponte sub-horizontale (~ 40°) a pu être observée dans la direction N188°.

La zone de Lalín : Tout comme la zone de *Rega da Vella*, la schistosité S2 est dominante dans cette zone. Cette dernière est orientée entre N330° et N040° (Fig.III-19). Quelques plans ont été mesurés dans la direction NE-SO. Les valeurs de pendage sont tout aussi variables entre 15 et 70°. Cette variabilité est liée à une intensité variable de la crénulation l_3 qui commence à se développer et affecter dans leur totalité les plans de schistosité S2 subhorizontaux (Fig.III-20). Les orientations mesurées, comprises entre N345 et N020° sont cohérentes avec celles mesurées à l'Ouest dans le district de Forcarei. Au contact des pegmatites de type 4, riches en spodumène, la crénulation de la schistosité S2 s'intensifie (Fig.III-19e, f). La densité de plans axiaux S3 augmente.

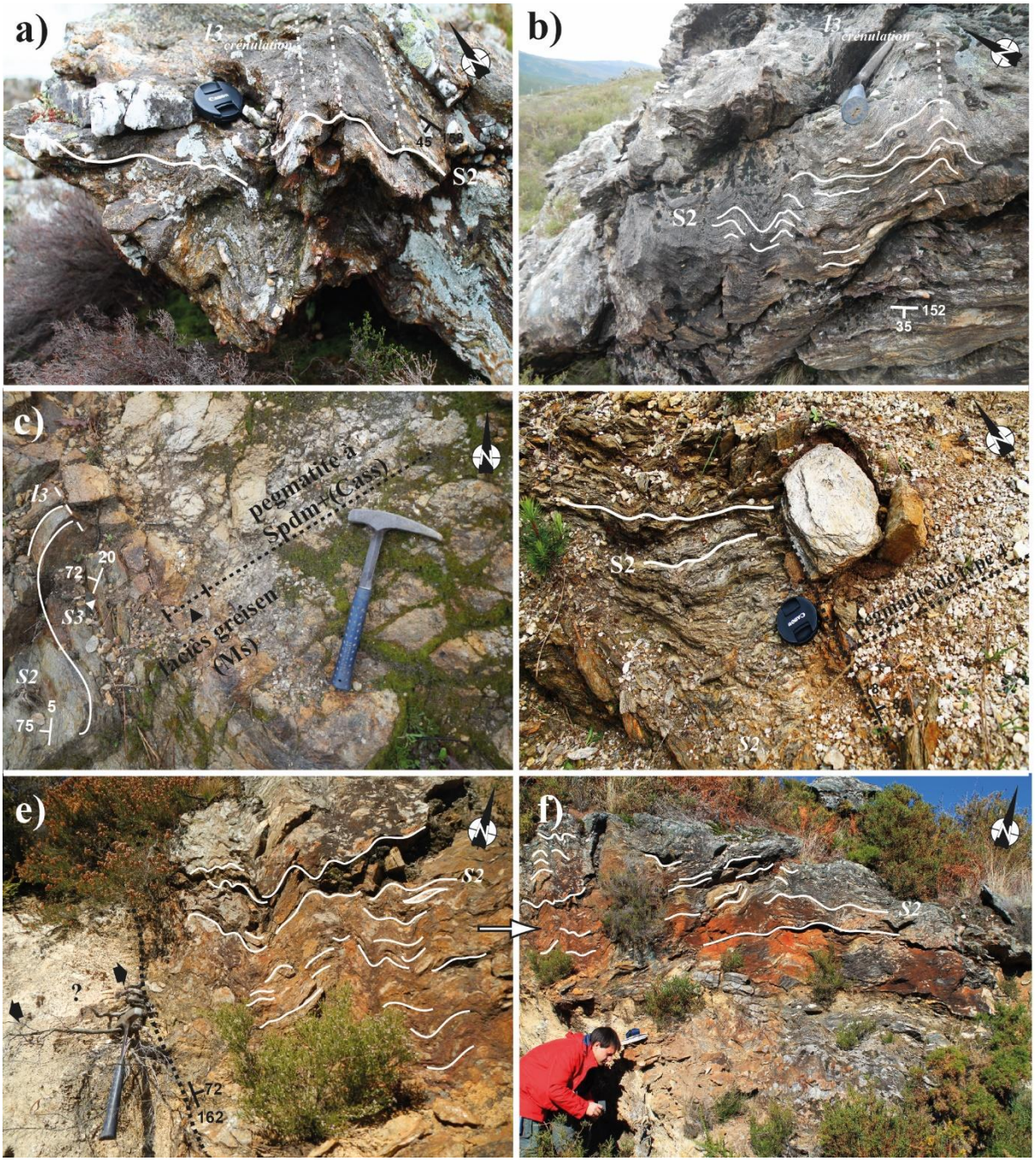


Figure III-20: Exemples représentatifs de l'intensité de déformation associée à l'unité métasédimentaire de Paraño dans la zone de Lalín. (a, b) Crénulation de la schistosité S2 subhorizontale. Le resserrement local des plis P3 témoigne de la variabilité de l'intensité de la déformation D3 dans cette zone. (c) Intrusion d'une pegmatite de type 4 dans la charnière d'un pli P3. (d) Pegmatite de type 4 sécante sur la schistosité S2 subhorizontale. La schistosité S2 est légèrement crénulée, la linéation l_3 est peu marquée. (e, f) Verticalisation de la schistosité S2 au contact d'une pegmatite stérile de type 2. L'intensité de la déformation (marquée par le resserrement des plis S3) s'estompe vers l'Est, avec la distance au contact de l'intrusion pegmatitique.

III.3.c) Tourmalinisation et altération hydrothermale

Les pegmatites minéralisées en spodumène, cassitérite (et colombo-tantalite) ne sont pas la seule particularité du champ de Forcarei-Lalín. Effectivement, la région se distingue par une tourmalinisation intense de la pile métasédimentaire de Paraño. Ce métasomatisme est observable aussi bien à l'Ouest (Forcarei) qu'à l'Est (Lalín et Ribadavía). La tourmaline est présente sous 3 formes : la première (i) affecte les plans de schistosité S3 subverticaux et représente des volumes considérables de tourmalinites constituant de nombreuses crêtes du secteur la seconde, (ii) se présente sous forme de veines, accompagnées du quartz, des plagioclases et de la muscovite (en moindre quantité) et enfin la troisième, (iii) se développe particulièrement aux épontes des intrusions pegmatitiques (cf. Fig.III-7). Ces 3 occurrences sont présentées à la suite de cette section. Les observations réalisées sur ces tourmalines sont résumées dans la Tab.III-2.

1) <u>Tourmalinisation associée à la bordure Est du granite G2 de Cerdedo</u>

Comme mentionné dans la section III.2.a., le granite à deux micas de Cerdedo est composé principalement de quartz, de feldspaths alcalins, de biotite et muscovite mais aussi de tourmaline. Cette tourmaline se présente sous deux formes ; (i) les poches de *type mariole* ou (ii) les cristaux tabulaires en inter-croissance avec les cristaux de quartz et de feldspaths. Les cristaux trapus de tourmaline peuvent atteindre ~ 10 cm dans les poches miarolitiques, contre seulement ~ 2 cm dans l'assemblage minéralogique du Cerdedo (Fig.III-21a).

Les tourmalines associées aux pegmatites intra-granitiques de type 1 sont retrouvées aux épontes des veines pegmatitiques. Ces dernières cristallisent perpendiculairement à l'axe d'allongement de la pegmatite. Les cristaux noirs automorphes, *de type schorl*, ne dépassent pas le centimètre (Tab.III-2). La plupart des baguettes allongées sont tronçonnées. Les fractures sont comblées par un assemblage à quartz majoritaire.

La tourmalinisation du micaschiste encaissant est de plus en plus intense au contact du granite de Cerdedo. C'est le cas notamment de la zone de Presqueiras, où les tourmalinites constituent des crêtes. Les quantités de bore sont les plus importantes au contact de ce granite. La concentration n'augmente pas au contact du granite G1 d'Avíon par exemple. En revanche, les métasédiments présents à l'Est du district de Forcarei, dans le district de Lalín sont tout aussi riches en tourmaline (Fig.III-21b).

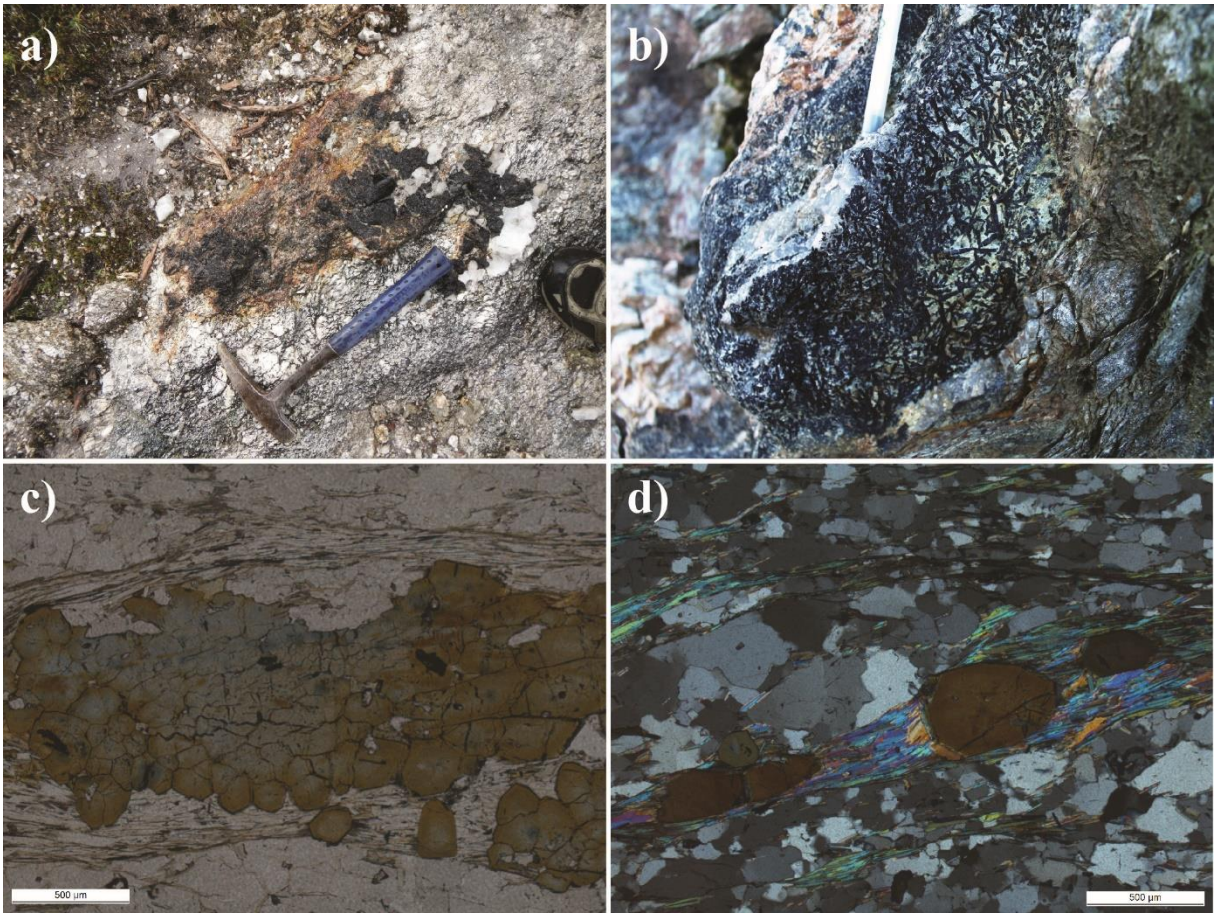


Figure III-21: Tourmalinisation associée à l'intrusion granitique de Cerdedo. (a) Cristaux trapus de tourmaline observés dans une poche pegmatitique intra-granitique. (b) Tourmalinisation intense des plans de schistosité S3 à proximité du granite G2 de Cerdedo. (c) Agglomérat de sections basales de tourmaline observé en LPNA et (d) linéation minérale des micaschistes de Paraño marquée par la muscovite et la tourmaline, observée en LPA.

Cette tourmaline se présente sous la forme de baguettes fines et noires. Ces baguettes se concentrent le long des plans de la schistosité S3 (Fig.III-21b). Aucune orientation préférentielle de ces cristaux tabulaires n'a été déterminée. Au microscope optique l'observation des sections basales souligne la zonation de ces cristaux, avec une bordure jaune et un cœur incolore, à bleu sur certains grains (Fig.III-21c, d).

La présence des veines hydrothermales à quartz, tourmaline, muscovite et plagioclases a déjà été mentionnée lors de la présentation des pegmatites de type 5. Ces veines, à l'aspect bréchique ont principalement été observées dans les zones de Presqueiras, Alfonsín et Taboazas, le long de la bordure est du granite G2 de Cerdedo.

La puissance de ces veines varie de 15 à 50 cm. Leur extension est limitée et dépasse rarement 2 m. Ces veines hydrothermales s'orientent préférentiellement le long de la schistosité S3 subverticale (Fig.III-23).

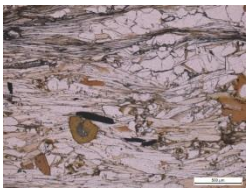
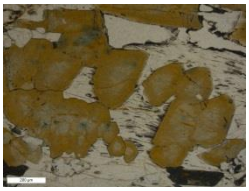
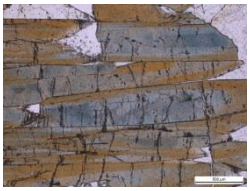
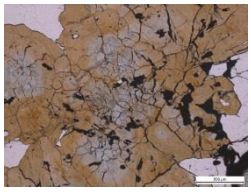
Type	Type de tourmaline	Occurrence	Assemblage minéralogique	Taille de grain
Intra - granitique		Poches mariolitiques	Qtz + Pl+ Kfs + Ms	Pluri - centimétrique
Intra - granitique		Bordure externe	Qtz + Pl+ Kfs + Ms	~ 1 cm
Métasomatique		Micaschistes de Paraño	Qtz + Ms + Bt + Pl + Rt	~ 200 µm
Métasomatique		Contact micachiste / pegmatitites	Qtz + Ms + Pl + Rt	~ 200 µm
Hydrothermale		Veines à quartz-tourmaline	Qtz + (Pl + Ms)	> 2 cm
Hydrothermale		Veines à quartz tourmaline	Qtz + Fe-Ti oxydes + (Pl + Ms)	> 2 cm

Table III-2: Tableau récapitulatif des différentes occurrences de tourmaline associées à l'altération hydrothermale régionale.

Dans la zone d'Alfonsín, ces veines à quartz, tourmaline majoritaires sont recoupées par les sills d'aplo-pegmatites de type 5, discordants avec la schistosité S3 régionale (Fig.III-23c).

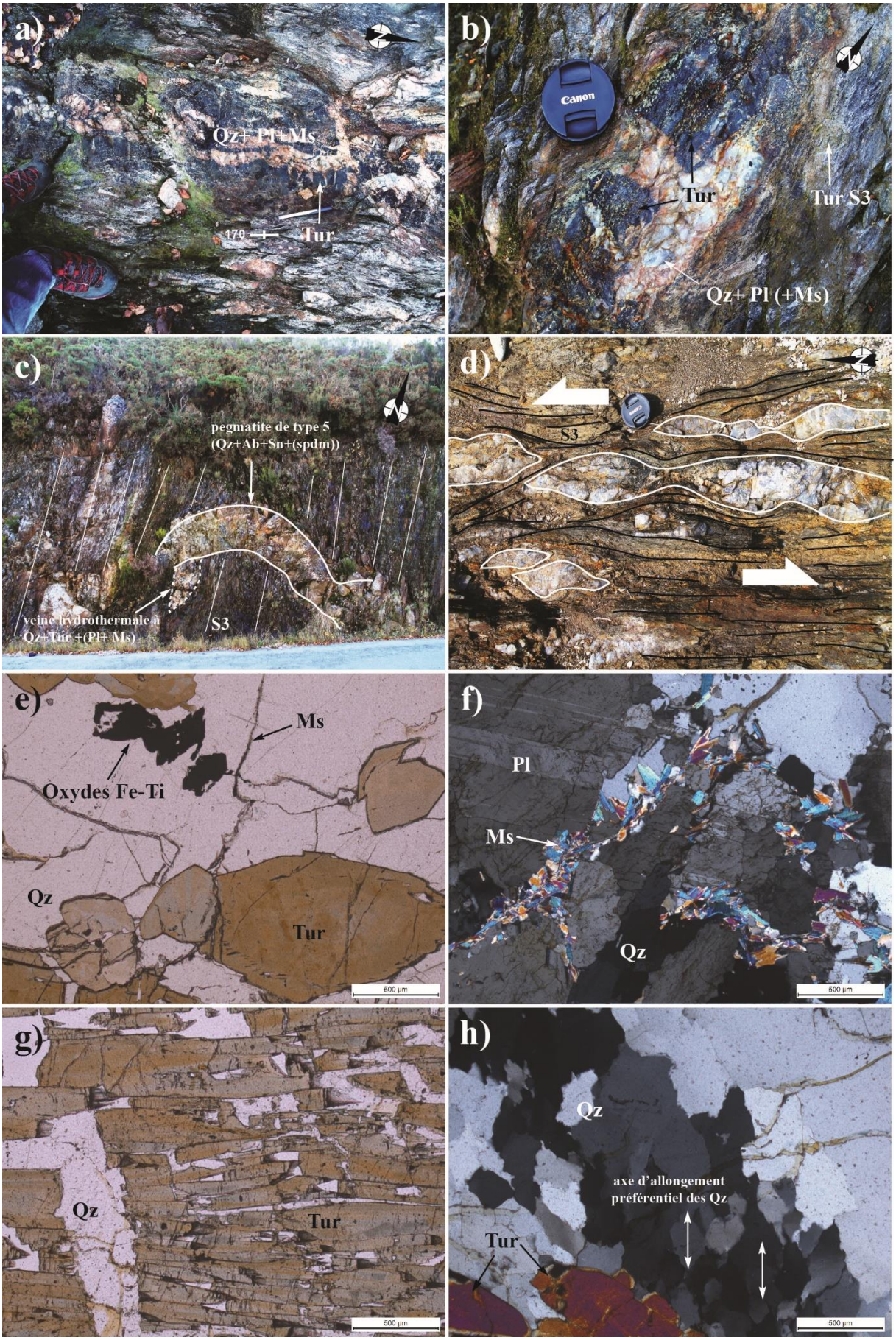
Certaines veines observées sur le permis d'Alberta 1 sont boudinées (Fig.III-23d). Les boudins présentent une forme losangique plus ou moins lenticulaire. La séparation des boudins n'est pas automatique (cf. boudinage des pegmatites de type 2), certaines veines sont seulement amincies. Ces zones d'amincissement, moins compétentes, sont soulignées par le fluage de la

tourmaline. Sur la Fig.III-22d, les plans de cisaillement inter-boudins indiquent un sens de cisaillement top Nord, antithétique au sens de cisaillement régional (senestre, dirigé vers le Sud).

La taille des cristaux de tourmaline les constituant est supérieure à 2 cm (Tab.III-2). A l'œil nu, la couleur noire de ces tourmalines est semblable à celle des tourmalines retrouvées dans le granite G2 de Cerdedo et à celle des tourmalines tapissant la schistosité S3 de l'unité de Paraño. Au microscope optique, ces tourmalines présentent une couleur de bordure jaune, et un cœur de couleur bleue en lumière polarisée non analysée (i.e. LPNA, Tab.III-2). Des oxydes de Fe-Ti sont régulièrement associés à ces tourmalines (Fig.III-23e). La muscovite associée à ces veines n'est retrouvée que sous forme de microcristaux, qui remplissent des veines qui se développent préférentiellement dans les bordures de grains de quartz et de feldspaths. En bordure de grains seulement, les grains de quartz sont étirés leur donnant un aspect losangique (Fig.III-23h). Ces observations microscopiques sont cohérentes avec le boudinage de ces veines observé à l'affleurement.

L'origine de ces veines et les relations spatio-temporelles existantes entre la mise en place de ces veines et la déformation seront discutées en détails dans la section III.4 à suivre.

Figure III-22: Exemples représentatifs des veines hydrothermales à Qz + Tur. (a) Veine hydrothermale à Qz + Tur + (Pl + Ms) parallèle à la schistosité S3 régionale. (b) Zoom sur l'assemblage minéralogique typique de ces veines hydrothermales "bréchifiées". (c) Relation de recoupemement des veines hydrothermales à Qz + Tur par une pegmatite de type 5, observée dans la zone d'Alfonsín. (d) Exemple d'une veine hydrothermale boudinée observée sur le permis d'Alberta 1. Les boudins asymétriques indiquent un décrochement senestre dirigé vers le Sud. (e) Assemblage minéralogique des veines hydothermales observé en LPNA. Notez la présence des oxydes de Fe-Ti en association avec la tourmaline. (f) Fractures remplies par des cristaux de muscovite au sein d'une matrice à Qz + Pl majoritaires. (g) Baguettes de tourmaline recoupées par une veine de Qz. L'orientation des cristaux est isotrope. La fracturation des tourmalines s'effectue perpendiculairement à l'axe préférentiel d'allongement (tronçonnage). (h) Orientation préférentiel des grains de quartz en association avec les cristaux tabulaires de tourmaline.


a)
Qz+ Pl+Ms
170
Tur
b)
Canon
Tur
Tur S3
Qz+ Pl (+Ms)
c)
pegmatite de type 5
(Qz+Ab+Sn+(spdm))
veine hydrothermale à
Qz+Tur +(Pl+ Ms)
S3
d)
S3
e)
Ms
Oxydes Fe-Ti
Qz
Tur
500 µm
f)
Pl
Ms
Qz
500 µm
g)
Qz
Tur
500 µm
h)
Qz
axe d'allongement
préférentiel des Qz
Tur
500 µm

2) Tourmalinisation associée aux intrusions pegmatitiques

En plus du métasomatisme régional, la tourmaline est retrouvée en abondance aux épontes des intrusions pegmatitiques. A l'œil nu, cette tourmaline est très semblable à celle retrouvée dans les micaschistes de Paraño (i.e. baguettes noires, taille ne dépassant pas 2 mm, concentrées le long des plans de schistosité S3), Fig.III-23.

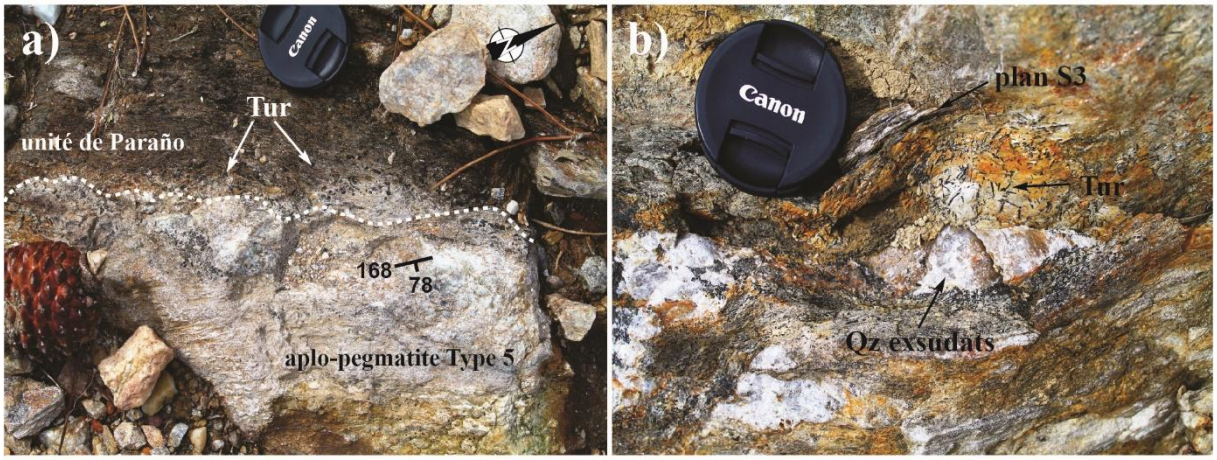


Figure III-23: Tourmalinisation associée aux intrusions felsiques pegmatitiques. (a) Contact franc tourmalinisé entre les micaschistes à deux micas et une aplo-pegmatite de type 5, observée dans la zone de Presqueiras. (b) Baguettes de tourmaline concentrées dans les plans de la schistosité S3. Notez le moulage des exsudats de quartz contenus dans les micaschistes, moulés par le fluage de la tourmaline.

En lame mince, cette tourmaline est caractérisée par une bordure jaune et un cœur incolore à bleu dans de rares cristaux (Fig.III-24). Cette tourmaline est préférentiellement associée à la muscovite, au quartz, et au plagioclase du micaschiste à deux micas de Paraño (Fig.III-24a, b).

D'après nos observations microscopiques, la tourmaline est d'autant plus abondante lorsque la biotite de l'encaissant métasédimentaire se raréfie. La tourmaline cristallise dans les plans de schistosité, en association avec la muscovite. Au contact de la pegmatite, la biotite est totalement déstabilisée par conséquent, la concentration de tourmaline est plus élevée et on assiste à l'apparition des cristaux de rutile (Fig.III-24c). Ces cristaux de rutiles sont tabulaires, et de taille similaire à celle des tourmalines. La déstabilisation totale de la biotite pourrait expliquer à la fois le faciès greisen (i.e. muscovitisation) développé aux épontes des pegmatites de type 4 et de type 5, ainsi que la précipitation du rutile, principale piège cristallin pour le titane et les éléments ferromagnésiens. L'origine de cette déstabilisation chimique de la biotite sera discutée par la suite, dans la section III.4.

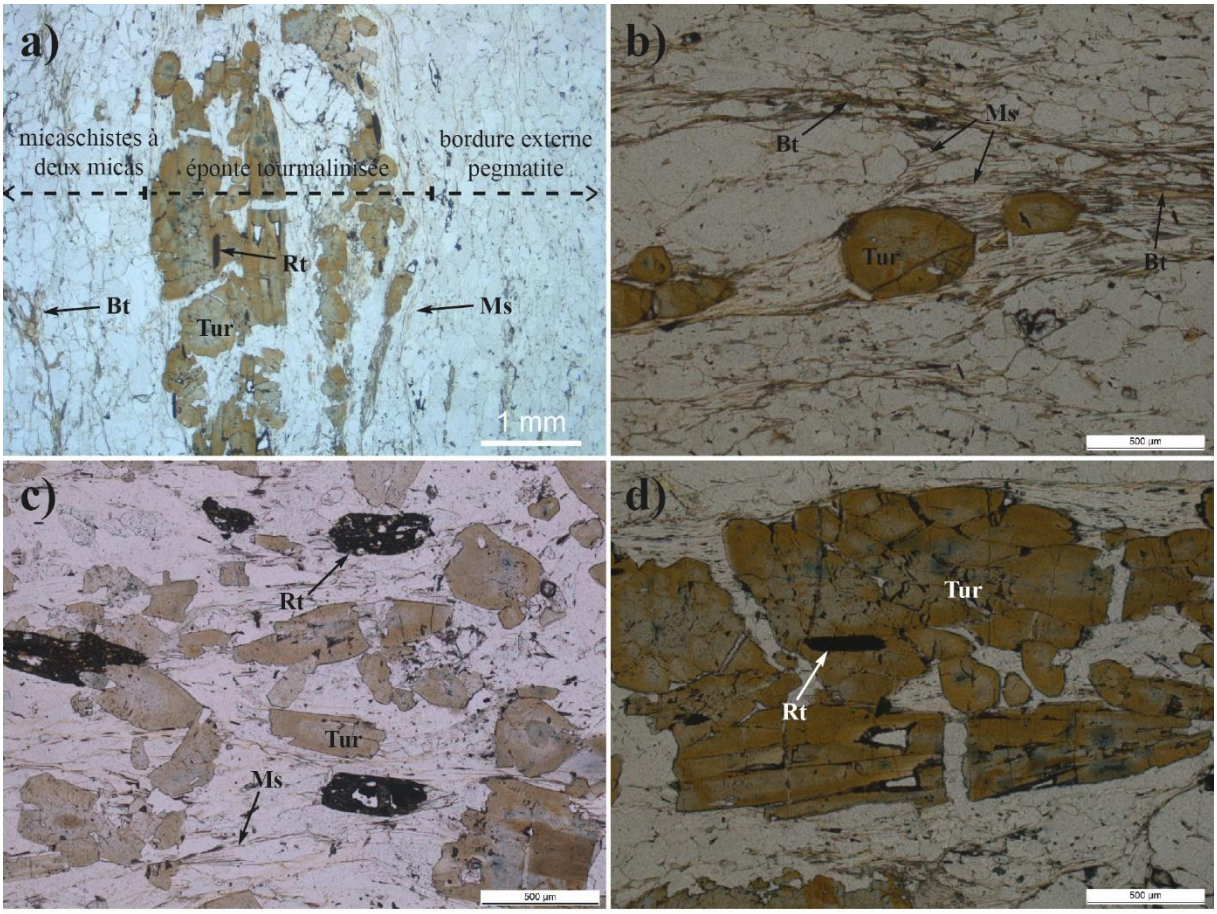


Figure III-24: Tourmalinisation massive associée aux intrusions felsiques pegmatitiques. (a) exemple de tourmalinisation massive des micaschistes encaissants au contact d'une pegmatite de type 5, observée en LPNA. (b) Sections basales de tourmaline associées à la schistosité S3. Les cristaux de tourmaline sont préférentiellement associés à la biotite, en cours de déstabilisation. (c) Déstabilisation totale de la biotite. Apparition du rutile en association avec la tourmaline et la muscovite. (d) Tourmalinite classique retrouvée aux épontes des pegmatites de type 4 et 5. Les tourmalines s'amalgament pour former des gerbes > 2 mm. La présence du rutile souligne là encore la déstabilisation totale de la biotite.

III.4. Interprétation et Discussion

Cette étude de terrain avait pour but de caractériser la mise en place des pegmatites du champ de Forcarei-Lalín. Pour ce faire, une description des différents corps pegmatitiques et une caractérisation de l'intensité de la déformation dans la zone d'étude étaient nécessaires.

III.4. a) Chronologie des intrusions magmatitiques, altération hydrothermale et déformation associée : synthèse

Les micaschistes à deux micas affleurant dans notre zone d'étude et appartenant à la pile métasédimentaire de Paraño sont principalement affectés par la phase de déformation compressive horizontale E-O notée D3. Cette phase de compression s'exprime par le développement d'une schistosité S3 subverticale orientée préférentiellement suivant une direction N-S. L'intensité de cette déformation n'est pas homogène sur la totalité de notre zone

d'étude. Effectivement, nous avons démontré que la schistosité subhorizontale S2 orientée préférentiellement suivant la direction N-S, avec un pendage ~ 40° était encore très clairement exprimée à l'Est du champ de pegmatites de Forcarei-Lalín, dans les zones de Lalín, Rega da Vella et d'O Regueiro.

Les micaschistes à deux micas, pincés entre la bordure Est du granite G2 de Cerdedo, le synforme de Forcarei et la bordure Ouest du granite G1 d'Avíon présentent également des critères cinématiques tels que les exsudats de quartz en forme de sigmoïdes, hérités de la schistosité S2 et remobilisés pendant la phase de déformation D3. Ces sigmoïdes asymétriques indiquent que l'aplatissement horizontal a également été accommodé par une composante horizontale décrochante dont le mouvement senestre est dirigé vers le Sud. A l'échelle d'un même affleurement, nous avons observé des sigmoïdes symétriques témoignant d'un aplatissement horizontal pur. Par conséquent nous suggérons que la composante non-coaxiale décrochante est faible et peu marquée.

La bordure Est du granite G2 de Cerdedo a également enregistrée la phase de déformation D3 comme en témoigne la foliation magmatique subverticale marquée préférentiellement par les tronçons de tourmaline alignés verticalement dans la direction N-S. La foliation magmatique subverticale du granite de Cerdedo orientée dans la direction principale N-S est concordante avec la schistosité S3 développée dans le micaschite encaissant. Cette conformité souligne le caractère syn-tectonique de la mise en place ce pluton granitique.

L'observation des lames minces de granite au microscope optique a permis aussi de mettre en évidence la déformation ductile des grains de quartz. Cette déformation s'accompagne d'une recristallisation dynamique des sous-grains de quartz en bordures de grains hérités. Les veines à remplissage de micas blanc et noir viennent recouper ses grains de quartz déformés. Par conséquent nous interprétons cette déformation ductile synchrone de la consolidation de la bordure Est du granite G2 de Cerdedo.

La compression horizontale E-O initiée pendant la phase de déformation D3 aurait donc été accommodée par l'activation d'un décrochement ductile horizontal dont le mouvement senestre est dirigé vers le Sud. L'absence de mylonites (i.e. développement des plans C et S) dans la zone d'étude nous laisse penser que cette composante horizontale décrochante syn-D3 est faible.

1) Chronologie des intrusions pegmatitiques

Bien que les intrusions pegmatitiques aient été classées par types, toutes ces intrusions semblent avoir été affectées par un même épisode de déformation, continu pendant la phase D3.

Seules les pegmatites intra-granitiques de type 1 ne sont pas déformées. Par conséquent, ces pegmatites ont consolidé après la mise en place syn-tectonique du granite G2 de Cerdedo. Nous interprétons la morphologie de type « mariole » comme résultante de la consolidation de poches de magmas résiduels riches en bore et autres éléments fondants (e.g. H_2O), au dernier stade de la consolidation du granite, au toit de celui-ci. Les filons pegmatitiques intrusifs dans le granite G2 de Cerdedo sont eux interprétés comme le produit de l'expulsion tardive d'un magma résiduel moins dense, riche en éléments fondants (i.e. bore exprimé par la présence des tourmalines aux épontes de ces intrusions pegmatitiques), au dernier stade de l'édification du pluton granitique. La cristallisation des tourmalines en bordure de pegmatite est caractéristique des magmas pegmatitiques riches en bore, mais trop pauvres en Fe et Mg ; autres constituants majeurs des tourmalines (e.g. London & Manning, 1995). De ce fait, la présence de tourmaline en bordure indique l'ouverture du système pegmatitique et nécessite des interactions chimiques entre le magma pegmatitique et son encaissant, depuis lequel les ions Fe et Mg diffusent dans le magma pegmatitique (e.g. London, 1990 ; London, 2008). Néanmoins, à ce stade de l'étude, nous ne pouvons pas discuter la source de ces magmas pegmatitiques. Ces magmas peuvent tout aussi bien être liés à l'expulsion de magmas résiduels issus de la consolidation de magmas granitiques en profondeur qu'à une source magmatique sous-jacente. La première interprétation suggère par la même occasion que le pluton granitique de Cerdedo se serait formé par injections successives de plusieurs pulses magmatitiques. A ce stade de l'étude, nous ne pouvons aller plus loin dans nos interprétations.

Les autres types de pegmatites, intrusifs dans la pile métasédimentaire de Paraño sont tous déformés à des degrés d'intensité différents. Seules les pegmatites de type 4, riches en spodumène ne semblent pas déformées. Nous y reviendrons plus tard, à la fin de cette section.

La grande majorité des pegmatites affleurant dans le couloir de l'unité de Paraño orienté NNO-SSE est affectée par la déformation D3.

Les pegmatites les plus affectées par cette déformation, sont celles localisées dans les zones de Taboazas, Alfonsín, Presqueiras et Coveliño, le long de la bordure Est du granite G2 de Cerdedo, là où la schistosité S3 subverticale est la mieux exprimée.

La plupart des pegmatites de type 2, 2' et de type 5 sont plissées. L'orientation préférentielle des feldspaths potassiques dans les charnières de plis indique que ces pegmatites ont cristallisé pendant le développement de ces charnières (i.e. OPF, Vernon, 1986). Les charnières de plis sont toutes orientées suivant une direction principale ~ N-S, concordante avec la schistosité S3 encaissante. Sur certains affleurements, les intrusions ne sont pas plissées dans leur totalité. Effectivement, une partie de ces intrusions est concordante avec la schistosité S3 locale et la seconde est plissé, injectée à 90° de la schistosité encaissante, mais dont les charnières de plis visibles sont concordantes elles-aussi avec la schistosité S3 encaissante (Fig.III-15b). Par conséquent, nous pouvons envisager une mise en place de ces magmas pegmatitiques (plus ou moins évolués) pendant la phase compressive D3. La morphologie de ces plis s'apparente à ces des plis dits « ptygmatitiques », initialement décrits comme des contorsions affectant des veines à affinité granitique, intrusives dans un encaissant non plissé (e.g. Ramsay & Huber, 1983). Un contraste de viscosité extrême (i.e. 10/1, Hudleston & Stephansson, 1973 ; Cobbold, 1975 ; 1000/1, Ramsay & Huber, 1983) entre la veine pegmatitique plissée et son encaissant a été invoqué pour justifier le flambage de ces veines, la régularité des plis et le développement de charnières bien arrondies.

Si la grande majorité des pegmatites de type 2 sont plissées d'autres sont boudinées. Deux types de boudinage ont été observés. Un premier type qui est caractérisé par la forme losangique des boudins plus ou moins lenticulaire. Les terminaisons pointues de ces boudins sont caractéristiques des structures en « pinch-and-swell » (e.g. Goscombe & Passchier, 2003 ; Pamplona & Rodrigues, 2011). Ce type de boudins se distingue par le développement de plans de cisaillement le long des bordures inter-boudins (e.g. similaires à des plans C'pénétratifs). Le mouvement associé à ces plans de cisaillement est synthétique du cisaillement local planaire à composante dextre dirigée vers le Sud. D'autres critères cinématiques observés aux épontes de certaines pegmatites attestent en revanche un mouvement senestre. La morphologie de ces boudins indique clairement que ces intrusions pegmatitiques ont été aplaties pendant la phase de raccourcissement E-O puis cisaillées par l'activation d'un décrochement horizontal senestre. L'orientation initiale de ces intrusions pegmatitiques (NO-SE *vs.* N-S *vs.* NE-SO) pourrait justifier l'hétérogénéité des critères cinématiques développés pendant une compression horizontale E-O (cf. méthode de Talbot ; Talbot (1970)).

Les phénocristaux de feldspaths alcalins cristallisés aux épontes de ces intrusions pegmatitiques sont également boudinés de manière asymétrique. Ces boudins aux bordures angulaires sont assimilés aux boudins de type « dominos ». D'après Goscombe et al. (2004 et

références associées), ce type de boudins est clairement lié à un cisaillement planaire des corps pegmatitiques plus compétents, moulés par une schistosité S3 encaissante moins compétente. La différence de compétence entre les deux unités peut se justifier uniquement si les intrusions pegmatitiques ont consolidées au préalable. De ce fait, une partie de pegmatites injectées pendant la phase compressive D3 a cristallisé avant l'activation du décrochement horizontal senestre supposé au pic de la déformation D3.

Les pegmatites de type 2' affleurant au Sud du district dans la zone de Coveliño sont elles aussi affectées par la déformation. D'après nos observations microscopiques, les grains de quartz présentent une extinction roulante et sont allongés suivant un axe parallèle à celui de la linéation minérale. Les grains de quartz néoformés allongés, caractéristiques d'une recristallisation dynamique sont observés aux joints de grains. D'après Passchier & Trouw (1996), cette fabrique minérale est typique d'une recristallisation dynamique des quartz à moyenne température, ou encore appeleé « Subgrain Rotation Recrystallisation ». Les grains de quartz hérités sont déformés, allongés ou même rubanés pendant une phase de déformation ductile continue, tandis que les grains de quartz néoformés se développent en feuillets, dans les bordures de quartz hérités.

Par conséquent, ces intrusions pegmatitiques concordantes avec la schistosité S3 ont elles aussi été affectées par la déformation compressive E-O. Une analyse microstructurale plus fine et un échantillonnage plus large nous permettrait de mieux contraindre cette déformation à savoir, si elle a eu lieu pendant la mise en place ou alors aux conditions sub-solidus des magmas pegmatitiques.

D'autres pegmatites affleurant sur la bordure Est du granite G2 de Cerdedo ne sont ni plissées, ni cisaillées. C'est le cas de la majorité des pegmatites de type 5, affleurant dans la zone de Presqueiras. Seule une fabrique interne, marquée par l'étirement horizontal des cristaux d'albite est visible aux épontes de ces pegmatites. La plupart des sigmoïdes d'albite sont asymétriques. La cinématique associée indique un étirement préférentiel des cristaux suivant un axe N-S et un cisaillement planaire senestre dirigé vers le Sud.

Les cristaux de feldspaths alcalins déformés et étirés sont également caractérisés par de multiples inclusions de muscovite. Cette muscovite s'observe principalement dans les fractures de ces feldspaths et en bordure de grains. La présence de ces inclusions indique que la déformation de ces feldspaths a eu lieu pendant la consolidation de ces intrusions pegmatitiques. Ces observations sont cohérentes avec la cristallisation pervasive donc tardive, du spodumène

visible dans de nombreuses intrusions de type 5. De ce fait, nous pouvons envisager une injection verticale de ces magmas pegmatitiques pendant le pic de la déformation D3, marqué par l'activation d'un décrochement horizontal senestre. Par conséquent, ces pegmatites se seraient injectées après les pegmatites plissées, boudinées et cisaillées. Les pegmatites de type 5 subhorizontales décrites par la compagnie *Solid Mines España S.A.* se seraient en revanche injectées après le développement de la schistosité S3 subverticale, et par conséquent à la fin de la phase compressive S3.

Nous avons discuté que très brièvement de la nature des contacts entre les pegmatites de type 3, observées dans les zones de Rega da Vella et d'O Regueiro, et le micaschiste à deux micas encaissant. Faute d'affleurements, seule la structure interne litée de ces corps observée sur des blocs isolés a pu être décrite. Dans cette zone, à l'Est du district de Forcarei, la schistosité S2 subhorizontale est majoritairement exprimée.

Cette schistosité est orientée préférentiellement dans la direction N170° avec un pendage de 42°. La schistosité S3 de plan axial a été mesurée dans la direction N162° avec un pendage de 90°. Ces pegmatites caractérisées par une l'alternance des unités aplitiques et pegmatitiques ne présentent pas de fabrique interne. Les contacts avec l'encaissant sont eux marqués par le développement d'un faciès greisen. Un seul contact avec l'encaissant a pu être mesuré sur le terrain. Celui-ci est orienté dans la direction N008° avec un pendage de 40° vers l'Est. Cette orientation est concordante avec celle de la schistosité S2.

Ces mêmes pegmatites ont été décrites en 2006 par Gloaguen (2006). Les conditions d'affleurement (en bordure de route) ont permis de caractériser la nature des contacts avec le micaschiste encaissant. D'après Gloaguen (2006), *« les pegmatites apparaissent discordantes sur la S3, boudinées et moulées par celle-ci »*. Les tourmalines cristallisées aux épontes de ces pegmatites sont décrites comme étant horizontales et tronçonnées dans une direction globale N-S. De plus *« la forme sigmoïde de certaines de ces pegmatites et l'orientation de veines de quartz les recoupant sont compatibles avec un cisaillement et boudinage vers le Nord »*.

Cette description plus détaillée nous permet par conséquent de valider une injection de ces magmas pegmatitiques dans une schistosité S2 pendant la phase de déformation D3 à l'origine du fluage de ces pegmatites suivant un axe N-S. Le tronçonnage horizontal des tourmalines localisées aux épontes de ces pegmatites étant préférentiellement orienté dans la direction N-S, nous suggérons que le boudinage de ces pegmatites s'est effectué pendant la consolidation de ces

magmas pegmatitiques. Les pegmatites de type 3 sont donc considérées contemporaines de la phase de déformation D3.

Les pegmatites de type 4, riches en spodumène sont les seules à ne pas présenter d'indices de déformation en bordure. Effectivement, ces intrusions pegmatitiques sont sécantes sur la schistosité S2 subhorizontale et s'orientent préférentiellement suivant une direction ~ NNE-SSO. Nous avons décrit précédemment que la schistosité S3 de plan axial s'exprime particulièrement bien aux contacts de ces intrusions. Il existe donc une relation spatiale évidente entre le développement de la schistosité S3 de plan axial et la mise en place de ces intrusions pegmatitiques. Néanmoins, le fait que ces pegmatites ne soient pas déformées (relatif par rapport aux autres types de pegmatites), nous laisse penser que ces intrusions ont eu lieu à la fin de la phase compressive D3. Au vue de nos observations précédentes, il est impossible que ces pegmatites se soient injectées au début, ou pendant le pic de la déformation D3 sans avoir été déformées (plissement, boudinage, cisaillement). De ce fait, nous suggérons que les pegmatites de type 4 à spodumène sont les dernières intrusions associées à la phase compressive D3. Ces dernières se seraient préférentiellement injectées dans des zones où la schistosité S3 est la plus exprimée, pouvant correspondre à des charnières de plis P3 de plus grandes amplitudes, développés dans la région au cours de la déformation D3 (cf. section III.1.c).

2) La tourmalinisation et l'altération hydrothermale liée aux intrusions magmatiques

Comme précédemment mentionné dans la section III.3.a), le granite à deux micas de Cerdedo est composé principalement de quartz, feldspaths potassiques, de biotite et muscovite mais aussi de tourmaline. Cette tourmaline se présente sous deux formes, (i) les poches de type « mariole » ou (ii) les cristaux tabulaires en inter-croissance avec les cristaux de quartz et de feldspaths. La présence de tourmaline « primaire » au sein de ce granite indique clairement une source de bore dans le protolite de ce granite à deux micas.

La saturation précoce d'un magma granitique hyperalumineux en bore est de l'ordre de 2 wt % de B_2O_3. (e.g. Wolf & London, 1997). D'après Leeman & Sisson (1996), la concentration en B_2O_3de la tourmaline est 10^3 à 10^4 plus importante que celle des micas métamorphiques et des feldspaths. De ce fait, tout protolite en fusion – de nature pélitique - et initialement enrichi en tourmaline constitue une source potentielle pour les magmas granitiques hyperalumineux à tourmaline.

La tourmaline, principal piège du bore réagit dans sa totalité à partir de 20 % de liquide formé. La réaction totale de la tourmaline, pour des taux de fusion partielle faible (~ 5 %) est à l'origine de la l'hypersaturation en bore des magmas hyperalumineux produits par anatexie crustale.

Le bore étant un élément incompatible dans la plupart des phases minéralogiques, la concentration en B_2O_3 augmente au cours de la cristallisation des magmas granitiques hyperalumineux. A partir de 75 % de cristallisation, la saturation en B_2O_3 peut être atteinte et la tourmaline précipitée à sa guise (e.g. London ,1999).

Dans certains cas, la concentration en B_2O_3 est telle que les réactions de saturation du bore s'amenuisent, et le surplus de B_2O_3 s'accumule dans le magma résiduel différencié. Ce bore, non piégé par les phases cristallines sera inévitablement libéré dans l'encaissant par les fluides magmatiques, à l'ouverture du système (e.g. Kretz et al., 1989 ; London, 1999 ; Slack et al., 1993). Ce scénario, typique des intrusions granitiques (e.g. granite de Broken Hills, Australie, Slack et al., 1993) et pegmatitiques (cristaux de tourmaline cristallisant perpendiculairement aux épontes des pegmatites, Yellowknife, Canada, Kretz et al., 1989) est privilégié pour justifier la tourmalinisation massive affectant la pile métasédimentaire de Paraño.

En plus des fluides borés échappés du système magmatique de Cerdedo, la chute brutale du bore dans l'ultime fraction magmatique entraîne parfois, une libération abondante d'H_2O, et une augmentation de la température du solidus (i.e. cristallisation plus précoce). Ces deux mécanismes ont pour conséquence la génération de brèches à tourmaline et la trempe des derniers liquides silicatés (e.g. London & Manning, 1995). Le couplage de ces mécanismes pourrait être à l'origine de la densité des veines hydrothermales à quartz, tourmaline, (muscovite et plagioclases) présentes majoritairement le long de la bordure Est du granite G2 de Cerdedo.

Ces veines hydrothermales étant concordantes avec la schistosité S3 subverticale, ce scénario est cohérent avec une expulsion de ces fluides hypersilicatés pendant la mise en place et la consolidation syn-tectonique du granite G2 de Cerdedo. L'aplatissement horizontal de ces veines hydrothermales serait à l'origine de leur boudinage dans la direction principale N-S. L'asymétrie de certains boudins indique clairement que cet aplatissement horizontal a été accommodé par une faible composante décrochante senestre, dirigée vers le Sud.

En plus du métasomatisme régional induit par la mise en place du granite syn-tectonique de Cerdedo, la tourmaline est retrouvée en abondance dans le micaschiste au contact des intrusions

pegmatitiques. D'après nos observations en lame mince, la formation de la tourmaline résulterait de la déstabilisation de la biotite présente dans l'encaissant, par un fluide hyperalumineux intrusif dans l'encaissant métasédimentaire (i.e. fluide pegmatitique résiduel). De plus, le rutile retrouvé en association avec les cristaux de tourmaline constitue le principal piège pour le titane et le surplus des éléments ferromagnésiens libérés pendant la déstabilisation de la biotite. Ces oxydes de Fe-Ti cristallisent au contact des pegmatites et du micaschiste encaissant, là où les interactions de type fluide-roche sont les plus fortes. Ce type de réaction (cf. eq (1)) est courant dans les systèmes granito-pegmatitiques et a largement été étudié dans le passé (e.g. Kretz et al., 1989 ; Morgan &London, 1987; Pesquera et al., 2005; Roda et al., 1995; Selway et al., 1998).

$$730 \text{ biotite} + 1530 \text{ plagioclase} + [1080 \text{ B} + 600 \text{ H} + 430 \text{ P} + 360 \text{ Ca}] \rightarrow 480 \text{ tourmaline} + 480 \text{ quartz} + 115 \text{ Apatite} + [3630 \text{ Si} + 870 \text{ Na} + 590 \text{ K} + 110 \text{ Fe}] \quad (1),$$

d'après Kretz et al. (1989).

La muscovitisation, observable dans les bordures externes des pegmatites se surimpose à la tourmalinisation. Cette muscovitisation se caractérise par le développement d'un faciès de type greisen développé en bordure des intrusions pegmatitiques (de type 3, 4 et 5). D'après Kretz et al. (1989), la destruction des feldspaths alcalins par l'apport des ions Li^+ et H^+ en bordure de pegmatite pourrait être à l'origine de cette muscovitisation. La réaction chimique associée est du type :

$$1{,}5\ KAlSi_3O_8 + H + = 0{,}5\ KAl_2ALSi_3O_{10}(OH)_2 + 3SiO_2 + K^+, \quad (2)$$

d'après Kretz et al. (1989).

En plus du métasomatisme de bordure, les pegmatites de type 5 sont caractérisées par la cristallisation de microcristaux de spodumène. Au contraire du spodumène cristallisé dans les pegmatites de type 4, dans la zone de Lalín, ce spodumène cristallise sous forme d'aiguilles amalgamées en gerbes massives. Ces gerbes lithinifères sont retrouvées préférentiellement dans les bordures et/ou fractures des feldspaths alcalins. Cette minéralisation lithinifère massive en bordure de grains indique clairement une cristallisation tardive sub-solidus du spodumène. La cristallisation « pervasive » du spodumène dans les derniers stades de consolidation est très probablement induite par l'exsolution d'un fluide pegmatitiques sursaturé en éléments alcalins (e.g. Li) et en H_2O, au dernier stade de la consolidation du magma pegmatitique. L'ouverture du système pegmatitique, lors de son intrusion dans l'encaissant métasédimentaire pourrait être à

l'origine de la libération massive de ce fluide impliquant par conséquent les réactions métasomatiques de bordure.

La cristallisation du rutile dans la bordure externe de ces pegmatites indique que le fluide exsolvé depuis le magma pegmatitique et libéré dans l'encaissant s'enrichit par la même occasion en Fe, Ti, K et autres éléments libérés par la déstabilisation de la biotite. L'apport de ce fluide enrichi en bordure de pegmatite est un argument supplémentaire pour démontrer l'ouverture du système pegmatitique pendant la consolidation du magma pegmatitique. Ces résultats sont cohérents avec le modèle proposé par Fuertes Fuente & Martín Izard (1998). Toutefois, nous suggérons que l'ouverture du système a eu lieu pendant la déformation D3. Nos observations microscopiques suggèrent que la déformation des cristaux de feldspaths alcalins et les fractures remplies par le quartz et la muscovite, sont liées à une consolidation synchrone du pic de la déformation D3. De ce fait, nous rejetons le modèle proposé par Fuertes Fuente & Martín Izard (1998) qui décrit une consolidation des aplo-pegmatites de type 5 antérieure à l'activation du décrochement horizontal senestre.

3) Datation géochronologique

Une seule pegmatite, de type 5 localisée dans la zone de Presqueiras a pu être datée par méthode U/Pb sur des minéraux du groupe de la colombite. Les minéraux du groupe de la colombite, ou plus communément appelés colombo-tantalite ou niobo-tantalates ont pour formule générale AB_2O_6, avec :

A= Fe2+, Mn, Ca, Mg, Sb et **B**= Ta, Nb, Ti, Sn, W, Sc, Zr, U

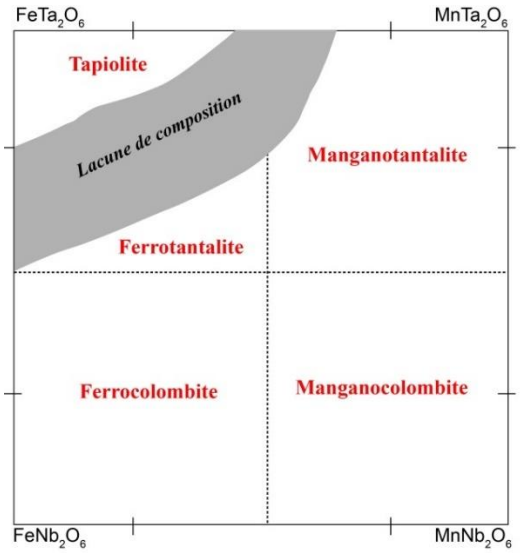


Figure III-25: Diagramme de composition des différents membres du groupe de la colombite, d'après Ercit (1986) et adapté par Van Lichtervelde (2006).

Les différents membres du groupe de la colombite sont présentés sur la Fig.III-25. Classiquement, on utilise le terme colombite lorsque la concentration en Nb > Ta et le terme tantalite lorsque la concentration en Ta > Nb. La nature du préfixe indique le cation dominant du site A (e.g. ferrocolombite pour $FeNbO_6$), d'après Van Lichtervelde (2006).

Les grains de colombo-tantalite ont été séparés par liqueurs danse (i.e. bromoforme CHBr3 et iodure de méthylène CH_2I_2), puis piqués à la main sous la loupe binoculaire. L'imagerie effectuée sur les grains montés dans l'époxy révèle que ceux-ci présentent une légère zonation chimique, attribuée aux variations de la concentration en Nb et en Ta (i.e. solution solide entre le pôle colombite et tantalite), Fig.III-26.

Les rapports isotopiques U/Pb mesurés sur des grains séparés de colombo-tantalite ont été acquis par ablation laser (Excimer NWR 193 UC) couplée à un spectromètre de masse multi-collecteur (Agilent 7700), au laboratoire Géosciences de Rennes. La taille des grains est globalement > 200 µm et le diamètre du laser égal à 30 µm.

La colombo-tantalite est utilisée pour la datation U/Pb depuis qu'il a été découvert qu'elle intégrait facilement de l'uranium dans son réseau cristallin et qu'elle contenait une quantité significative de Pb radiogénique (e.g. Romer & Wright, 1992). La diffusion très lente du Pb fait de la colombo-tantalite un minéral robuste face au « reset » du système isotopique par la destruction du réseau cristallin. Toutefois, des perturbations post-cristallisation peuvent subvenir suite à des évènements thermiques et/ou hydrothermaux (e.g. Kontak et al., 2005).

A l'heure actuelle, aucun standard international n'est disponible sur la colombo-tantalite (standard interne disponible mais non certifié, cf. Van Lichtervelde et al., 2015). D'après Melleton et al. (2012), l'absence de standard international pourrait être attribuée aux fortes variations de la composition chimique des minéraux du groupe de la colombite entre les pôles purs colombite (Nb) et tantalite (Ta). Néanmoins en 2008, Melcher et al., (2008) ont démontré que le fractionnement isotopique U/Pb n'était pas dépendant de la matrice cristalline des minéraux du groupe de la colombite et que par conséquent un standard zircon pouvait être utilisé pour corriger l'effet de la matrice cristalline sur le fractionnement. Par conséquent, les méthodes employées pour l'analyse des rapports isotopiques U/Pb dans les minéraux du groupe de la colombo-tantalite sont exactement les mêmes que celles utilisées pour le zircon. Le détail de ces méthodes est disponible dans Gerdes & Zeh (2006) et Frei & Gerdes (2009).

Le zircon standard Plešovic (Sláma et al., 2008) a donc été analysé entre chaque séquence de 10 analyses de manière à contrôler la qualité des données. L'erreur sur les mesures est donc donnée dans un interval 2σ, similaire à celui utilisé pour les âges ID-TIMS.

Les rapports isotopiques sont disponibles en Annexe (cf. Annexe 3). Les résultats sont présentés sur la Fig.III-27. Les analyses fournissent un âge concordia de 317,5 ± 5,9 Ma avec une valeur MSWD de 3.2 (*n = 14* sur 16 grains). Uniquement 3 âges sont concordants, les autres présentent une perte de Pb radiogénique et une augmentation significative du Pb commun (i.e. augmentation du rapport $^{207}Pb/^{206}Pb$), Fig.III-27a. En rejetant ces analyses, la concordia inverse nous fournit un âge de 318 ± 4,2 Ma avec une valeur MSWD de 1.7 (*n = 3*)., Fig.III-27b.

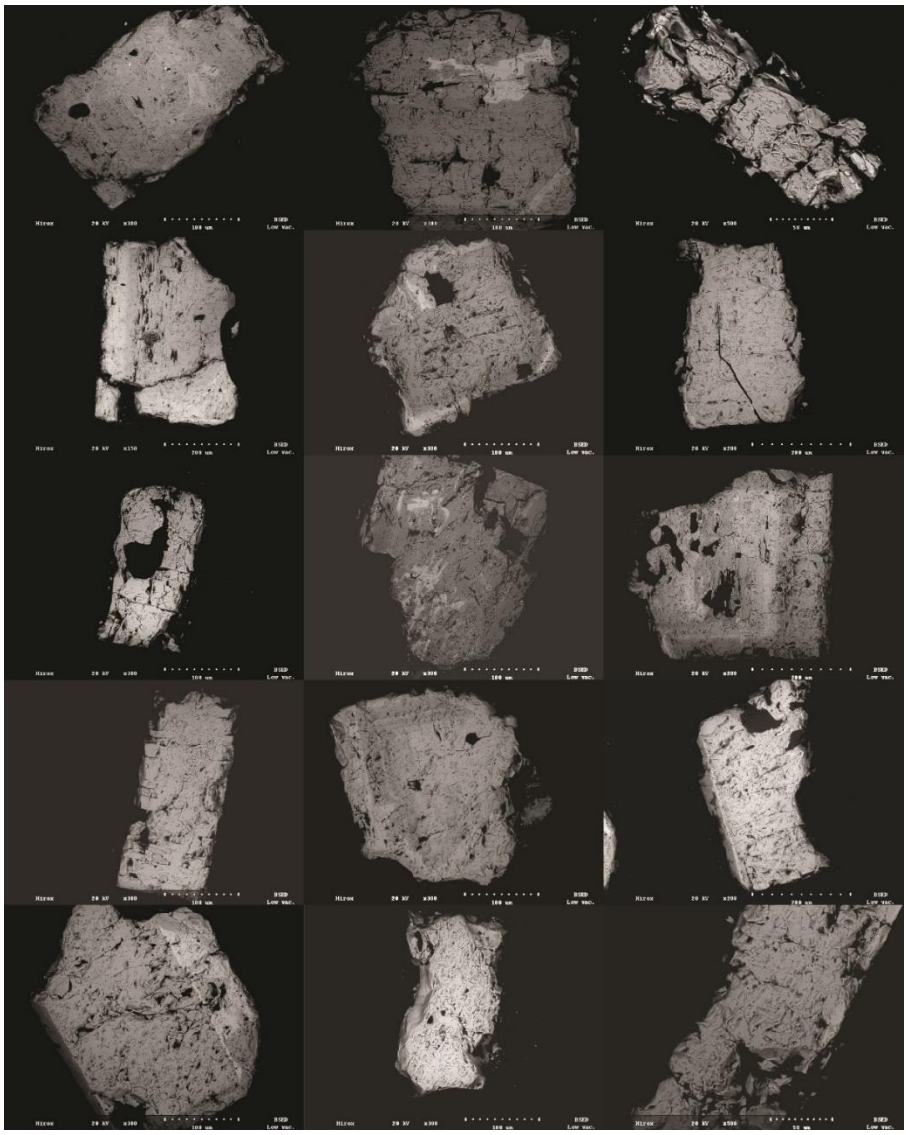


Figure III-26: Imagerie des grains de colombo-tantalite prélevés dans la pegmatite de type 5 de Presqueiras (localisation Fig.III-5), sur le permis d'Alberta 1 (microscope électronique à balayage, BRGM, Orléans). Les zonations chimiques correspondent aux variations des teneurs en Nb et Ta.

Cet âge U/Pb nous permet d'envisager une cristallisation des pegmatites de type 5, riches en cassitérite et colombo-tantalite entre -322 et -314 Ma. Cet âge est concordant avec les âges obtenus sur les granites G2 et G3 voisins mis en place entre - 322 ± 5 Ma et - 318 ± 5 Ma (e.g. dosage chimique EPMA, U/Th/Pb sur monazite, Gloaguen, 2006). De plus, l'âge obtenu est aussi cohérent avec l'âge de la migmatisation régionale (e.g. dômes migmatitiques de Celanova, Padrón et Peares) proposé par Martínez Catalán et al. (2014). Ces âges U/Pb viennent confirmer la mise en place des pegmatites de type 5 pendant la phase de déformation D3.

Des âges U/Pb sur les autres types de pegmatites (e.g. type 3 et 4) seraient nécessaires pour confirmer l'intrusion des magmas pegmatitiques pendant un continuum de déformation D3.

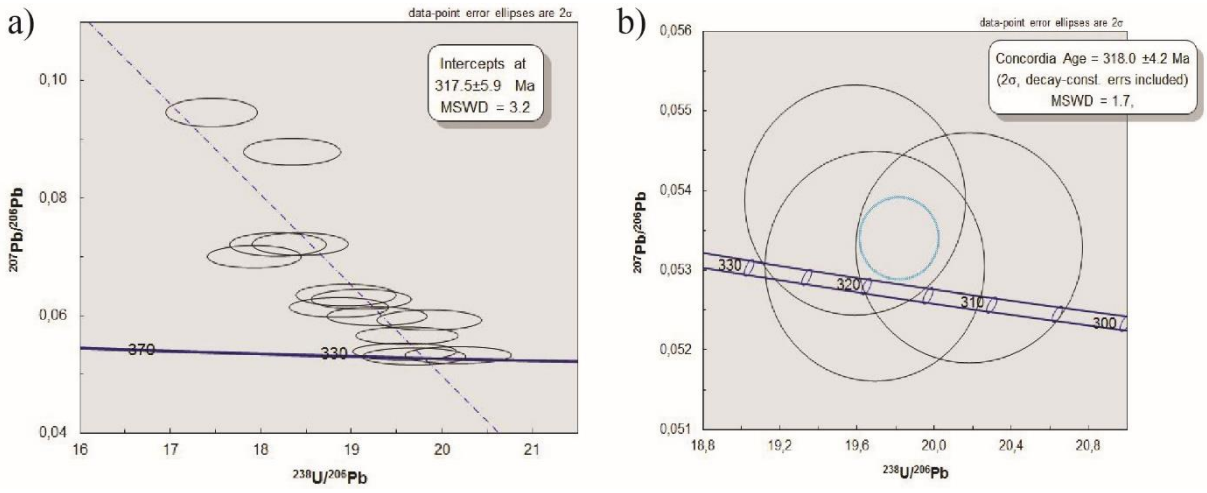


Figure III-27: Diagrammes concordia inverse reportant les âges U/Pb obtenus sur la colombo-tantalite de la pegmatite de type 5, située dans la zone de Presqueiras. (a) Diagramme concordia inverse calculé pour *n = 14* et (b) diagramme concordia inverse calculé pour *n = 3*. Acquistion laboratoire Gésociences Rennes.

III.4.b) La tourmaline : minéral traceur de la source des magmas ?

Les études passées associent de manière générale la totalité des pegmatites de notre zone d'étude au granite G2 de Cerdedo. Cependant, au vu des observations réalisées et détaillées dans la section III.3., 3 zones distinctes se caractérisent par des minéralisations, des textures et des densités d'intrusions pegmatitiques distinctes : (i) la bordure Est du granite G2 de Cerdedo, du Nord au Sud, (ii) les pegmatites situées à l'Ouest du granite G3 de Boborás et enfin (iii) la zone de Lalín, au Sud du chevauchement de même nom du complexe allochtone sur le domaine schisteux de Galice.

Malgré de nombreuses distinctions texturales, minéralogiques et géochimiques des corps pegmatitiques, la tourmaline apparaît comme une phase accessoire ou majeure dans de nombreuses intrusions magmatiques. Seules les pegmatites les plus évoluées de type 4 et 5 ne présentent de tourmaline dans leurs assemblages minéralogiques.

De nombreux auteurs ont démontré par le passé que la composition chimique des tourmalines reflétait la composition du magma à partir duquel elles cristallisent (e.g. Burianek et al., 2011 ; Dutrow & Henry, 2011 ; London & Manning, 1995 ; Roda et al., 1995 ; Van Hinsberg et al., 2011). Ainsi, la composition chimique de la tourmaline, en équilibre avec le magma pegmatitique parent enregistre le degré de différenciation de celui-ci.

Dans le cadre de cette étude, nous avons échantillonné les différentes occurrences de tourmaline à travers notre zone d'étude, afin de contraindre les différentes sources magmatiques possibles pour la genèse des différentes intrusions (granitiques et pegmatitiques). À ce jour, les compositions chimiques de celles-ci n'ont pas pu être analysées. Seule une description micro- et macroscopique a pu être effectuée (Fig.III-28).

Les critères tels que la forme, la taille de grains, l'association minéralogique, la couleur et les zonations optiques ont fait l'objet d'un intérêt particulier. Certes, il a été prouvé que la couleur du pléochroïsme et son intensité ne reflètent pas toujours la composition chimique des tourmalines (e.g. London & Manning, 1995). Il en est de même pour les zonations optiques de certains cristaux qui ne correspondent pas à des variations de la composition chimique (et inversement). Mais ces critères ne sont pas pour autant obsolètes et bien souvent reflètent le mode formation de ces tourmalines (hydrothermales *vs.* magmatiques).

L'origine de la tourmaline présente dans l'encaissant métasédimentaire, et de celle associée aux épontes des intrusions pegmatitiques a déjà été discuté dans la section précédente.

Les tourmalines associées aux pegmatites intra-granitique de type 1 sont retrouvées aux épontes des veines pegmatitiques. Ces dernières cristallisent perpendiculairement à l'axe d'allongement de la pegmatite. Les cristaux noirs automorphes, *de type schorl*, ne dépassent pas le centimètre. La plupart des baguettes allongées sont tronçonnées. Les fractures sont comblées par un assemblage à quartz majoritaire. La cristallisation des tourmalines en bordure de pegmatite est caractéristique des magmas pegmatitiques riches en bore, mais trop pauvres en Fe et Mg ; autres constituants majeurs des tourmalines communes. De ce fait, la présence de tourmaline en bordure indique l'ouverture du système pegmatitique et nécessite des interactions chimiques entre le magma pegmatitique et son encaissant, depuis lequel, les ions Fe et Mg diffusent dans le magma pegmatitique (e.g. London, 1990 ; London, 2008).

Les tourmalines, appartenant aux assemblages minéralogiques des pegmatites de type 2, 2' et 3 sont toutes primaires, c'est-à-dire cristallisées en inter-croissance avec le quartz, les

feldspaths et/ ou le grenat (Fig.III-28). A l'œil nu, toutes ces tourmalines sont noires, sous formes de baguettes ou de sections basales trapues. Au microscope optique (LPNA), ces tourmalines présentent différentes teintes allant du jaune, au bleu en passant par le vert. Ces couleurs de pléochroïsme sont caractéristiques des tourmalines ferro-magnésiennes de *type schorl* (e.g. Roubault, 1963).

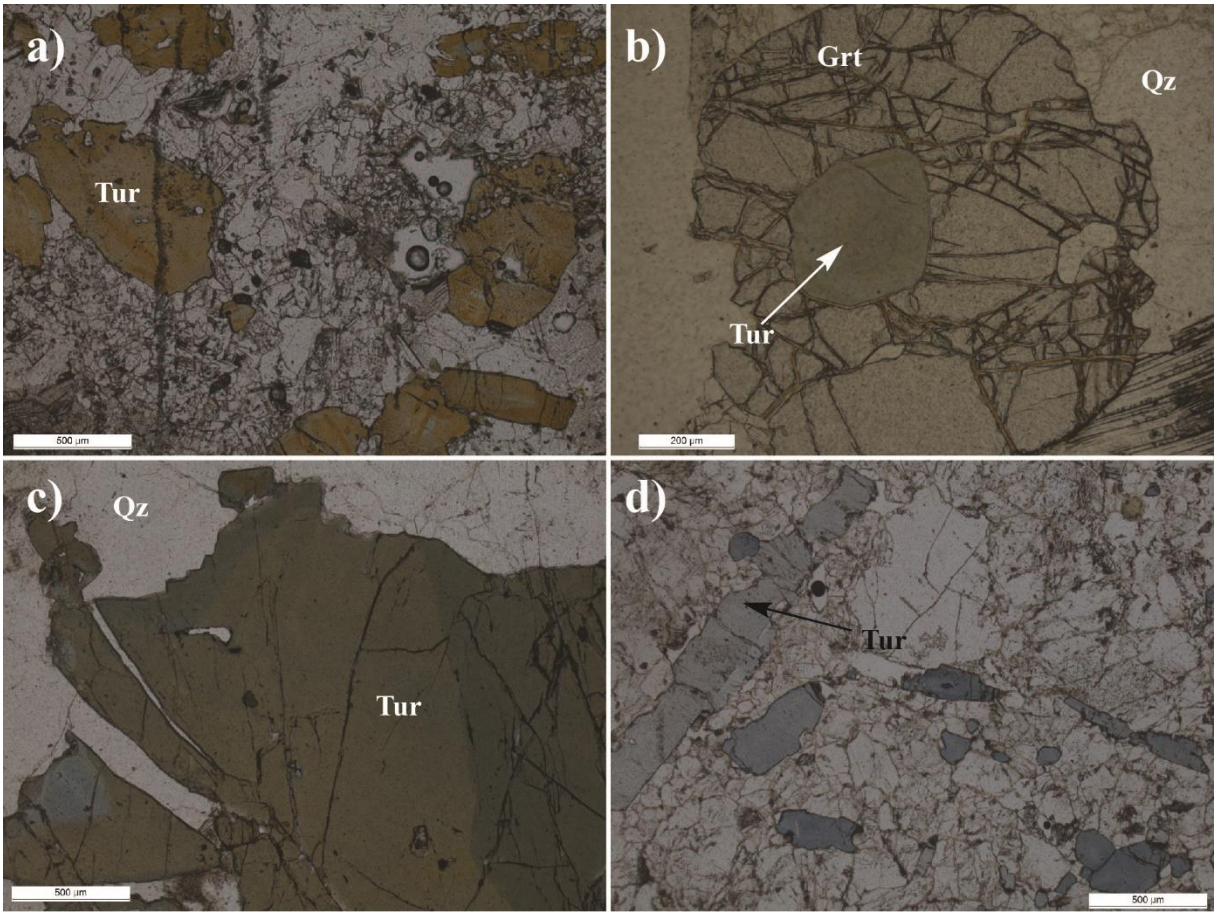


Figure III-28: Cristaux de tourmaline observés en LPNA dans les différents types de pegmatites, (a) de type 2, (b) de type 2', (c, d) de type 3.

Bien que les corrélations entre teintes de pléochroïsme, zonations optiques et compositions chimiques soient discutées, nous pouvons tout de même nous avancer sur le caractère peu évolué des magmas pegmatitiques parents à partir desquels ces tourmalines ont cristallisé.

Toutefois, la saturation d'un magma hyperalumineux de nature granitique en B_2O_3 nécessite une source métapélitique riche en phases porteuse de bore. Par conséquent, nous suggérons que la source du granite G2 de Cerdedo est similaire à celle des pegmatites de type 1, 2, 2' et 3.

Les migmatites situées au Nord et au Sud du district de Forcarei sont caractérisées par des leucosomes à textures pegmatitiques (Fig.III-29). La tourmaline est présente dans leurs

assemblages minéralogiques respectifs. Au Nord, les cristaux de tourmaline sont trapus, automorphes et de couleur noire (Fig.III-29b).

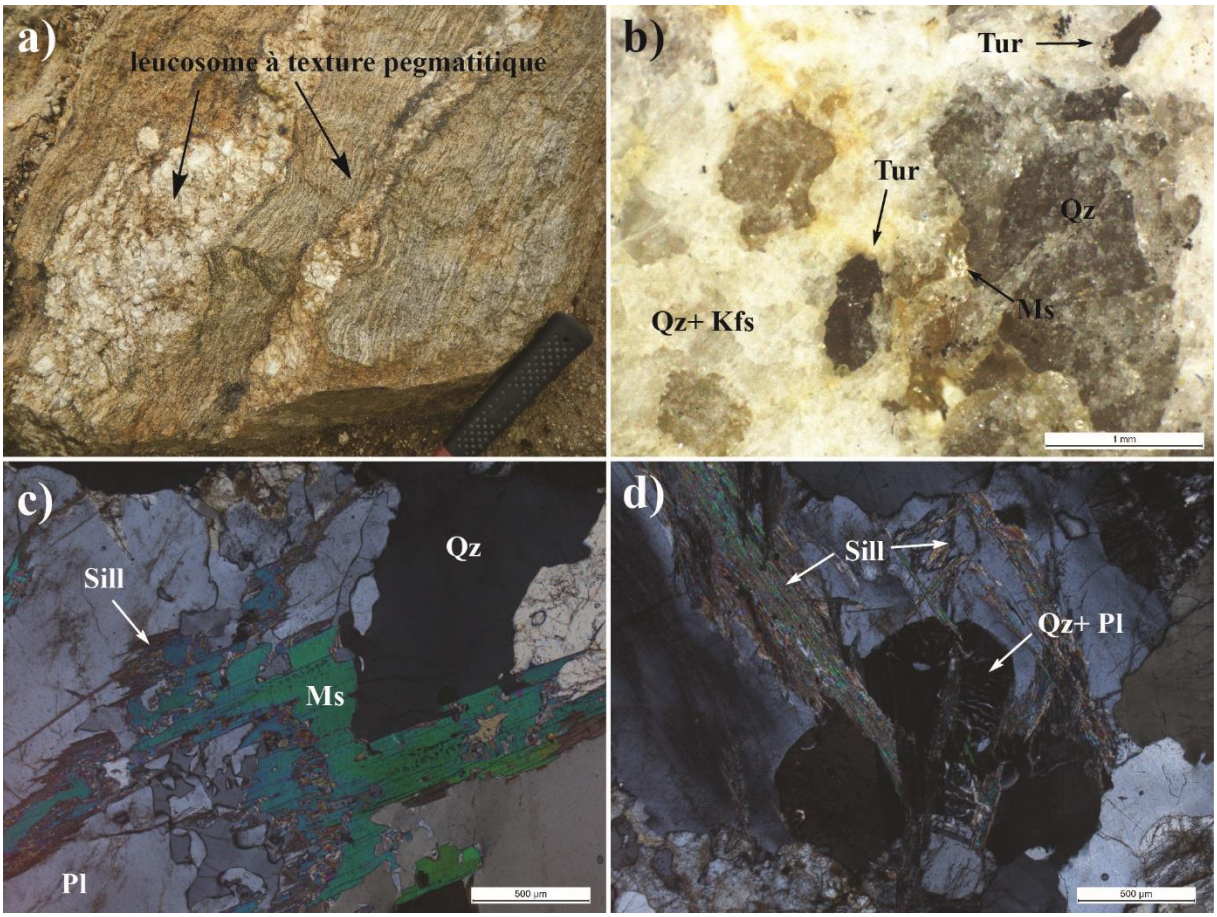


Figure III-29: Métatexites observées au Nord du district de Forcarei. (a) Leucosome à texture pegmatitique, parallèle à la schistosité du protolite hérité, (b) assemblage minéralogique du leucosome à la loupe binoculaire, (c) déstabilisation de la muscovite observée au microscope optique (en LPA), (d) gerbes de sillimanite pervasive sur les cristaux de quartz et de feldspaths et produit de la fusion partielle potentiel caractérisé par une texture de type granophyre.

Au Sud, ces cristaux sont très altérés et fracturés. Les intercroissances visibles des cristaux de tourmaline avec les grains de quartz et de feldspaths nous permettent de confirmer le caractère primaire de ces tourmalines (Fig.III-30). L'abondance de la sillimanite dans les leucosomes et l'accumulation de la biotite dans les mélanosomes (i.e. non déstabilisée) nous permettent de proposer une réaction de fusion partielle par déstabilisation de la muscovite du type :

$$Ms + Pl + Qz \rightarrow liquide + Kfs + Sil + Bt \quad (1),$$

d'après Douce & Harris (1998).

La présence de la tourmaline dans ces leucosomes nous permet d'envisager que le liquide granitique produit par la réaction de fusion partielle (1) est à l'origine du granite G2 de Cerdedo saturé en B_2O_3.

Toutefois, l'accumulation de ce liquide granitique boré ne serait pas seulement à l'origine de la mise en place syn-tectonique du granite G2 de Cerdedo. Effectivement, nous avons mentionné précédemment que la densité de pegmatites de type 2', riches en tourmaline était très élevée dans la zone de Coveliño située structuralement au-dessus du granite dit inhomogène d'A Cañiza. Par conséquent, nous interprétons la zone de Coveliño comme une zone préférentielle pour l'ascension des liquides produits par la fusion partielle sous-jacente. De la même manière, nous suggérons que le couloir métasédimentaire pincé entre le granite G2 de Cerdedo à l'Ouest et le synforme de Forcarei à l'Est est une zone privilégiée pour l'ascension des magmas pegmatitiques produits par la fusion partielle en profondeur. Une zone « réservoir », localisée à proximité du granite inhomogène d'A Cañiza justifie la densité d'intrusions pegmatitiques non évoluées dans la zone de Coveliño.

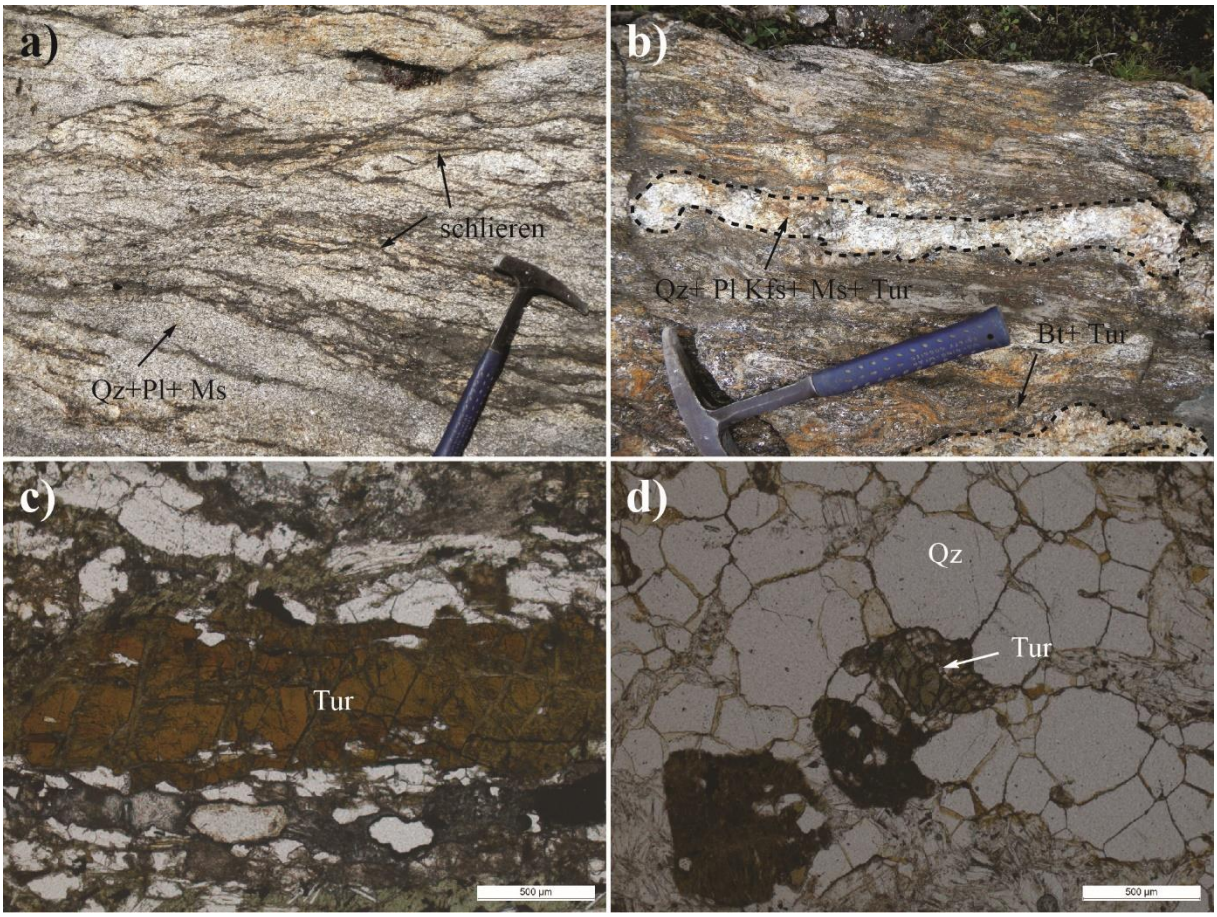


Figure III-30: Textures observées dans le granite inhomogène d'A Cañiza. (a) diatexites observées dans la zone de Coveliño. La texture type schlieren correspond à une concentration des éléments ferromagnésiens, (b) leucosomes à textures pegmatitiques observés dans des métatexites. Les mélanosomes sont caractérisés par une

concentration de biotite et de tourmaline. (c) leucosome observé dans des roches diatexitiques, en LPNA. Notez la présence de la tourmaline dans l'assemblage minéralogique primaire. (d) Sections basales de tourmalines associées à des cristaux de quartz néoformés.

Les variations observées dans les assemblages minéralogiques seraient elles, induites par des processus de cristallisation fractionnée plus ou moins avancés et/ ou induites par des variations locales de la composition du protolite en fusion.

Les pegmatites de type 4 et de type 5, enrichies préférentiellement en Li, Sn et Nb-Ta résulteraient elles, d'un fractionnement magmatique extrême du magma pegmatitique parent à l'origine des pegmatites moins évoluées. Ces interprétations sont cohérentes avec l'analyse structurale qui a mise en évidence que les pegmatites les plus évoluées de type 4 et 5 étaient moins impactées par le pic de la déformation D3 (marquée par l'activation d'un décrochement planaire à cinématique senestre). Leur mise en place post-daterait donc celles des pegmatites de type 2, 2' et 3.

Un seul âge U/Pb a été obtenu sur la zone, il est donc difficile de valider la chronologie des intrusions magmatiques établie d'après nos observations de terrain. Toutefois, les multiples injections pegmatitiques et granitiques étant toutes reliées à la phase de déformation D3, nous pensons que l'âge obtenu sur la pegmatite de type 5 à Ab-Sn égal à - 318 ± 4,8 Ma correspond à l'âge de mise en place du champ de pegmatites à éléments rares de Forcarei-Lalín.

Des âges supplémentaires effectués sur le granite de Ceredo et des leucosomes observés dans le granite inhomogène d'A Cañiza nous permetteraient de conforter ce modèle.

Cette zone de fusion partielle, située structuralement en-dessous de l'unité métasédimentaire allochtone de Paraño pourrait justifier la présence de pegmatites à spodumène regroupées dans la région de Lalín, les plus distantes d'un granite parent potentiel.

III.4.c) Modèle métallogénique

A la suite de cette étude pétro-structurale, nous pouvons proposer un modèle de genèse et de mise en place pour les différentes occurrences magmatiques dans la région de Forcarei-Lalín. Ce modèle se divise en 5 étapes majeures :

1/ Début de la fusion crustale partielle induite par la déstabilisation de la muscovite. L'accumulation du produit de cette fusion partielle, riche en B_2O_3 est à l'origine de la mise en place syntectonique du granite à deux micas de Cerdedo (Fig.III-31).

1 & 2/ Mise en place du granite à deux micas de Cerdedo & tourmalinisation régionale associée

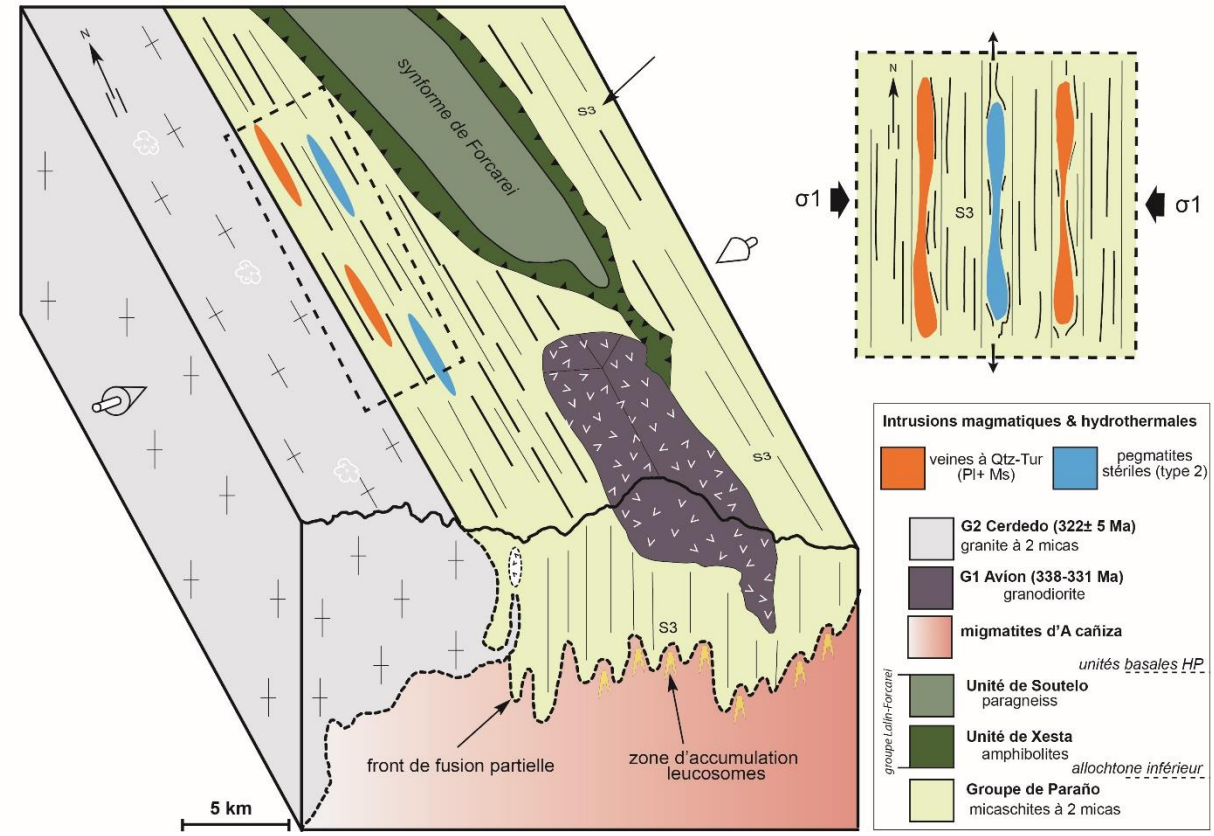


Figure III-31: Modèle schématique 3D de la mise en place du granite à deux micas de Cerdedo. Intrusion des veines hydrothermales à quartz-tourmaline et de veines pegmatitiques stériles le long de la schistosité subverticale S3. Accumulation du liquide de fusion partielle dans les charnières de plis P3. Les échelles verticales et horizontales ont été exagérées pour plus de clareté.

2/ La consolidation du massif granitique de Cerdedo induit la libération massive de fluides borés résiduels au dernier stade de la consolidation, à l'origine de la tourmalinisation régionale affectant la pile métasédimentaire de Paraño. Cette circulation massive de fluides nécessite des valeurs de perméabilité élevées dans la zone d'étude. La chute brutale du bore dans le magma granitique entraîne une libération brutale de fluides silicatés et borés, et la trempe de ces derniers à l'origine des veines hydrothermales à quartz et tourmaline. Ces veines hydrothermales, observées principalement entre la bordure Est du granite de Cerdedo et le synforme de Forcarei se mettent en place le long de la schistosité S3 subverticale. Des poches locales de magmas résiduels, riches en éléments fondants (B_2O_3, H_2O) à l'origine des pegmatites intra-granitiques de type 1, cristallisent au toit du granite (Fig.III-31).

3/ Intrusions massives des magmas pegmatitiques de type 2, 2' et 3 le long de la schistosité S3 subverticale orientée préférentiellement suivant un axe ~ N-S. L'intrusion massive de ces pegmatites est à l'origine de la tourmalinisation aux épontes du micaschiste à deux micas

encaissant. La densité d'intrusions pegmatitiques de type 2' dans la zone de Coveliño, située structuralement au-dessus des migmatites d'A Cañiza (partie Nord du dôme migmatitique de Celanova) est interprétée comme une zone « réservoir » à l'accumulation des magmas pegmatitiques produits par la fusion partielle sous-jacente (Fig.III-32).

3/ Intrusions massives de magmas pegmatitiques depuis la zone de Coveliño & décrochement horizontal senestre

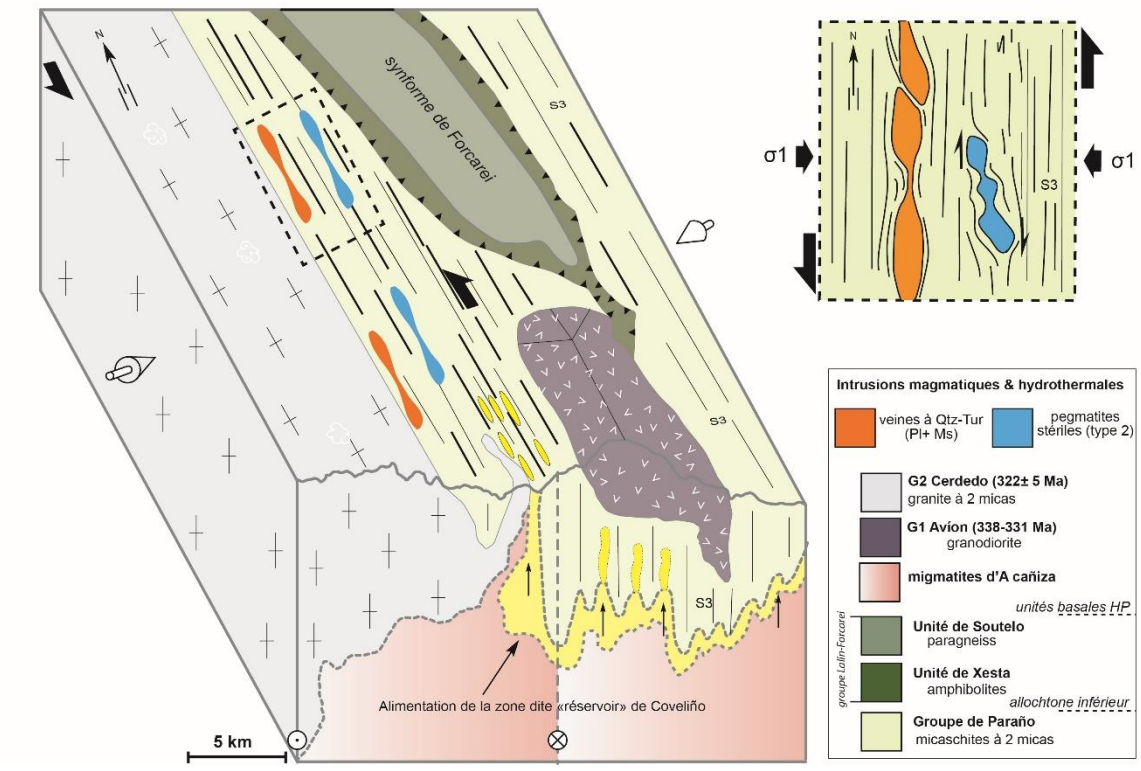


Figure III-32: Remontée du front de fusion partielle et mise en place des pegmatites de type 2' dans la zone Sud de Coveliño pendant le raccourcissement horizontal E-O. Les veines hydrothermales et magmatiques au préalable consolidées sont déformées par l'activation du décrochement planaire senestre.

4/ Activation d'un décrochement horizontal senestre dirigé vers le Sud, au pic de la déformation D3. Ce décrochement est à l'origine du boudinage et du cisaillement des pegmatites les moins évolués (de type 2 et 3) ayant déjà consolidées (Fig. III-32). C'est aussi pendant le pic de la déformation D3, que se mettent en place les aplo-pegmatites à Ab-Sn le long et perpendiculairement à la schistosité S3. Leur consolidation, synchrone de la déformation est à l'origine de la fabrique interne observée aux épontes de nombreux filons. Certaines de ces pegmatites sont plissées (Fig.III-33). L'orientation préférentielle des feldspaths potassiques dans les charnières de plis, concordants avec la schistosité S3 régionale, confirme une consolidation des magmas pegmatitiques pendant la déformation.

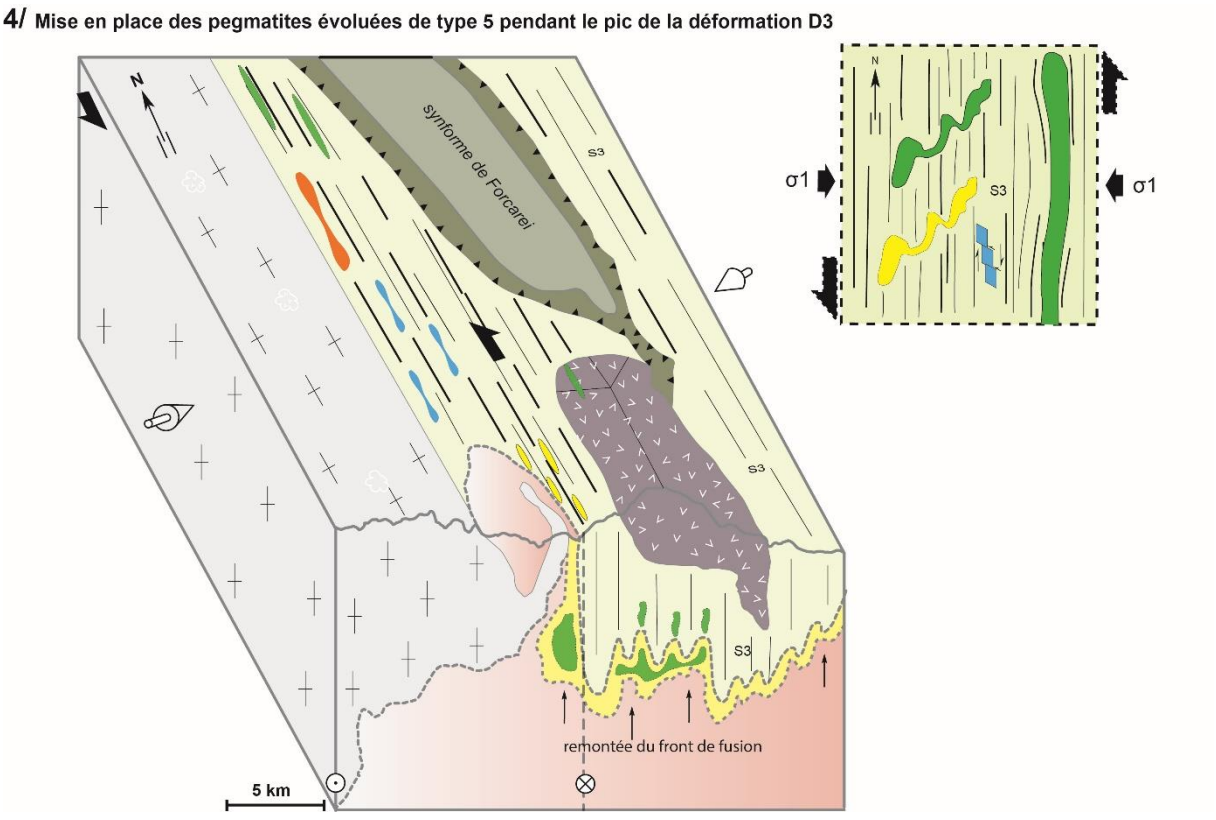


Figure III-33: Mise en place des pegmatites de type 5 au pic de la déformation D3. Développement de plis ptygmatitiques et moulage des intrusions à Ab-Sn par la schistosité S3.

5/ Au dernier stade de la déformation D3 se mettent en place les magmas pegmatitiques riches en Li, à l'origine des pegmatites à spodumène de type 4, affleurant dans la zone de Lalín. Ces magmas discordants sur la shistosité S2 subhorizontale, la mieux exprimée dans la zone se mettent préférentiellement en place dans les charnières de plis P3 plurikilométriques développés au cours de la phase D3 (Fig.III-34). L'intensité de la déformation D3 (i.e. augmentation de la densité de plis P3, raccourcissement), observée aux épontes de ces filons minéralisés indique clairement des zones verticales préférentielles pour l'ascension et le piégeage de ces magmas (Fig.III-34).

Ce modèle métallogénique souligne donc une injection continue des magmas pegmatitiques au cours de la déformation D3. La densité d'intrusions pegmatitiques, observée dans la zone de Coveliño et l'assemblage minéralogique des leucosomes des migmatites sous-jacentes suggèrent une zone réservoir potentielle au Sud du district de Forcarei. La déformation intense, localisée le long de la bordure Est du granite de Cerdedo et l'activation d'un décrochement planaire senestre seraient à l'origine du drainage de ces magmas résiduels de la fusion partielle, riches en éléments volatils.

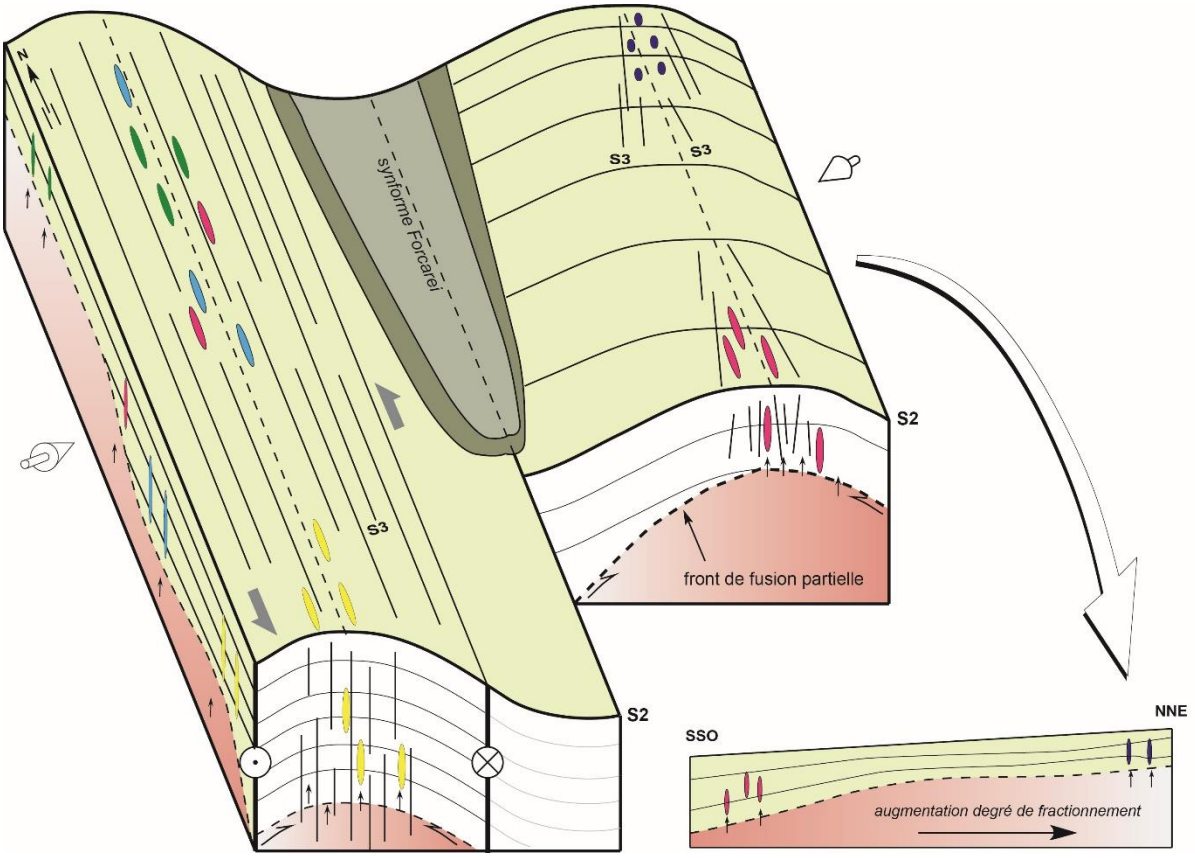


Figure III-34: Modèle schématique global pour justifier la mise en place des pegmatites de type 4 riches en spodumène, dans le district de Lalín et de type 3 dans la zone de Rega da Vella (Ouest du granite de Boborás). Le front de fusion partielle remonte dans une charnière de pli P3, de grande échelle. La densité de pegmatites à l'Ouest est justifiée par le drainage des magmas pendant le développement de la schistosité de plan axial S3 et l'accommodation du raccourcissement E-O par un décrochement senestre.

Les magmas les plus évolués, à l'origine des pegmatites de type 4 et 5 seraient eux, issus du fractionnement extrême du magma parent à l'origine des pegmatites à quartz, muscovite, feldspaths alcalins, grenat et tourmaline. Le fractionnement magmatique du produit de fusion partielle pourrait avoir eu lieu pendant la migration du front de fusion partielle vers le Nord.

La densité de pegmatites à spodumène au Nord-Est de la zone d'étude suggère que le front de fusion partielle atteint la partie supérieure du groupe de Paraño, surmontée par le chevauchement D2 de Lalín-Forcarei.

III.5. Confrontation du modèle " naturel " aux modèles d'analyses spatiales statistiques

Au cours de cette étude, nous avons pu démontrer le rôle prédominant de la déformation sur l'injection des magmas pegmatitiques. Contrairement aux modèles de mise en place proposés sur les sites d'Ambazac et de Barroso - Alvão basés sur les résultats des analyses spatiales statistiques, les magmas pegmatitiques de Forcarei-Lalín n'ont pas utilisé les zones faillées

pendant leur ascension. Toutefois, nous avons pu démontrer que le raccourcissement horizontal E-O à l'origine du plissement de la schistosité subhorizontale S2 a favorisé l'ascension des magmas pegmatitiques le long de la schistosité S3 subverticale nouvellement formée. Le plissement de cette schistosité S2 pourrait justifier l'accumulation de magmas issus de la fusion partielle en profondeur (structuralement en-dessous de l'unité métasédimentaire de Paraño) dans les charnières de plis P3. L'accommodation du raccourcissement par l'activation d'un décrochement senestre dont le mouvement est dirigé vers le Sud pourrait justifier la création d'espace entre les plans de schistosité S3. Cette déformation non-coaxiale est indispensable pour créer de l'ouverture entre les plans de schistosité et permet de justifier la présence – rare - de filons pegmatitiques de type 5 injectés à plat pendant le pic de déformation D3 (cartographier par la compagnie *Solid.Mines.España S.A.*). Nos résultats sont cohérents avec le modèle de « magma-pumping » proposé par Demartis et al. (2011).

Enfin, au contraire des études précédentes réalisées à l'aide d'outils statistiques, nous avons pu observer le rôle majeur de la mise en place du granite G2 de Cerdedo sur le schéma global de circulation de fluides, à l'échelle de notre zone d'étude. Effectivement, la tourmalinisation régionale et l'intrusion massive de veines hydrothermales à quartz et tourmaline associées à la mise en place de ce granite, soulignent une circulation des fluides facilitée par des valeurs élevées de la perméabilité. De ce fait, nous suggérons que les zones de forte perméabilité, couplées aux propriétés physico-chimiques des magmas pegmatitiques riches en éléments rares fondants, constituent de véritables moteurs pour l'ascension de ces magmas. Ces zones locales de forte perméabilité pourraient justifier la distribution spatiale « regroupée » de ces corps magmatiques. Nous reviendrons sur le rôle moteur de la perméabilité dans le chapitre 5.

IV. Approche isotopique

L'origine des magmas pegmatitiques & les relations génétiques à l'échelle du champ

Francis William Aston (1877- 1945) chimiste et physicien anglais à l'origine de la découverte des isotopes stables par l'utilisation du spectromètre de masse, et le suédois Johan August Arfwedson (1792- 1841) 1er chimiste à découvrir le lithium en analysant la pétalite.

Mise en contexte

Les analyses spatiales statistiques confortées par nos observations de terrain ont permis de mettre en relief le rôle prépondérant de la déformation pendant la mise en place des magmas pegmatitiques. En revanche, aucune relation spatiale statistique n'a pu être démontrée entre ces mêmes pegmatites et les faciès granitiques avoisinants. De la même manière que l'acquisition des données de terrain a été indispensable pour vérifier la proximité spatiale et temporelle entre l'activation de la déformation et la mise en place des pegmatites, les relations génétiques doivent être de nouveaux étudiées. D'après nos résultats statistiques, la présence des corps minéralisés n'est pas reliée à la présence des corps granitiques. Reste encore à le prouver (ou vérifier).

De manière à tracer la filiation génétique entre les différents types de pegmatites au sein d'un même champ et les granites voisins, nous avons privilégié l'analyse des isotopes du lithium.

Depuis qu'il a été démontré que les isotopes du lithium fractionnent avec l'augmentation du degré de différenciation magmatique, il nous a semblé judicieux d'étudier les signatures isotopiques de chaque type de pegmatites et de les comparer à celles des granites considérés sources. De plus, l'élément lithium est le seul élément rare commun à toutes les pegmatites étudiées au cours de cette thèse (i.e. phases porteuses du lithium telles que la lépidolite, le spodumène ou encore la pétalite). Les pegmatites de type LCT étant les roches crustales les plus concentrées en Li, la plupart des études dédiées à la compréhension du fractionnement isotopique du Li ces 10 dernières années ont été réalisées sur des pegmatites et/ ou des granites hyperalumineux évolués.

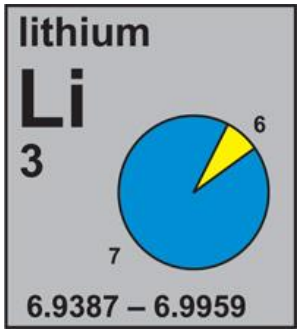
Enfin là encore, de manière à tester le modèle commun du granite parent qui précise que la formation d'un chapelet de pegmatites minéralisées de type LCT s'accompagne d'un fractionnement isotopique du Li depuis sa source granitique, la détermination des signatures isotopiques du lithium de chacune de nos pegmatites (tous types confondus) nous semblait indispensable.

Ce chapitre est divisé en 3 parties majeures ; une première consacrée aux grands principes de la géochimie isotopique du lithium, une seconde consacrée aux signatures isotopiques du lithium acquises sur les pegmatites des Monts d'Ambazac et une dernière résumant les résultats majeurs de cette étude.

IV.1. La géochimie isotopique du Li

IV.1.a) Introduction

L'élément chimique lithium (Z = 3) appartient à la famille des métaux alcalins. Cet élément lithophile est constitué de deux isotopes naturels de masse 6 et 7 ; le lithium 7 (^{7}Li) étant le plus abondant des deux isotopes (92,5 %). Les noyaux atomiques de ces deux isotopes sont parfaitement stables de sorte que, seuls des fractionnements isotopiques d'équilibre ou cinétiques peuvent modifier le rapport ^{7}Li/^{6}Li. D'autre part, le lithium 7 est l'un des rares nucléides dits « primordiaux », *c.-à-d.* formé pendant la nucléosynthèse primordiale, communément appelée « Big-Bang ». Cette caractéristique en fait un élément chimique de choix pour aborder les problèmes cosmologiques touchant aux origines de notre univers et à l'évolution des compositions chimiques et isotopiques de la galaxie (e.g. Millot, 2013 et références associées).



Le fractionnement isotopique du lithium est favorisé par la grande différence de masse relative des deux isotopes (17 %; Johnson et al., 2004) et génère une grande variation des signatures isotopiques du lithium dans les différents réservoirs géochimiques terrestres et superficiels (e.g. plus de 4 0‰ entre les différents réservoirs de type manteau, croûtes continentales et océaniques, océans, sédiments). Les variations du rapport isotopique ^{7}Li/^{6}Li permettent à la fois d'estimer les processus de transfert de cet élément chimique et de caractériser les réactions physico-chimiques impliquées dans le fractionnement isotopique.

La composition isotopique du lithium d'un échantillon se note en déviation relative (‰) par rapport à la valeur du standard de référence L-SVEC (Flesch, 1973):

$$\delta^{7}\text{Li (‰)} = \left[\frac{\left(\frac{^{7}Li}{^{6}Li}\right)_{sample}}{\left(\frac{^{7}Li}{^{6}Li}\right)_{L-SVEC}} - 1 \right] x\ 10^{3}$$

Le standard L-SVEC (NIST RM 8545) est un carbonate de lithium dont la signature δ^{7}Li (‰) est définie comme étant égale à 0 ‰ (^{7}Li/^{6}Li = 12,02 ± 0,3; Flesch, 1973).

Depuis ces dernières décennies, l'utilisation des isotopes stables non-traditionnels a connu un succès grandissant pour l'étude et la compréhension des processus magmatiques (e.g. Elliott et al., 2004 ; Magna et al., 2010 ; Parkinson et al., 2007 ; Romer et al., 2014 ; Teng et al., 2004 ;

Tomascak et al., 1999 ; Wunder et al., 2007). La détermination de la composition isotopique moyenne de la croûte continentale supérieure par Teng et al. (2004) (i.e. δ^7Li comprises entre - 2 et + 2 ‰) a d'autant plus facilité les études isotopiques portées sur les degrés d'évolution et de différenciation des magmas pegmatitiques.

En ce qui nous concerne, les principaux mécanismes à l'origine du fractionnement des isotopes du lithium sont : (i) la cristallisation primaire de minéraux et (ii) la précipitation de phases minérales néoformées par altération, respectivement induits par les intéractions cristal-magma et fluides-roche.

Teng et al. (2006a) et Tomascak et al. (1999) furent les premiers à démontrer que le fractionnement isotopique du lithium ne s'effectuait pas à haute température (> 600°C), faisant suite à une étude sur le comportement des isotopes du lithium au cours de l'altération de basaltes océaniques. De ce fait, analyser le comportement de cet élément chimique pendant la genèse des magmas pegmatitiques et au cours de leur évolution chimique (i.e. fractionnement magmatique) est idéal depuis qu'il a été démontré que ces magmas « exotiques » cristallisent aux conditions sub-solidus du granite, atteignant jusqu'à 350°C au dernier stade de leur consolidation (Sirbescu & Nabelek, 2003).

IV.1.b) Principe du fractionnement isotopique

Aujourd'hui, il existe deux types de fractionnement des isotopes stables connus :

Le fractionnement d'équilibre est commun à tous les isotopes stables. Ce fractionnement est dû à la différence des énergies de liaison des phases porteuses des deux isotopes (e.g. minéral et fluide).

En effet, le lithium 7 favorise les hautes énergies de liaison, tandis que le lithium 6 favorise les plus basses énergies. Les énergies de liaison sont directement couplées au numéro de coordination. Ce numéro de coordination correspond aux nombre d'atomes d'oxygène dans un rayon de 2,7 Å entourant l'atome de Li (Wenger & Armbruster, 1991). Les sites caractérisés par des numéros de coordination faibles présentent de plus hautes énergies de liaison (e.g. sites tétraédriques), et inversement pour les numéros de coordination élevés (e.g. sites octaédriques). Ainsi, la substitution du Mg par le Li dans des sites cristallins octaédriques est isotopiquement plus légère que le Li tétraédriquement coordonné dans la phase fluide (i.e. magma granitique), Teng et al., 2006b.

Dans les systèmes magmatiques primaires, ces différences d'affinité sont à l'origine des variations du rapport isotopique $^{7}Li/^{6}Li$ pendant la cristallisation d'une phase minérale (e.g. phase micacée octaédriquement ou tétraédriquement coordonnée) depuis un magma (e.g. tétraédriquement coordonné) et/ ou pendant les interactions d'une phase fluide avec une phase cristalline (e.g. Wunder et al., 2007, 2011). Le fractionnement associé à ces différences d'énergies de liaison est de loin le fractionnement isotopique le plus courant. Cependant, ce dernier est négligeable à partir de 1050°C (Tomascak et al., 1999).

Le fractionnement cinétique moins fréquent, résulte des différences de diffusivité des isotopes 6 et 7 dans les magmas silicatés et les phases solides.

Les isotopes les plus légers sont systématiquement avantagés dans les réactions chimiques ou lors du processus de transport (e.g. Millot, 2013). Certaines expériences ont démontré que le fractionnement pouvait atteindre 40 ‰ entre un magma rhyolitique et basaltique (Richter et al., 2003). Au contraire du fractionnement à l'équilibre, le fractionnement par diffusion est indépendant de la température et peut même prendre le relais à haute température, du fractionnement à l'équilibre. De plus, ce dernier est conduit par le gradient de concentration en Li généré par les deux phases en présence (e.g. intrusion pegmatitique enrichie en Li dans des amphibolites; Teng et al., 2006b). Ce type de fractionnement isotopique est d'autant plus applicable à l'élément lithium que celui-ci présente une vitesse de réaction bien plus élevée que les autres éléments traces. A titre d'exemple, le lithium diffuse 2 fois plus vite dans le feldspath plagioclase que les autres éléments, et 1000 fois plus vite dans les basaltes que la plupart des éléments traces (e.g. Lundstrom, 2003 ; Richter et al., 2003).

IV.1.c) Protocoles analytiques et méthodes d'acquisition

La mesure des rapports isotopiques du Li s'est sensiblement développée avec la spectrométrie de masse à multi-collection et source plasma (MC-ICP-MS). La mesure des rapports isotopiques fait suite à une étape préalable de préparation chimique de l'échantillon qui elle aussi, a bien évolué depuis la fin des années 90. Le but ici n'est pas de présenter une liste exhaustive des protocoles analytiques mais plutôt de sensibiliser le lecteur à la complexité et souligner le temps passé à cette étape de préparation chimique des échantillons. Le protocole analytique mis en œuvre dans le cadre de cette thèse (et privilégié au BRGM) est présenté en détails, en Annexe 2.

1) La préparation chimique des échantillons

La purification du Li nécessite deux étapes majeures à savoir (i) la mise en solution du Li à partir de la matrice solide (cf. Annexe 2) et (ii) la séparation du Li de sa matrice par chromatographie ionique sur résine échangeuse d'ions. Cette seconde étape est de loin la plus importante et la plus sensible car cette dernière dépend des coefficients de partage des différents éléments (e.g. Li, Na, Mg) entre la résine et le soluté. Les coefficients de partage du Na et du Li étant proches (i.e. courbes d'élution semblables), la purification du Li est d'autant plus délicate (cf. Annexe 2). La purification du Li a fait l'objet de toutes les attentions dans la littérature, l'objectif étant de toujours réduire la quantité initiale de Li requise pour la mesure des rapports isotopiques $^{7}Li/^{6}Li$ (e.g. Jeffcoate et al., 2004 ; Magna et al., 2004 ; Moriguti & Nakamura, 1998 ; Nishio & Nakai, 2002 ; Tomascak et al., 1999b).

A la fin des années 90, la quantité minimale de Li requise admise était comprise entre 40 et 60 ng (e.g. Tomascak et al., 1999b). En 2007, les quantités de Li nécessaires à la quantification des isotopes du Li descendaient à 15 ng (Millot et al., 2004). Il est évident que cette quantité diminue avec la teneur en Li contenue dans l'échantillon (e.g. teneur minimale de 0,5 ppm de Li dans les minéraux des roches silicatées; Tomascak et al., 1999b). En plus de la quantité d'échantillons requise, le volume d'éluant utilisé a été soumis également à de nombreuses critiques (e.g. Jeffcoate et al., 2004 ; Magna et al., 2004). Magna et al. (2004) démontrèrent que l'utilisation excessive d'éluant (HNO_3 et HCl majoritaires) entraînait la dégradation de la résine d'échangeuse d'ions et par la suite, le relargage du Fe et du Na dans l'effluent. Des acides organiques ont également été testés pour faciliter la séparation du Li du Na en augmentant la différence de leurs coefficients de partage respectifs avec la résine échangeuse d'ions (Nishio & Nakai, 2002). Les avancées majeures réalisées sur la purification du Li (e.g. quantité minimale requise d'échantillons, diminution du volume d'acides, utilisation d'acides organiques) ont été réalisées en parallèle des avancées réalisées sur les spectromètres de masse.

2) Spectrométrie de masse

Dans un spectromètre de masse l'élément à analyser est tout d'abord ioniser. Ensuite, les différents ions en présence sont séparés en fonction de leur rapport charge/masse par une combinaison de champs magnétiques (e.g. Millot, 2013). Les ions focalisés et séparés sont enfin détectés et exprimés selon leur abondance relative.

Deux types de spectromètre sont classiquement utilisés pour la détection des isotopes du Li :

Les spectromètres de masse à source solide (i.e. TIMS pour Thermal Ionization Mass Spectrometry). Ce type de spectromètre utilise l'effet de l'ionisation thermique. Cette technique est basée sur le chauffage extrême (i.e. T > 1000°C) de l'échantillon purifié à l'origine de l'ionisation des atomes en présence. Ces ions sont ensuite focalisés puis séparés en masse par un électro-aimant. En fonction de leur rapport charge/masse, les ions sont séparés en différents faisceaux à leur sortie de l'électro-aimant.

Les spectromètres de masse à source plasma à couplage inductif et multi-collection (i.e. MC-ICP-MS pour Multicollector Inductively Coupled Plasma- Mass Spectrometry). Au contraire du TIMS, l'ICP-MS utilise une source plasma d'argon portée à 6000-7000°C pour ioniser l'échantillon (solide ou liquide). Deux lentilles successives permettent de focaliser le faisceau d'ions émis, la seconde est particulièrement adaptée aux isotopes légers tels que ceux du lithium. A leur arrivée dans l'électro-aimant, les ions sont séparés en fonction de leur masse et mesurés sur les 9 cages de Faraday disponibles (cf. Annexe 2). Dans le cas du lithium, seuls deux cages de Faraday (L4 et H4, les plus éloignées l'une de l'autre à cause de la grande différence de masse relative) sont utilisées pour chacun des deux isotopes.

Il est à noter cependant que la source plasma engendre un fractionnement de masse instrumental, à la hauteur de 25 ‰ pour les isotopes du Li; Millot et al., 2004. Ce biais instrumental peut facilement être corrigé par la méthode dite du « sample standard bracketing » (e.g. Tomascak et al., 1999b). Cette méthode consiste à encadrer chaque échantillon d'une solution standard de référence (L-SVEC). Ainsi, les rapports isotopiques $^{7}Li/^{6}Li$ de chaque échantillon peuvent être normalisés aux valeurs de la solution standard acquises immédiatement avant et après l'analyse de l'échantillon (e.g. Millot et al., 2004).

L'utilisation du TIMS pour la mesure des rapports isotopiques du lithium a été quelque peu critiquée par le passé (e.g. Magna et al., 2004 ; Nishio & Nakai, 2002 ; Tomascak et al., 1999a, b). Bien que cette technique soit très sensible, le biais de masse significatif induit et la méthode de correction peu adaptée ont considérablement limités l'usage de cette technique. D'autre part, les protocoles de purification chimique ont dû évoluer en parallèle (e.g. Jeffcoate et al., 2004). À l'heure actuelle, les rapports isotopiques mesurés avec le multi-collecteur ICP-MS sont les plus précis, les plus reproductibles et les moins chronophages.

IV.2. Article 2: “The genesis of LCT-type granitic pegmatites: as illustrated by Li isotopes in micas”

Les premières analyses isotopiques du Li réalisées pendant cette thèse portent sur les pegmatites des Monts d’Ambazac et le granite encaissant de Saint-Sylvestre. D’après nos observations de terrain (e.g. observations pétrologiques, texturales, description de la zonation interne, extension, puissance), une classification des différents types de pegmatites a pu être proposée. Cette classification n’est pas différente de celle utilisée dans le cadre de l’analyse spatiale statistique (cf. Chapitre II), seule la dénomination a été modifiée. Chacun de ces types de pegmatites a été échantillonné pour obtenir un jeu représentatif des signatures isotopiques du lithium à l’échelle du champ de pegmatites.

Les analyses isotopiques sur minéraux séparés ont été privilégiées pour plusieurs raisons entre autre : (i) une zonation interne disparate entre les différents types de pegmatite (et à l’exploitation artisanale de certaines) et (ii) la complexification de l’interprétation des signatures isotopiques du lithium en présence de plusieurs phases (i.e. roche totale).

Les micas – principales phases porteuses de lithium dans les pegmatites du Limousin (i.e. absence de phases porteuses majeures type pétalite, spodumène et lépidolite dans la grande majorité des cas) ont été privilégiés. La cristallisation continue du mica (blanc) au cours de la consolidation des corps pegmatitiques a également facilité notre choix.

La totalité de nos échantillons ont été au préalable analysés (i.e. mesures par microsonde électronique, ablation laser pour les éléments traces et notamment le Li, et ultime dosage par ICP-AES après la mise en solution des échantillons). Les formules structurales des micas noirs et blancs ainsi recalculées, celles-ci ont été utilisées pour interpréter le comportement du Li pendant la genèse de ce champ de pegmatites (cf. section IV.1.b concernant les affinités des isotopes 6 et 7 pour les sites octaédriques et tétraédriques respectifs). Ces travaux ont fait l’objet d’une publication scientifique, publiée en juin 2015 dans le journal *Chemical Geology*. Les résultats de ces travaux sont présentés à la suite de cette section.

The Genesis of LCT-type Granitic Pegmatites: as illustrated by lithium isotopes in micas

Sarah DEVEAUD[1–3], Romain Millot[1–3], Arnaud Villaros[1–3]

[1] *BRGM, ISTO, UMR 7327, 3 av. Claude Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans, Cedex 2, France*

[2] *CNRS/ISTO, UMR 7327, 1A rue de la Férollerie, 45071 Orléans, Cedex 2, France*

[3] *Université d'Orléans, ISTO, UMR 7327, 1A rue de la Férollerie, 45071 Orléans, Cedex 2, France*

Journal of Chemical Geology – 2015 -

Article reference: Deveaud, S., Millot, R., Villaros, A., 2015. The genesis of LCT-type granitic pegmatites, as illustrated by lithium isotopes in micas. *Chemical Geology 411, 97-111. doi: doi:10.1016/j.chemgeo.2015.06.029*

Received: 13 March 2015; accepted: 30 June 2015; handling editors: Klaus Mezger; Reviewers: P. Tomascak and anonymous

ABSTRACT

Isotopic compositions in the Monts d'Ambazac Pegmatite Field (French Massif Central) exhibit a narrow range of mica δ^7Li values, ranging from -3.6 to + 3.4 ‰. The value obtained in biotite from the host Saint Sylvestre granite falls within this range (δ^7Li = - 1.5 ‰). Lithium concentrations are consistent with the degree of magmatic evolution of each pegmatite type: from 630 ppm in Type II up to 13,500 ppm in the more evolved Type VI pegmatite. Although the rare-element contents e.g., Li, Cs, Ta of the micas are consistent with pegmatite differentiation, δ^7Li (‰) are firstly, independent of the degree of magmatic differentiation (independent of pegmatite type) and secondly, independent of the content of Li and other flux-elements such as Be and Cs. Muscovite sampled in pegmatite V from the *Chabannes* locality is the only pegmatite to exhibit a δ^7Li variation from intermediate unit (- 1.7 ‰) to internal pegmatitic unit (+ 3.4 ‰). The nature of this δ^7Li variation suggests that there was extensive fractional crystallisation during the pegmatite's consolidation. The independence of δ^7Li (‰) evolution from the degree of magmatic evolution and the presence of distinct major rare-element bearing phases throughout the pegmatite field tend to confirm that the δ^7Li (‰) values recorded in mica are inherited from crustal source rocks common to the granite and pegmatite-forming

melts. We propose that the distinct pegmatite subtypes (beryl columbite *vs* lepidolite-petalite subtypes) observed throughout the Monts d'Ambazac Pegmatite Field reflect the diverse contributions of crustal protoliths. The lack of evidence of surrounding alteration combined with the absence of increasing Li-content within the host granite tend to confirm that the δ^7Li values obtained within this pegmatite field are primary, and that no Li-diffusional process and/or mixing-driven Li-isotope fractionation has overprinted these isotopic compositions. In light of these results, the process of partial melting of protoliths enriched in rare-element bearing phases, e.g., mica, garnet, seems to be more responsible for Li-isotope fractionation than Li-diffusion or fractional crystallisation at the temperature of pegmatite consolidation. Finally, we discuss the use of Li isotopic compositions to identify the most highly evolved pegmatitic systems.

Keywords: granitic pegmatites, micas, Li isotopes, French Massif Central, Monts d'Ambazac Pegmatite Field

Abbreviations: **MAPF** Monts d'Ambazac Pegmatite Field; **FMC** French Massif Central; **SSGC** Saint Sylvestre Granitic Complex, **AN** Angelard Pegmatite, **CB** Chabannes Pegmatite, **CHED** Chédeville Pegmatite, **MA** Margnac I Pegmatite, **MA2** Margnac II Pegmatite, **MB** Mas Barbu Pegmatite, **PB** Puy de Bos Pegmatite, **PB2** Puy de Bos II pegmatite, **VH** Vilatte Haute Pegmatite

1. Introduction

Granitic pegmatites represent very unusual magmas, which constitute considerable reservoirs of rare elements (Linnen et al., 2012 ; Dill, 2015). However, the genesis and mineralization of Li-Cs-Ta (LCT) pegmatites (Černý & Ercit, 2005) are still being debated. Processes leading to the genesis of mineralized pegmatite are defined at two distinct geological scales: i) a crustal scale where the pegmatite-forming melt is produced; and ii) the scale of the pegmatite body, where internal physico-chemical processes lead to localized concentrations of rare elements such as Li, Be, Cs, and Ta.

Most LCT-type pegmatite fields are interpreted as the product of extreme granitic fractionation. Such a magmatic process is defined by fractional crystallisation leading to an increase of rare elements and fluxes in the residual melt with increasing distance from the consolidating parental granitic source (see Cameron, 1949 ; Jahns & Burnham, 1969 ; London, 2008 and references cited therein, Trueman & Černý, 1982). However, as the connection between a pegmatite and its parental granite cannot always be established, an alternative genetic model based on direct crustal anatexis has been proposed to explain, in certain cases i) the absence of LCT-type pegmatite fields surrounding areas of peraluminous granites (Simmons & Webber, 2008 ; Simmons et al., 1995); ii) the absence of a geochemical continuum throughout some granite-pegmatite systems, e.g., Martins et al., 2012; and iii) the temporal gap existing between a granite and its surrounding pegmatite field, e.g., Melleton et al., 2012. In this alternative model, the rare element contents in the melting source, different melting rates, and tectonic features favour the formation of pegmatitic magma with variable concentrations of rare elements and may trigger the propagation of pegmatitic magma through the continental crust. Although these two genetic models are both applied in the literature, the processes leading to rare element concentration in pegmatitic magmas (complete immiscibility of two melts vs constitutional zone refining) are not yet fully understood and need further investigations whose nature is still being debated, e.g., London, 2014 ; Thomas & Davidson, 2014.

The diversity of models invoked to explain rare element concentration highlights our lack of understanding of the processes involved in the genesis of LCT-pegmatites (at crustal and pegmatite scales). It is therefore necessary to employ a suitable tracer to explore the processes of pegmatite genesis. In this regard, the use of Li isotopic analysis provides powerful tools for unraveling the genesis of Li-bearing deposits such as granites and pegmatites, e.g., Barnes et al., 2012 ; Maloney et al., 2008 ; Teng et al., 2006, since Teng et al. (2006a) and Tomascak et al.

(1999) have demonstrated that Li isotope fractionation may occur at very low temperature (below 600°C) during both the genesis and consolidation of rare-element rich pegmatite-forming melts.

However, according to Barnes et al. (2012), Li isotopic analysis of mineral separates should be favoured over whole-rock analyses. Indeed, Li fractionation, i.e., the relative behaviour of ^{6}Li and ^{7}Li leading by a large mass difference, depends on the coordination states (in the case of silicates, the affinity of Li for octahedral or tetrahedral sites) of the coexisting Li-bearing phases, i.e., minerals, melts, and fluids. Micas are (i) markers of magmatic differentiation, e.g., Černý, 1991 ; Černý et al., 1995 ; Marchal et al., 2014 ; Robles et al., 1995 ; Roda-Robles et al., 2006 ; (ii) common constituents of most granitic pegmatites; and finally (iii) extensively studied regarding the behavior of Li in their crystal lattices (Brigatti et al., 2001, 2003). Moreover, crystallization of mica can occur during all stages of pegmatite consolidation, thereby allowing access to the entire history of consolidation through Li-isotope signatures (London, 2008).

Unfortunately, only a few analyses have been performed on mica separates (Barnes et al., 2012 ; Teng et al., 2006 ; Tomascak et al., 1995; Wunder et al., 2007) and most of the published δ^{7}Li data were obtained from mica sampled within a single mineralized pegmatite body, e.g. Tanco pegmatite, Manitoba, Canada; Tin Mountain pegmatite, Black Hills, South Dakota, USA, which makes it difficult to establish − at the scale of the pegmatite field − the relationships between the degree of magmatic evolution of each pegmatite and the evolution of its δ^{7}Li signature.

In order to avoid problems related to scale and whole-rock analysis, we compiled δ^{7}Li (‰) mica analyses from each pegmatite type in the Monts d'Ambazac Pegmatite Field (MAPF, located in the northwest Massif Central, France). In this example, mica is a primary mineral and one of the main Li-bearing phases in the pegmatites. After a discussion of pegmatite classification, δ^{7}Li (‰) mica analyses from pegmatites and their host granite will be compared. In light of these results we will then: i) evaluate the possible genetic relationships between the Mont d'Ambazac host granite and the pegmatites; ii) discuss both the pattern of Li-isotope fractionation; and iii) the possible utility of employing δ^{7}Li analyses to delineate LCT-type mineral deposits.

2. Fractionation of Li isotopes in minerals and pegmatites

2.1. Li fractionation driven by bond-energy differences

According to Wenger & Armbruster (1991), Li-isotopes are sensitive to the coordination states of Li-bearing phases. The lightest isotope (^{6}Li) preferentially occupies octahedral sites (in mica for example) while ^{7}Li favours tetrahedral sites (granitic melt). Thus the $^{7}Li/^{6}Li$ ratio may vary in agreement with the energy bonds in lattices, and is therefore likely to be affected by crystallisation in which the influence of both tetrahedral and octahedral sites are active. Wunder et al. (2007, 2011) experimentally investigated Li-isotope fractionation between staurolite, lepidolite, spodumene and aqueous fluids (using a piston-cylinder press at 2 GPa and temperatures ranging from 500 to 900°C). Their results suggest that ^{7}Li is more concentrated in staurolite ($\Delta^{7}Li_{staurolite\text{-}fluid}$ = + 1.3 ‰ at 670°C) than in lepidolite ($\Delta^{7}Li_{mica\text{-}fluid}$ = - 2.55 ‰ at 350°C) or in spodumene ($\Delta^{7}Li_{spodumene\text{-}fluid} \approx$ - 4 ‰ at 500°C). Consequently, in the presence of an exsolved fluid phase or fluid-rich melt, ^{7}Li favours the fluid phase rather than the crystalline one (such as mica and spodumene). It therefore follows that $\delta^{7}Li$ values (the deviation in parts per thousand relative to the L-SVEC (NIST 8545)) are expected to be affected by the crystallisation of the various Li-bearing phases.

2.2. diffusion-driven vs. mixing-driven Li fractionation

In order to explain the systematic changes of Li concentrations and isotopic compositions in the country rocks with distance from the contact of the Tin Mountain pegmatite, Teng et al. (2006b) suggest that a solid-state diffusion of Li isotopes could induce Li fractionation. According to this study, Li-isotope fractionation is driven by thermal and Li-concentration gradients from the Li-rich pegmatite toward its country rocks. According to the same authors, this solid-state diffusion would be more efficient than the infiltration of Li-bearing fluid into the country rocks in explaining the systematic changes of Li-isotope ratios versus distance to the mineralised body. Li-isotope analyses performed on micas and whole rocks from the Tin Mountain pegmatite and host schist and amphibolite suggest that Li diffusion occurred over a distance of up to 10 m from the pegmatite into the country rock. Such diffusion occurred in an inter-connected supercritical fluid phase exsolved during pegmatite crystallisation, which interacted with mineral crystals. Such Li diffusion is mainly controlled by the effective interconnected porosity (a property of the country rocks) and results in high $\delta^{7}Li$ (‰) values and a strong [Li] increase within the country rock surrounding the Li-rich pegmatite.

This diffusive fractionation of lithium has been confirmed by Liu et al. (2010) by coupling lithium isotope analyses to 1-D and 2-D advection-diffusion numerical modelling for two country-rock profiles adjacent to Li-rich pegmatite dikes from the Florence County Pegmatite Field (Wisconsin, USA). Nevertheless, this diffusional fractionation continues to be debated, since Romer et al. (2014) have proposed a contrasting explanation to justify "exotic" Li-isotope compositions obtained on Thuringian granites. In contrast to the common view of Li transport being predominantly from the magma into the wall-rocks, Romer et al. (2014) suggested that fluids− released from the wall rocks during contact metamorphism− flowed into the granites and/or the pegmatite systems. Under this hypothesis the mixing of magmatic fluids (characterised by low δ^7Li values) and meteoric fluids (higher δ^7Li values) is considered to be the main chemical process driving Li-isotope fractionation. In another geogical context, Krienitz et al. (2012) have rejected the diffusion-driven Li fractionation to explain the homogenization of Li isotopic composition of ocean island basalts (2.4 to + 4.8 ‰). In contrast to Teng et al. (2006b), Krienitz et al. (2012) suggested that Li diffusion is driven only at small scale, by the difference of chemical potential of the coexisting phases, e.g., crystal and melt/fluid. In addition to the Li-diffusion's definition, the same authors demonstrated that the weak variation of Li isotopic compositions of the basalts reflects the mantle source heterogeneity, e.g., the recycling of altered/ dehydrated oceanic crust, sediment and the reworking of mantle wedge material, rather than the diffusive reactions between basaltic melt and wall-rocks.

2.3. δ^7Li values in LCT pegmatites

In order to investigate lithium isotope fractionation during granite differentiation and its latest stage, pegmatite consolidation, numerous studies have been undertaken on both whole rocks and mineral separates (mainly spodumene and Li-rich mica): see Fig.IV-1.

Teng et al. (2006a, b) measured δ^7Li in whole rocks and mineral separates from the Black Hills and the associated Tin Mountain pegmatite. These authors interpreted the low δ^7Li (+ 1.4 ‰) values obtained on a simple pegmatitic vein (WC-9 *in-situ* pegmatite) as indicating the absence of Li-isotope fractionation during partial melting and fractional crystallization. This low δ^7Li appears to reflect the source contribution. On the other hand, the heavier δ^7Li (> + 8 ‰ in average) found in Li-rich mica and spodumene are interpreted as the result of an extensive crystal fractionation (highly zoned pegmatite). The same interpretation has been proposed by Tomascak et al. (1995) for separated Li-muscovite. In addition to this magmatic fingerprint, mineral separates would have recorded any lithium isotope fractionation during fluid-crystal equilibrium. The increase of fluid content by fluid-phase separation or from an additional late

fluid phase may have played a key role in producing heavier secondary isotopic compositions (Teng et al., 2006b).

Magna et al. (2010) made a similar interpretation on a single muscovite pegmatite, suggesting that crystal-melt isotope fractionation during the terminal stages of granite differentiation (marked by the increase in Rb-content) would be responsible for the high δ^7Li (+ 8.9 ‰), see Fig.IV-1. However, it becomes difficult to establish relationships between these results and the genesis of LCT-type pegmatite fields since all the values were obtained from single pegmatite.

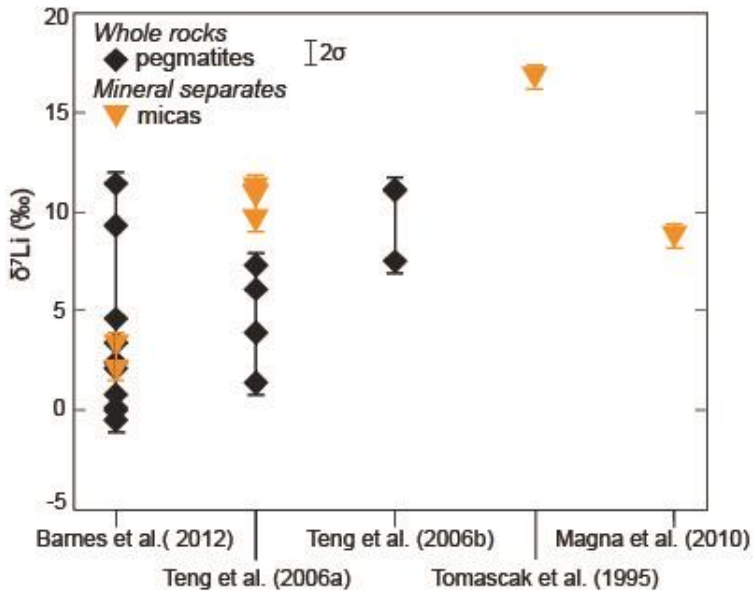


Figure IV-1: δ^7Li (‰) available in the literature and measured on whole rocks and Li micas from granite-pegmatite systems. Error bar represent the δ^7Li (‰) dispersion obtained for each pegmatite and/or granite.

Recently, Barnes et al. (2012) measured Li-isotope signatures from both whole-pegmatites and mineral separates from the Little Nahanni Pegmatite Group (LCT pegmatites, NWT, Canada), Fig.IV-1. In this study, which focused on the consolidation process of the final 15 % of pegmatite-forming melt, the highest δ^7Li values (+ 6 ‰ to + 12 ‰) obtained on whole-rocks are interpreted as the result of strong Li-isotope fractionation in an initially highly evolved peraluminous magma. The abundance of volatiles (H_2O and CO_2), fluxes (B, F, P) and rare-elements (including Be) have a drastic effect on Li-isotope behavior, e.g., formation of strong Li-F bonds in the melt, favouring the partitioning of Li-isotopes (Barnes et al., 2012 ; Jahn & Wunder, 2009). Barnes et al. (2012) find that a low δ^7Li is related to the less evolved pegmatite (characterized by high K/Rb and Li/Cs and low Nb/Ta ratios) while, on the other hand, a high δ^7Li value records an extreme Li-fractionation in a more evolved pegmatite (more advanced

magmatic fractionation marked by low K/Rb and Li/Cs ratios). However, this study addressed only Li-rich pegmatites (spodumene subtype pegmatite, after Černý & Ercit (2005)) whereas simple Li-poor quartz-feldspar-muscovite pegmatites are more common at this scale, e.g., Linnen et al., 2012. It is therefore difficult to apply these interpretations to the genesis and evolution of an entire LCT-type pegmatite field.

3. Geologic setting and sample description

3.1. Monts d'Ambazac Pegmatite Field

The Monts d'Ambazac rare-element pegmatite field (Limousin, France) is mainly emplaced within the Saint Sylvestre Granitic Complex (SSGC, Fig.IV-2). These rare-element pegmatites belong to an extended rare-element magmatic belt running through the northern edge of the French Massif Central (FMC; see Marignac & Cuney, 1999), dated at approximately 309 Ma, e.g., Cuney et al., 1992, 2002 ; Raimbault & Burnol, 1998.

More than 100 pegmatitic bodies have been identified in the MAPF (Burnol, 1974 ; Patureau, 1982 ; Louis Raimbault, 1998). Most of them are beryl-rich and match the beryl type of the LCT group defined by Černý& Ercit (2005). Few of these pegmatite dikes match the intermediate lepidolite-petalite subtype of the LCT group (Černý& Ercit (2005). These Li-rich bodies are found in the southern part of the SSGC, most of them intrusive into the coarse-grained γ_1 type St Sylvestre granite (Fig.IV-2) with a few exceptions intruding the para-autochtonous metamorphic unit that hosts the granite. The Chèdeville dike is the largest of the most differentiated bodies within the area. This Li-Be-Nb-Ta-Sn-rich pegmatite, which intrudes the granite, has been dated at 309 ± 0.9 Ma ($^{40}Ar/^{39}Ar$ method on lepidolite, Cheilletz et al., 1992) and 309 ± 5 Ma (LA-SF-ICP-MS U-Pb on columbite-tantalite group minerals, Melleton et al., 2011), whereas the granite of the SSGC has been dated at 324 ± 4 Ma (TIMS U-Pb on zircon and monazite, Holliger et al., 1986).

A recent study by Deveaud et al. (2013) shows that the emplacement of the MAPF is associated with a N015° fault system but does not seem to be related to the surrounding granites. However, the parental source of these rare-element pegmatites remains unknown.

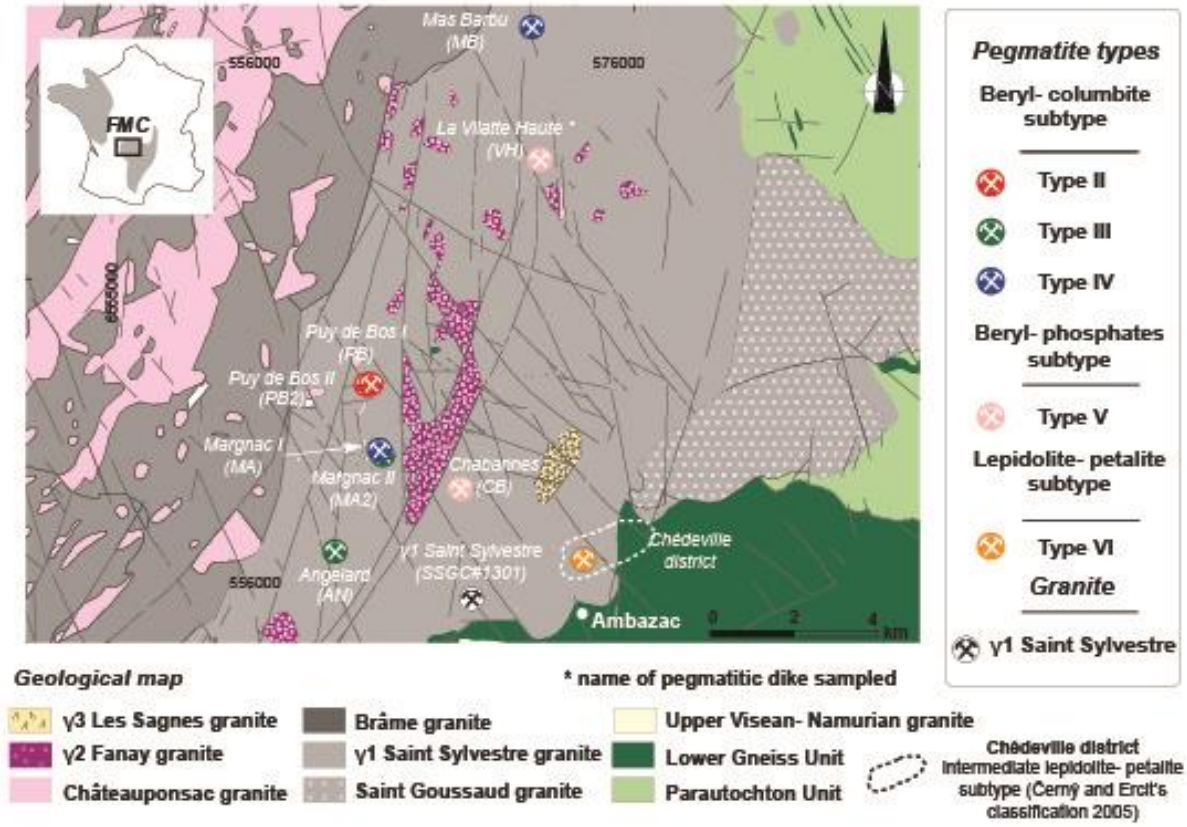


Figure IV-2: Geological map of the rare-element Monts d'Ambazac Pegmatite Field (MAPF), modified from Deveaud et al. (2013). Each pegmatite dike sampled during this study is located on the map. Pegmatites as are grouped according to their degree of differentiation, from Type II to Type VI pegmatites.

3.2. MAPF pegmatite classification

The pegmatite bodies of the MAPF can be classified using multiple parameters: the pegmatite/aplite volume ratio; textural and mineralogical observations; width and extension of dike. Following this approach, six pegmatite types have been identified:

Type I pegmatite is barren, characterised by a narrow width (0.5 m) and small extension (< 1 m). It is exclusively granitic in composition and limited to quartz, k-feldspars, biotite and muscovite. The graphic texture within k-feldspars is its only distinguishing criterion from the coarse-grained γ_1 host granite. This type will not be discussed further in this work.

Type II pegmatite is slightly larger than Type I (~ 1 m) and exhibits a small extension (~ 1.5 m). Contacts with host-rocks are very progressive. The mineralogy of Type II is similar to Type I with the addition of rare beryl and columbite-tantalite in limited amount. Its structure is very simple with two main units: graphic unit and intermediate unit but it lacks a quartz core

(Fig.IV-3a). Type II pegmatite may potentially contain a fine-grained leucocratic unit with cavities mainly filled by quartz and muscovite.

Type III pegmatite is about 5 m width on average. Type III mineralogy is identical to Type II with the addition of albite. Its structure is more complex since Type III is zoned from rim to core by five units: an external graphic unit; an intermediate unit; a second pegmatitic unit recognizable by the presence of skeletal quartz and biotite crystals; a blocky zone and, finally a quartz core. This type is characterized by the occurrence of an additional albitic unit with disseminated quartz and muscovite, which overlaps the sequence described above. Type III may also develop more or less continuous layered aplitic units, on the external parts of the pegmatite (Fig. IV-3b).

Type IV pegmatite is 5 to 10 m in width on average. Its mineralogy and internal zonation are quite similar to Types II and III but marked by the appearance of zinnwaldite and the development of phosphatic phases, e.g., apatite, in the inner portion of the pegmatite (Patureau, 1982). The layered aplitic unit is common in Type IV and larger than in Type III. In some cases, Type IV may be bounded by an extensive biotite layer at its contact with the host granite (Fig. IV-3c). The quartz core is also considerably larger (meter scale) in this type of pegmatite than in Types II and III (Fig.IV-3d).

Type V pegmatite is 15 m in width on average. It is characterized by the near absence of dark mica. Pegmatite zonation is similar to Type IV with an elongated quartz core and an extended aplitic unit developed in the external portion of the pegmatite, which significantly reduces the pegmatite/aplite volume ratio. The aplitic unit of Type V is mainly composed of quartz, albite and garnet (Fig.IV-3e).

Type VI pegmatite is exposed only on the southern edge of the SSGC. The width of these pegmatitic dikes varies, depending on their host, from a few centimeters in the gneisses of the para-autochtonous unit up to some 3 m on average in granite (Louis Raimbault, 1998). In either case, the contact with the host rock is sharp. The mineralogy of Type VI is quite complex with quartz, k-feldspars, albite, muscovite, zircon, lepidolite, petalite and phosphates, e.g., amblygonite, montebrasite, apatite, and bertrandite. Sn, Nb and Ta oxides are also present (Louis Raimbault, 1998). The internal structure of Type VI pegmatites is composed of four units which are repeated throughout the dike: 1) blocky zone containing petalite (cm) and a fine-grained quartz-lepidolite association; 2) a layered blocky zone; 3) a massive aplitic unit with mainly quartz, albite, muscovite and lepidolite occurrences; and 4) a complex unit with mainly petalite,

quartz and lepidolite blocks in a layered and disrupted matrix by triangular k-feldspars (Fig.IV-3f).

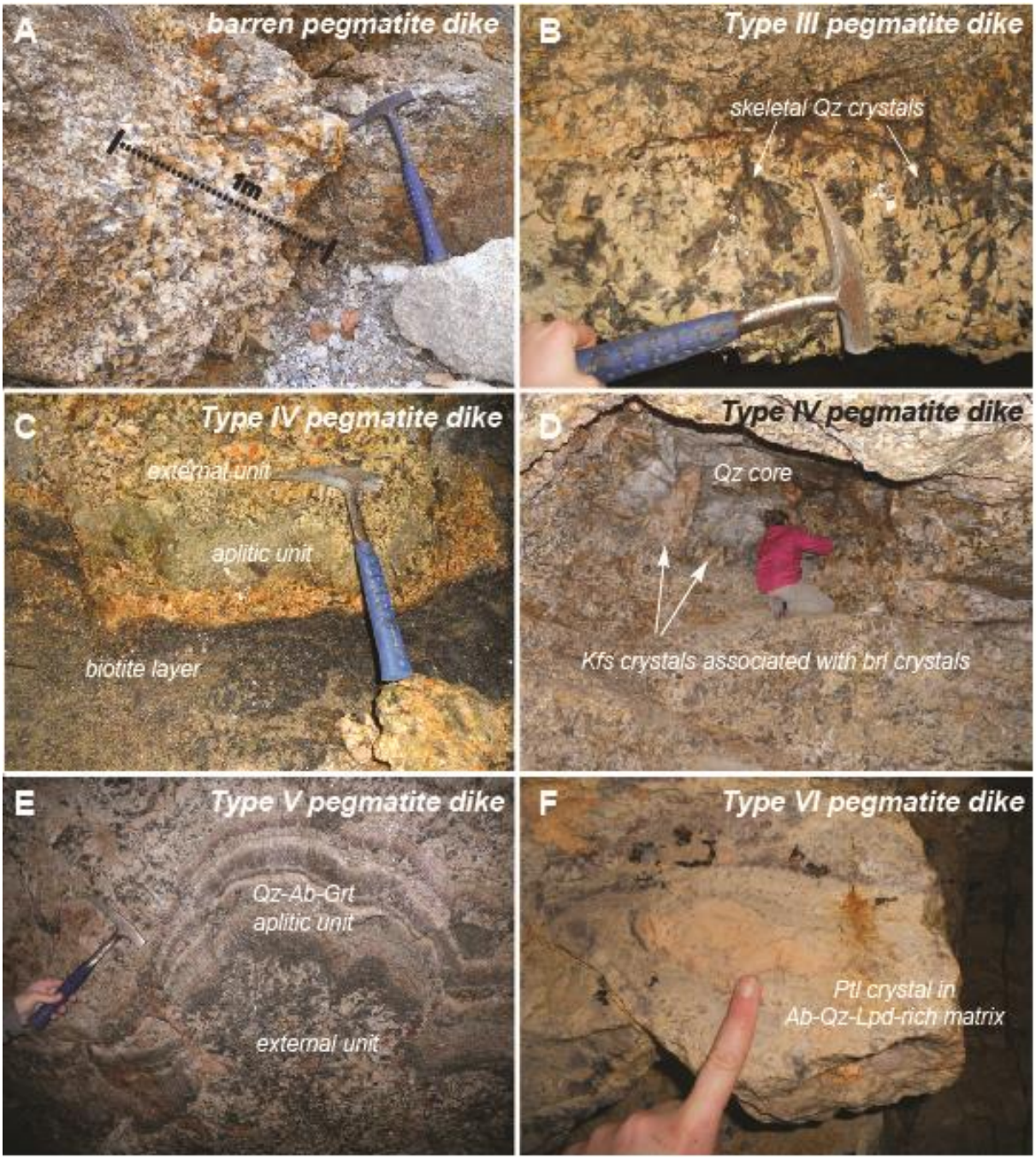


Figure IV-3: A) Example of Type II pegmatitic dike. B) Skeletal texture of biotite and quartz crystals observed in intermediate unit of some Type III pegmatites. C) Extensive biotitization at the exocontact of a Type IV pegmatitic intrusion. Discontinuous layered aplite is visible above this metasomatic contact. D) Quartz core showing centimetric beryl crystals in the inner portion of a Type IV pegmatite. E) Disrupted layered aplite in external portion of a Type V pegmatite. F) Blocky zone in Type VI pegmatite with centimetric crystals enclosed in a layered albite- lepidolite- quartz matrix. Mineral abbreviations according to Whitney & Evans (2010).

3.3. Sampling and micas

3.3.1. Sampling

Pegmatite name refers to locality, # year of sampling and pegmatitic unit; 01 for intermediate unit, 02 for internal and 03 for undetermined.

All beryl-subtype pegmatites exhibit a common intermediate unit mainly composed of quartz, k-feldspars, muscovite and biotite crystals averaging 1.5 cm in size. Taking into account the diversity of pegmatite types, textures and accessibility, dark and white micas from eight pegmatites were sampled in each intermediate unit (Sample locations shown in Fig. 2). The amount of biotite significantly decreases with pegmatitic differentiation from Type II to Type VI. More evolved pegmatites of Type IV and V – (Samples VH, CB and CHED) are devoid of biotite or contain biotite in limited amounts in the external intermediate unit. Given this observation, the comparison of chemical and Li-isotopic compositions of biotite and muscovite is not possible for Type II (biotite only, PB), Type V (white mica only, CB, VH), or Type VI (lepidolite only, CHED). Both external and core units from two pegmatite bodies of Type IV (Sample MB) and Type V (Sample CB) were sampled, to study Li-fractionation within a single mineralized body. Finally, δ^7Li (‰) in biotite from the γ_1 Saint Sylvestre granite (SSGC#13) was analysed to compare with that from micas in pegmatite.

3.3.2. Microscopic description

In most cases, biotite is about 1 cm in size. It contains apatite and/or quartz inclusions. Some of these biotite crystals are fractured and the fractures are filled with quartz and k-feldspars (Fig.IV-4a, b). Only one generation of biotite has been recognized in each type.

In contrast, muscovite is present in all pegmatite types and provides a possible overview of the entire pegmatite suite. Two main generations of muscovite are recognized under the optical microscope. The first generation is characterized by large, more or less altered crystals (Fig.IV-4c) and a second generation composed of fine-grained muscovite occurs as a pseudomorphic replacement, mainly of feldspars (Fig.IV-4d). No optical distinction could be made between muscovites from distinct pegmatite types. However, in the less evolved pegmatites we observe “books” of muscovite sheets, which unlike primary muscovite from the highly evolved pegmatites is disseminated in the matrix. Primary intergrowths of biotite and muscovite have been observed from Type II to Type IV pegmatites. Lepidolite has been described only in Type VI pegmatites. Lepidolite is firstly recognizable as having a lower

birefringence color than muscovite and secondly because it rarely occurs in single crystals but more typically in fine-grained masses (quartz and lepidolite crystals < 1 mm in size, Fig.IV-4e). No particular alteration is observed in this sample.

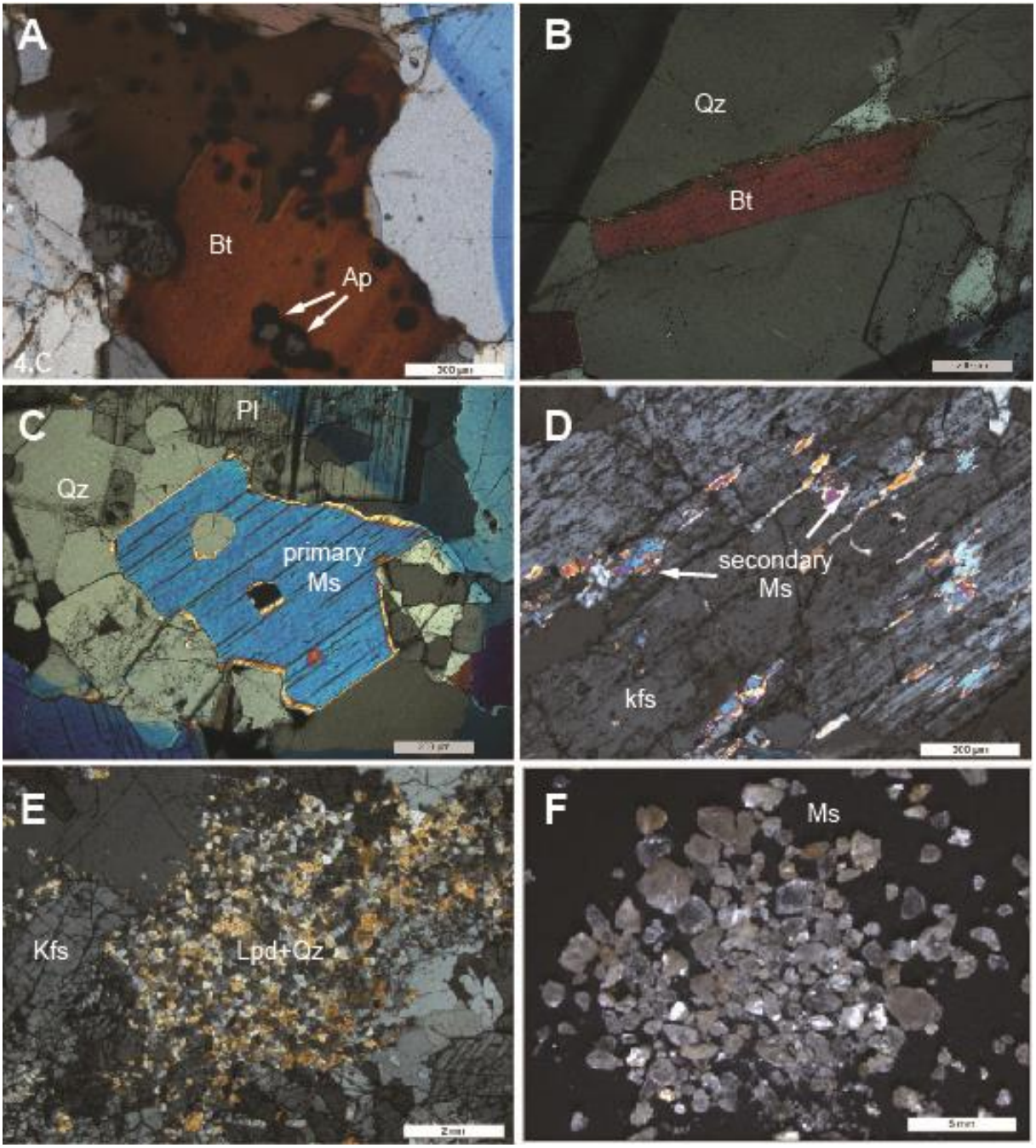


Figure IV-4: Microscopic cross-polarized light observations of various mics from MAPF. (A) Apatite and zircon inclusions in biotite from Saint-Sylvestre granite. (B) Primary Type IV biotite. (C) Primary generation of muscovite in Type V pegmatite. (D) Pervasive sericitic alteration in k-feldspar crystals from Type III pegmatite. € Massive quartz- lepidolite crystals observed only in Type VI pegmatite. (F) Handpicked fresh muscovite from Type IV pegmatite. Mineral abbreviations according to Whitney & Evans (2010).

4. Analytical procedures

4.1. In situ analysis

In order to assess the variability of mineral compositions, the major elements and Li contents of micas were measured, respectively using an SX-5 CAMECA electron microprobe at the Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), and Laser ablation ICP-MS (Laboratoire Magma et Volcan, Clermont Ferrand, France). The measurements were performed only on separated fresh mica crystals mounted in epoxy (Fig. 4F) and are presented in Table 1. Microprobe analyses were made at 15 kV, with a mean beam current of 10 nA, an average diameter of between 3 and 5 µm, and a counting time of 20 sec for analytical peaks and 10 sec for lower and upper backgrounds. The standards used for calibration were as follows: albite (Si, Na, K), MgO (Mg), Al_2O (Al), topaz (F), apatite (P), andradite (Ca), orthoclase (K), Fe_2O (Fe), vanadinite (Cl) and MnTi standard (Mn, Ti). The lithium contents of micas were obtained using an Agilent 7500 series inductively coupled plasma mass spectrometer coupled to a Resonetics 193 nm ArF Excimer Laser with a standard ~ 30 cm² cell and 100% flushing with He (mixed with Ar + N_2 after the cell). The laser beam was focused to a 25-µm spot, with energy of 5 J/cm² and a 4 Hz repetition rate; the beam was rastered along a 100-200 µm line at 10 $\mu m.s^{-1}$. Data calibration was achieved using the bracketing technique over an NIST 612-glass (Pearce et al., 1997) analysed every 20 spots. A BCR-glass was used as control standard (Jochum et al., 2005).

4.2. Composition and Li-isotopic signatures of mica solutions

Measurements of Li-isotopic signatures of mica solutions were performed in the Laboratory Division of the BRGM (Orléans, France) and are presented in Table.IV-2 and Table.IV-3 respectively. After having been handpicked, fresh micas were dissolved following the procedure of Millot et al. (2010). Aliquots of the solution were analysed beforehand for trace elements, i.e., Be, Ba, Cs, Li, Nb, PO4, Rb, Sn, Sr, Ta, Ti and Zn, using ICP-AES. The chemical separation/purifications were performed by ion chromatography in a clean laboratory, as required to obtain a pure mono-elemental solution (technical procedure modified from James & Palmer, 2000). Lithium isotopic compositions were measured on a double focusing Neptune MC-ICP-MS (ThermoFinnigan). $^7Li/^6Li$ were normalized to an L-SVEC standard solution (NIST SRM 8545, Flesch, 1973) following the standard-sample bracketing method (see Millot et al., 2004 for more details). The external reproducibility of repeatedly analyzed standard solutions (seawater IRMM BCR-403 and basalt JB-2) is given as 2σ (± 0.5 ‰). A $2\sigma_m$ internal error ranging from 0.1 to 0.2 ‰ was obtained for each measurement. For each sample, the number of

replicates is taken into account in the internal error ($2\sigma_m$). Instrument operating conditions and the chemical procedures employed are described in Millot et al (2004, 2010).

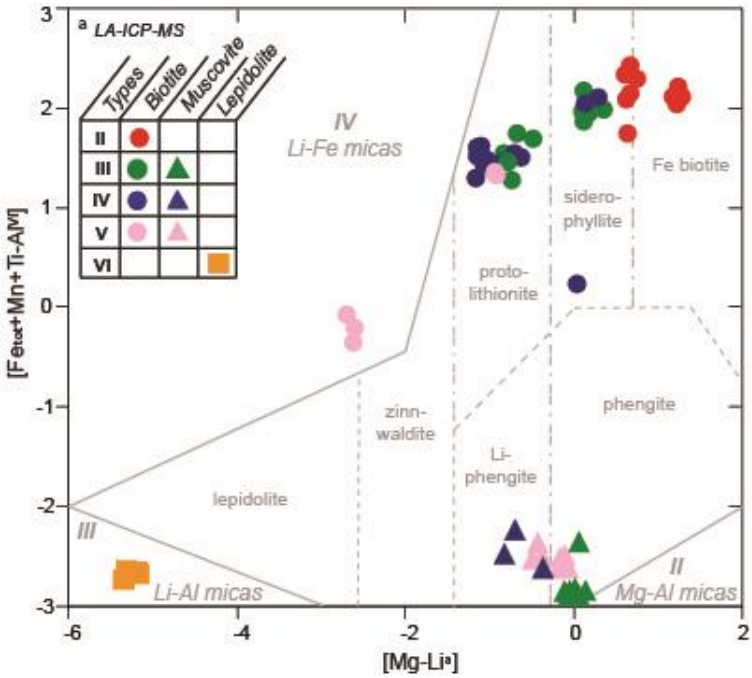


Figure IV-5: Compositional fields of natural trioctahedral and dioctahedral micas plotted on a diagram [Mg-Li] *vs.* [Fe_{tot}+ Mn+ Ti- Al_{VI}] after Tischendorf et al. (1997). Major elements and Li content (ppm) obtained o separated mica mounts by the CAMECA microprobe (ISTO, Orléans) and LA- ICP-MS (LMV, Clermont-Ferrand, respectively.

Mineral	**Bt**	**Bt**	**Bt**	**Bt**	**Bt**	**Bt**	**Bt**	**Lpd**	**Ms**	**Ms**	**Ms**	**Ms**	**Ms**	**Ms**	**Ms**	**Ms**	**Ms**	**Ms**
Pegmatite type	**II**	**III**	**IV**	**IV**	**III**	**IV**	**V**	**VI**	**III**	**III**	**III**	**III**	**V**	**V**	**V**	**V**	**IV**	**IV**
n points	*12*	*6*	*8*	*5*	*6*	*6*	*4*	*4*	*1*	*2*	*2*	*2*	*2*	*2*	*2*	*1*	*2*	*1*
SiO2	34,64	35,86	34,73	34,71	34,74	35,16	38,72	48,83	45,48	44,77	44,99	45,15	44,26	44,46	44,31	44,62	44,62	44,34
TiO2	2,78	1,70	0,78	0,78	2,21	1,55	0,79	0,04	0,30	0,71	0,52	0,54	0,14	0,05	0,04	0,21	0,12	0,16
Al2O3	19,35	21,18	22,47	22,35	20,08	20,93	23,29	26,89	33,81	33,91	33,75	32,56	33,07	32,69	32,58	33,22	32,03	32,79
FeO	21,37	21,48	23,10	22,86	21,89	21,53	16,56	0,05	2,19	1,94	2,06	2,83	3,94	4,04	4,53	4,23	4,84	3,35
MgO	5,28	1,62	0,32	0,31	3,35	2,08	0,47	0,02	0,73	0,76	0,84	1,01	0,16	0,16	0,17	0,16	0,17	0,46
MnO	0,25	0,62	0,80	0,73	0,85	0,47	0,50	0,45	0,07	0,05	0,09	0,03	0,13	0,14	0,11	0,30	0,11	0,02
CaO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,13	0,20	0,19	0,15	0,11	0,16	0,17	0,36	0,72	0,60	0,60	0,59	0,54	0,40	0,52	0,62	0,34	0,55
K2O	8,79	8,80	8,61	8,63	8,73	8,86	9,22	10,29	9,34	9,29	9,52	9,52	9,59	8,75	9,64	9,24	9,82	9,47
F	1,83	3,50	3,29	3,52	2,43	3,45	5,22	8,18	1,88	1,26	1,46	1,51	2,08	1,84	2,18	2,10	1,77	2,10
Cl	0,04	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,04	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,06	0,01	0,00	0,01	0,03
Total	94,46	94,97	94,31	94,07	94,41	94,19	94,94	95,18	94,53	93,30	93,84	93,75	93,91	92,59	94,09	94,69	93,83	93,27
Li_2O[a]	0,35	0,71	0,38	0,37	0,38	0,50	1,53	4,45	3,49	3,28	3,35	3,39	3,13	3,19	3,15	3,24	3,24	3,16
OH	0,75	0,06	0,07	0,01	0,47	0,18	0,00	0,84	0,85	0,90	1,20	1,17	1,23	1,20	1,22	1,22	1,20	1,22
Total	95,57	95,74	94,75	94,45	95,26	94,88	96,48	100,48	98,87	97,48	98,38	98,32	98,28	96,98	98,46	99,15	98,27	97,64
O=F	0,41	0,79	0,74	0,79	0,55	0,78	1,18	3,45	0,16	0,11	0,61	0,64	0,87	0,77	0,92	0,88	0,75	0,89
O=Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Total	95,98	96,53	95,49	95,25	95,81	95,66	97,65	103,93	99,03	97,60	98,99	98,96	99,15	97,76	99,38	100,03	99,02	98,53
Site-T																		
Si	5,44	5,64	5,57	5,59	5,51	5,60	5,92	6,43	5,99	5,89	5,92	5,94	5,83	5,85	5,83	5,87	5,87	5,84
Al4	2,56	2,36	2,43	2,41	2,49	2,40	2,08	1,57	2,01	2,11	2,08	2,06	2,17	2,15	2,17	2,13	2,13	2,16
Σ	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Site-M																		
Ti	0,33	0,20	0,09	0,09	0,26	0,19	0,09	0,00	0,03	0,07	0,05	0,05	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02
Al6	1,02	1,57	1,81	1,83	1,26	1,54	2,11	2,74	3,21	3,17	3,17	3,03	3,06	3,05	3,00	3,08	2,95	3,04
FeTot	2,81	2,83	3,10	3,08	2,90	2,88	2,13	0,01	0,24	0,21	0,23	0,31	0,43	0,44	0,50	0,47	0,53	0,37
Mg	1,24	0,38	0,08	0,07	0,79	0,49	0,11	0,00	0,14	0,15	0,16	0,20	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,09
Mn	0,03	0,08	0,11	0,10	0,11	0,06	0,06	0,05	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01	0,00
Li	0,22	0,44	0,24	0,24	0,24	0,32	0,94	3,41	0,78	0,52	0,61	0,63	0,86	0,76	0,91	0,87	0,74	0,88
Σ(Al,Fe,Mg,Ti)	5,39	4,97	5,08	5,07	5,22	5,10	4,44	2,76	3,62	3,61	3,61	3,59	3,54	3,54	3,54	3,60	3,53	3,52
ΣAltotal	3,58	3,93	4,25	4,24	3,75	3,93	4,19	4,31	5,22	5,28	5,24	5,08	5,24	5,20	5,17	5,21	5,08	5,21
Site-A																		
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,04	0,06	0,06	0,05	0,03	0,05	0,05	0,09	0,18	0,15	0,15	0,15	0,14	0,10	0,13	0,16	0,09	0,14
K	1,76	1,77	1,76	1,77	1,77	1,80	1,80	1,73	1,57	1,56	1,60	1,60	1,61	1,47	1,62	1,55	1,65	1,59
Σ(Ca, Na, K)	1,80	1,83	1,82	1,82	1,80	1,85	1,85	1,82	1,75	1,71	1,75	1,75	1,75	1,57	1,75	1,71	1,73	1,73
Site-OH																		
F	0,91	1,74	1,67	1,79	1,22	1,73	2,51	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Cl	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	1,18	0,92	0,87	0,89	0,90	0,83	0,84	0,83	0,86	0,86	0,84
OH	1,08	0,26	0,33	0,20	0,78	0,26	-	0,81	1,08	1,13	1,11	1,10	1,17	1,14	1,16	1,14	1,14	1,16
Σ(F, Cl, OH)	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,52	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Total	17,20	16,80	16,90	16,89	17,02	16,95	16,80	14,58	15,38	15,32	15,36	15,34	15,29	15,11	15,29	15,31	15,26	15,25
%OH	1,06	0,27	0,23	0,18	0,73	0,33	0,05	0,84	1,16	1,21	1,20	1,17	1,23	1,20	1,22	1,22	1,20	1,22
Fe/(Fe+Mg)	0,69	0,88	0,98	0,98	0,79	0,85	0,95	0,58	0,63	0,59	0,58	0,61	0,93	0,93	0,94	0,94	0,94	0,80
[Mg-Li][b]	0,65	-0,70	-1,06	-1,11	0,22	-0,26	-2,22	-5,26	0,02	-0,11	-0,02	0,01	-0,17	-0,10	-0,41	-0,49	-0,76	-0,36
[Fe_{tot} + Mn +Ti - Al_{VI}]	2,15	1,54	1,49	1,44	2,02	1,59	0,17	-2,68	-2,93	-2,88	-2,88	-2,66	-2,60	-2,59	-2,49	-2,56	-2,39	-2,65
Trace elements																		
Li (ppm)[b]	2715,56	4976,41	5232,38	5483,66	2634,72	3474,87	10746,02	24289,04	572,33	1201,85	849,09	849,09	920,59	587,52	2031,73	2397,09	3666,74	2087,76
Li (wt. % calculated)	0,59	1,08	1,13	1,19	0,57	0,75	2,33	5,26	0,12	0,26	0,18	0,18	0,20	0,13	0,44	0,52	0,79	0,45

Geochemical composition were obtained in situ to test the homogeneity of chemical composition of micas analyzed by NEPTUNE MC-ICP-MS. Li content was obtained by LA-ICP-MS Agilent 7500 series

[a] after Tischendorf et al. (1997)

[b] LA-ICP-MS (LMV, Clermont-Ferrand, France)

Table IV-1: Major and trace element compositions of biotite, muscovite and lepidolite crystals sampled for this study, measured by the SX5-CAMECA electron microprobe.

5. Results

5.1. Mica composition as marker of magmatic differentiation

Major-element compositions of white and dark micas are plotted according to Tischendorf et al. (1997), Fig.IV-5. *In situ* measurements of Li (LA-ICPMS) are preferred to more precisely determine white and dark mica compositions and to investigate the Li distribution at crystal scale. Whereas the white mica compositions are fairly homogeneous and correspond to Li-phengite and lepidolite ([Mg-Li] < - 3), biotite composition exhibits a much larger variability, trending from Fe-biotite to the proto-lithionite group, corresponding to enrichment in Al and Li from Type II to Type V pegmatites. The Fe/(Fe + Mg) ratio increases with decreasing Al_{IV} and Ti from Type II to Type V pegmatites, whereas the same Fe/(Fe + Mg) ratio is proportional to the Al_{VI}- and Mn- contents of biotites from the less differentiated Type II pegmatite to the more differentiated Type V pegmatite (Fig.IV-6).

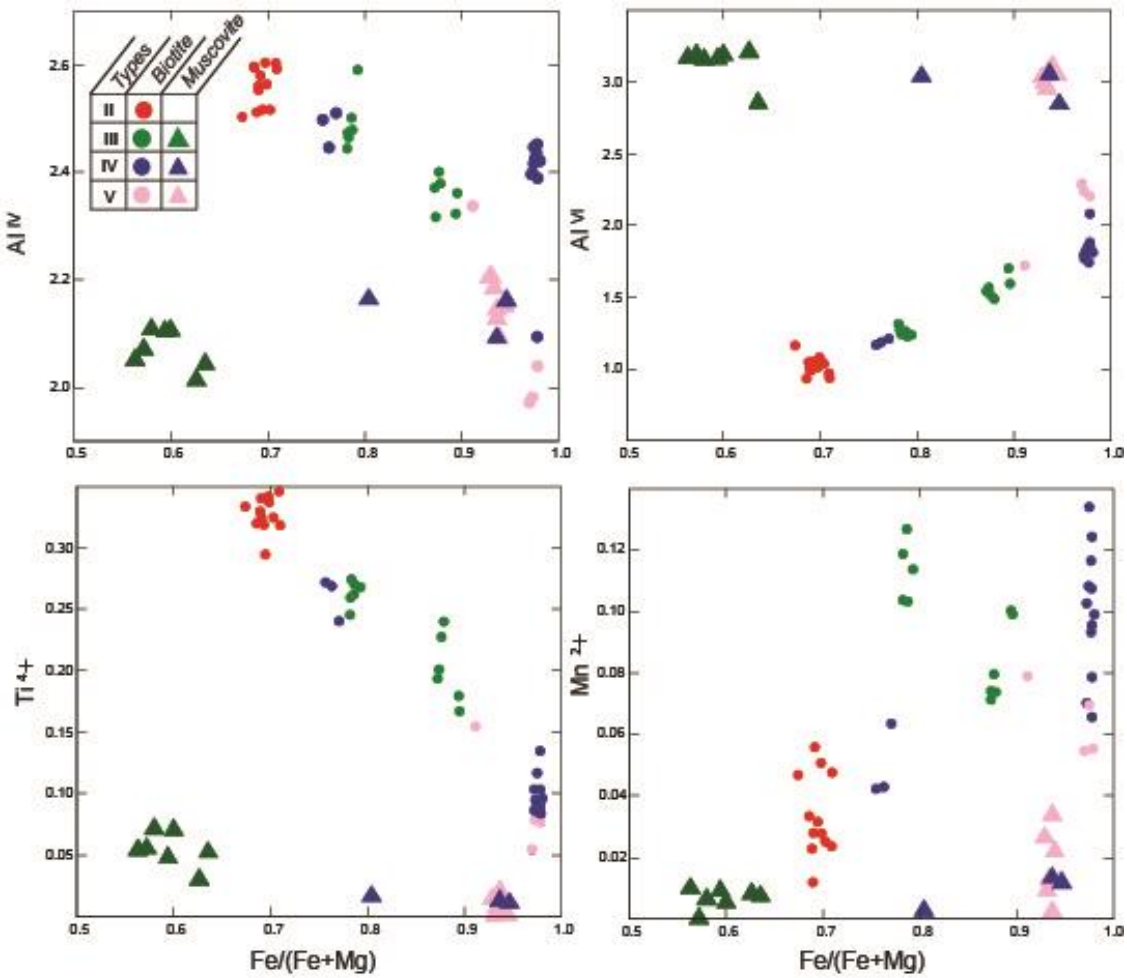


Figure IV-6: Structural components of biotite: Al_{IV} *vs.* Fe/(Fe + Mg), Al_{VI} *vs.* Fe/(Fe +Mg), Ti^{4+} vs. Fe/(Fe + Mg), and Mn^{2+} *vs.* Fe/(Fe + Mg) for each pegmatite type from MAPF, obtained by the CAMECA microprobe (ISTO, Orléans) on separated mica mounts.

Muscovite samples are characterized only by the variation of their Fe/(Fe + Mg) ratios, the lowest value being obtained for Type III muscovite whereas the highest value is obtained on Type V muscovite (Fig.IV-6). However, in both cases, white and dark mica compositions are distinguished by their pegmatite type.

The K/Rb ratio in mica decreases with the degree of pegmatite-forming melt evolution, e.g., Černý, 1981 ; Foord et al., 1995 ; Li et al., 2015 ; Marchal et al., 2014. The Li vs. K/Rb ratio (Fig. 7) shows a good agreement between the micas' compositions and the classification previously described. Type II pegmatite has the highest K/Rb and the lowest [Li] and is therefore likely to be the less fractionated magma. Biotite aliquots are richer in Li (from ~ 2100 ppm to ~ 5500 ppm) and characterized by lower K/Rb ratios (between 15 and 34) than muscovite aliquots, with ranges of from 627 to 2807 ppm and 18 to 68 ppm respectively (Fig.IV-7).

One sample (VH#1302) of Type V muscovite is distinguished from the other by having the highest [Cs] and [Sn] and the lowest K/Rb ratio (~ 18). Trace element contents in white and dark mica (Li, Cs Be and Sn, Fig.IV-8) also reveal compositional changes that are in agreement with the pegmatite classification. However, trace element contents in white mica are systematically lower than in dark mica, except for [Be] and [Sn].

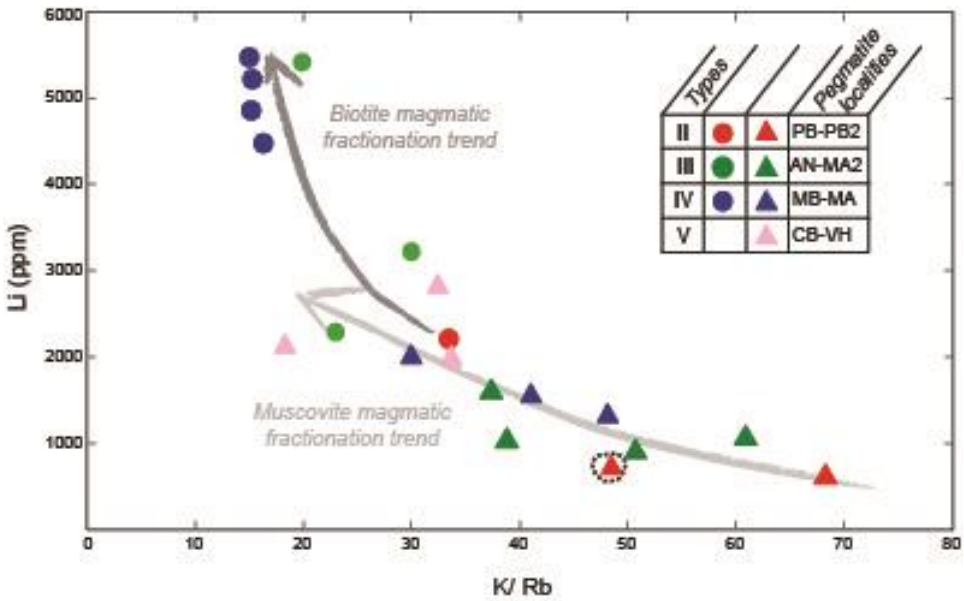


Figure IV-7: Li content of each biotite and muscovite solution plotted against the K/Rb ratio, obtained by ICP-AES (Laboratory Division, BRGM). Elemental K/Rb ratio is used as marker of pegmatite-forming melt differentiation.

5.2. δ^7Li (‰) of mica

The 24 Li isotope analyses from MAPF micas performed in this study exhibit a range of δ^7Li values of from -3.6 to +3.4 ‰ (Tab.IV-3 and Fig.IV-9). These results are consistent with those obtained by Teng et al. (2004) on the average upper continental crust of 0 ± 2 ‰ (at 1σ) and on I- and S-type granite matrices (-2.5 to +2.7 ‰). However, most of the values fall within a narrow range: between - 2 and + 2‰. The two outliers have lower (- 3.6 ‰) and higher (+ 3.4 ‰) δ^7Li values. The white mica providing the highest value corresponds to an internal part of a Type V pegmatite. Interestingly, white mica from the intermediate part (CB#1301) of the same pegmatite gives a δ^7Li value of - 1.7 ‰. Similarly, three distinctive biotite δ^7Li values were also obtained from different parts of a single pegmatite body, ranging from - 1.3 to + 0.8 ‰ (MB pegmatite, Fig.IV-9). This narrow δ^7Li range does not show any clear relationship to pegmatite type or even Li content in mica. The δ^7Li value obtained from biotite of the Saint Sylvestre Granite (- 1.5 ‰; SSGC#13; Fig.IV-9) is similar to δ^7Li analyses of biotite from Type IV pegmatite (Sample MB#1303) and is no different from the main range of δ^7Li defined by most of the micas extracted from pegmatites of the MAPF.

Sample	AN#1301	AN#1302	AN#1301	MA#1301	MA#1301	MA2#1301	MA2#1301	MA2#1302	MA2#1302	MB#1301	MB#1302	MB#1302	MB#1303	MB#1303	PB2#1301	PB2#1301	PB#1301	VH#1302	CB#1301	CB#1302	CHFD#1302
Mineral	Ms	Ms	Bt	Ms	Bt	Ms	Bt	Bt	Ms	Bt	Bt	Ms	Bt	Ms	Ms	Bt	Ms	Ms	Ms	Ms	Lep
Type	III	III	III	IV	IV	III	III	III	III	IV	IV	IV	IV	IV	II	II	II	V	V	V	VI
Ba	72	12	71	24	13	4	10	79	55	3	3	4	40	43	47	27	11	3	6	3	8
Be	19	22	7	23	12	26	15	6	18	22	10	22	10	28	13	7	17	22	29	20	64
Cs	71	100	612	51	1390	28	910	170	25	259	280	100	1210	64	25	120	28	305	138	130	600
K	79600	76750	61125	74770	68570	83150	72550	66220	75400	65460	67560	75740	79200	74300	78000	60500	80400	75200	79400	78500	46400
Li	935	1040	2320	1350	4475	1590	5400	3200	1050	4870	5200	2000	5470	1550	630	2100	725	2130	1970	2800	13500
Na	6370	4915	1820	4900	1500	5000	1380	1300	5240	1630	1930	4500	2110	4770	5800	1500	6180	3550	4970	3800	6190
Nb	110	161	215	120	396	160	400	220	103	610	610	190	375	130	120	252	140	200	195	150	100
PO4	580	667	< b.d.l	384	770	< b.d.l	< b.d.l	160	340	< b.d.l	185	< b.d.l	< b.d.l	30	242	175	440	< b.d.l	425	< b.d.l	6316
Rb	1570	1977	2660	1555	4200	2230	3650	2210	1240	4300	4480	2520	5320	1800	1150	1800	1580	4100	2350	2420	4500
Sn	152	230	26	158	20	220	7	4	100	27	35	185	55	245	90	27	140	540	270	230	150
Sr	4	2	3	2	1	1	1	1	3	0	0	1	1	2	3	3	1	0,3	1	1	22
Ta	18	27	50	16	95	20	65	38	15	86	90	30	86	20	12	30	10	24	37	24	122
Ti	2630	1810	10000	2550	10550	1650	10600	15000	2140	4050	4280	925	10200	2660	2850	12000	1680	406	1310	1050	56
Zn	134	157	1050	200	1494	230	1600	1350	123	2340	2210	460	1820	190	100	1230	170	620	320	340	64
K/Rb	51	39	23	48	16	35	20	30	60	15	15	30	15	42	70	33	51	18	34	32	10
Nb/Ta	6	6	4	8	4	8	6	6	7	7	7	6	4	6,5	10	8	14	8	5	6	1

b.d.l. below Detection Limit

Table IV-2: Major and trace element compositions of mica aliquots used for Li isotope analyses, measured by ICP-AES.

Fig.IV-10 shows δ^7Li (‰) analyses of mica aliquots versus trace element contents (Be, Cs and Rb) and Nb/Ta ratio. According to London (2008), these particular elements can provide some insights regarding fractionation behavior. [Cs] increases in differentiated pegmatitic magma while [Be] decreases. Rb is commonly strongly compatible with potassium-bearing minerals such as micas during pegmatite consolidation (Černý et al., 1995). Finally, the Nb/Ta ratio is supposed to decrease with magmatic differentiation since high [Li] is required to precipitate Ta-oxides from a granitic melt, e.g., Linnen, 1998.

Fig.IV-10 does not show any clear relationship between δ^7Li and [Rb], [Be] or [Cs]. Muscovite shows a very limited variation of [Cs], [Be] but δ^7Li (‰) show a wide variability. On

the other hand, [Cs] and [Be] contents in biotite are much less variable with a narrower δ^7Li range. Although [Rb] displays considerable variability in both muscovite and biotite, no correlation can be clearly established. Similarly, the Nb/Ta ratio variation cannot be related to δ^7Li behavior. Interestingly, lepidolite from Type VI has the highest [Be] and lowest Nb/Ta ratio, but its δ^7Li is very similar to any other mica.

Pegmatite	Type	Sample	Name	Mineral	Unit[a]	Li[b] (ppm)	**δ^7Li (‰)**	n[c]	2σm
PB2	II	PB2#1301	PEG01	Ms	interm	630	**-0,8**	1	0,1
PB2	II	PB2#1301	PEG02	Bt	interm	2140	**1,8**	1	0,1
PB	II	PB#1301	PEG03	Ms	interm	725	**-3,6**	1	0,2
AN	III	AN#1301	PEG04	Ms	interm	935	**-1,5**	2	0,2
AN	III	AN#1302	PEG05	Ms	int	1040	**-1,3**	1	0,1
AN	III	AN#1301	PEG06	Bt	interm	2320	**0,5**	1	0,1
MA2	III	MA2#1301	PEG07	Ms	interm	1600	**-1**	1	0,1
MA2	III	MA2#1301	PEG08	Bt	interm	5420	**1,6**	1	0,1
MA2	III	MA2#1302	PEG09	Bt	int	3210	**-0,6**	1	0,1
MA2	III	MA2#1302	PEG10	Ms	int	1050	**-1,3**	1	0,1
MA	IV	MA#1301	PEG11	Ms	interm	1350	**0**	1	0,1
MA	IV	MA#1301	PEG12	Bt	interm	4475	**0,2**	1	0,1
MB	IV	MB#1301	PEG13	Bt	interm	4870	**-0,2**	1	0,1
MB	IV	MB#1302	PEG14	Bt	int	5200	**0,8**	1	0,1
MB	IV	MB#1302	PEG15	Ms	int	2000	**-1,3**	2	0,2
MB	IV	MB#1303	PEG16	Bt	int	5470	**-1,3**	1	0,1
MB	IV	MB#1303	PEG17	Ms	int	1550	**-1,8**	1	0,1
VH	V	VH#1302	PEG18	Ms	int	2130	**1,7**	1	0,2
CB	V	CB#1301	PEG19	Ms	interm	1970	**-1,7**	1	0,1
CB	V	CB#1302	PEG20	Ms	int	2800	**3,4**	1	0,1
CHED	VI	CHED#1302	PEG21	Lpd	int	13500	**-2**	2	0,1
Granite		SSGC#13	GRA01	Bt		2050	**-1,5**	1	0,1

[a]interm for intermediate unit; int for internal unit
[b]Li- content of each aliquot obtained by ICP- AES, at BRGM, LAB/ISO Unit (Orléans, France)
[c]number of measures

Table IV-3: Measurements of δ^7Li values (‰) in the MAPF micas associated with Li content.

6. Discussion

6.1. White- and dark-mica composition as reflective of pegmatite differentiation

In this study, *in situ* Li content is used instead of estimating Li by electron microprobe which drastically minimizes [Li] (Tischendorf et al., 1997; Fig.IV-5). Taking account these higher [Li] values, we can justify the outliers (Type V dark mica, Type VI white mica) in the Tischendorf et al. (1997) classification as belonging to the zinnwaldite and lepidolite groups respectively. The dark micas sampled in Type II pegmatites are more ferromagnesian than those sampled in Type V pegmatites, which are characterized by an increase of [Li] and a decrease in

the Fe/(Fe + Mg) ratio. White mica compositions are more homogenous with only slight variation of [Mg-Li] which decreases for Types IV and V. This result is also consistent with the pegmatites' field classification. Lepidolite is the richest in Li, defined by [Mg - Li] lower than -5. In addition, white and dark micas' major compositions vary according to the pegmatite type.

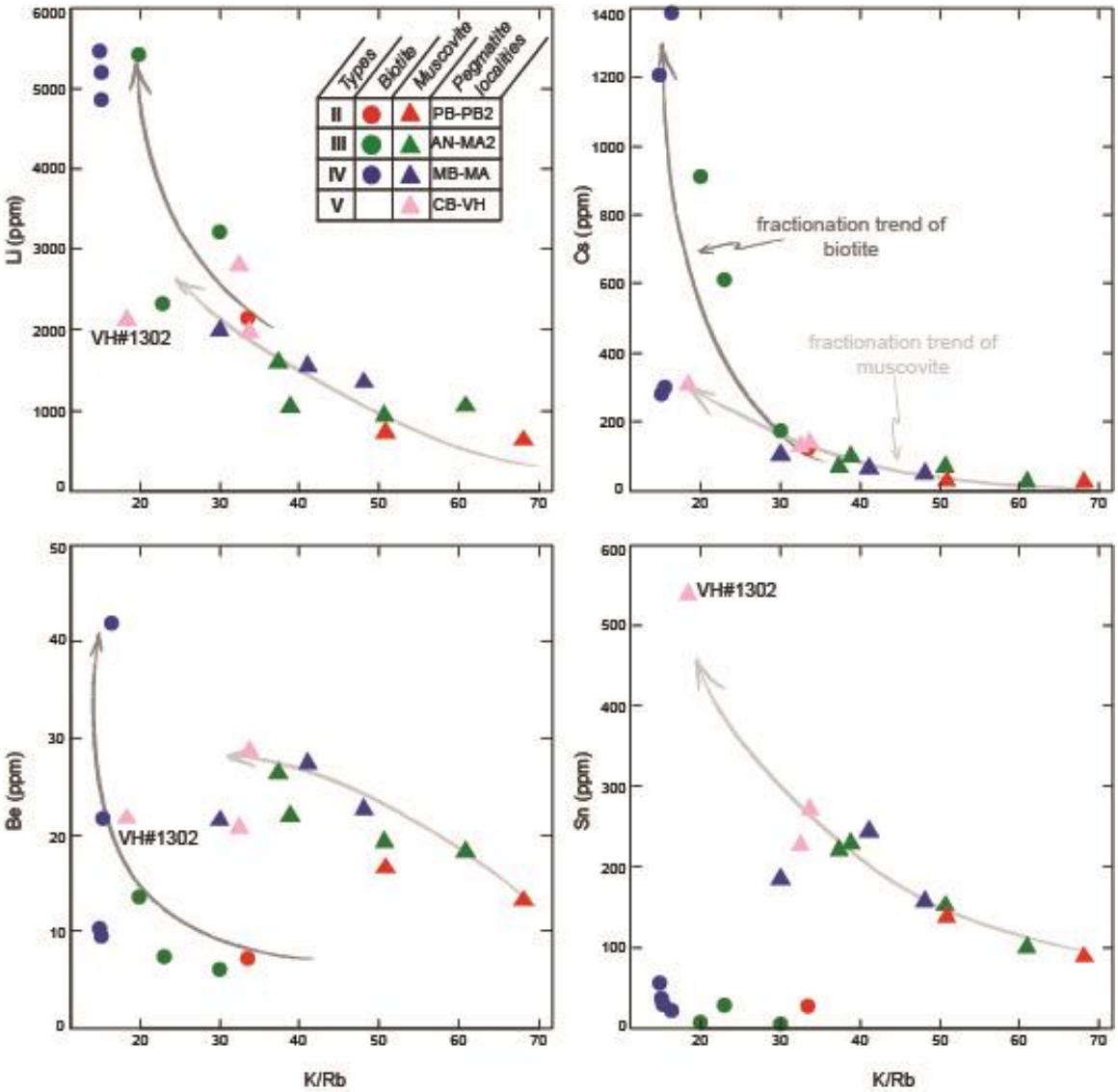


Figure IV-8: Trace-element composition of white and dark mica solutions (Li, Cs, Be and Sn, in ppm) as a function of the K/Rb ratio's evolution.

Therefore, mica composition reflects the degree of magmatic evolution at the MAPF scale. This result is confirmed by the decrease of K/Rb ratio with the increase of [Li] in each aliquot (Fig.IV-7). Indeed, the K/Rb ratio in muscovite decreases with [Li] from Type II to Type V pegmatite, ranging from 68 to 18 with 500 and 2000 ppm Li respectively. In the same way as muscovite, the K/Rb ratio in biotite decreases with [Li] from Type II to Type IV. However, dark micas exhibit lower K/Rb ratio values, ranging from ~ 33 to ~ 15, and the highest [Li] (2000 to

5500 ppm). This result is consistent with the experimental works of Icenhower & London (1995) which demonstrate that at a similar temperature, Li is more compatible with biotite (partition coefficient of Li $D_{Li}^{Bt/melt}$ ranges from 1.0 to 1.7) than with muscovite ($D_{Li}^{Ms/melt}$ ~ 0.8). The partition coefficient of Rb between residual melt and tri- and dioctahedral mica is unknown. However, the positive correlation between Li and Rb during the evolution of magmatic differentiation is well constrained and can explain the lower K/Rb ratios observed in white mica. Considering that dark mica crystallizes before muscovite at the onset of pegmatite consolidation, the residual pegmatite-forming melt from which muscovite crystallizes should be depleted in Li.

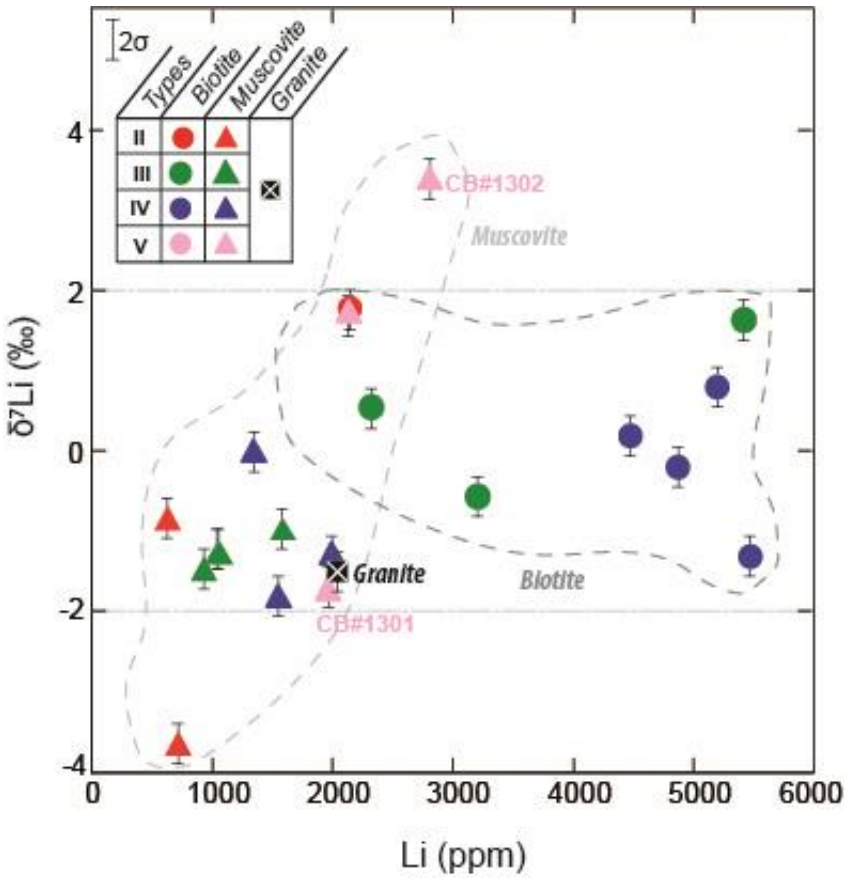


Figure IV-9: δ^7Li values (‰) of biotite (rings) and muscovite (triangles) plotted against Li content (ppm) of each aliquot Pegmatite types from less evolved (Type II) to more evolved (Type V) are distinguished.

In addition to major and Li elements, we demonstrate that the magmatic fractionation trend observed in white and dark mica aliquots is also recorded by trace elements such as [Cs], [Be] and [Sn]. These trace-element concentrations increase with pegmatite type, i.e., with decreasing K/Rb ratio. In contrast to [Li] and [Cs], muscovite shows the highest Be and Sn contents. Just as with the K/Rb ratio in muscovite, we suggest that Sn and Be become more concentrated in white mica because at the beginning of pegmatite consolidation the melt becomes saturated in biotite before muscovite. The muscovite outlier (VH#1302) is characterized by the highest K/Rb ratio

(~ 18), Cs (~ 300 ppm) and Sn contents (~ 550 ppm). In order to explain this outlier composition, we suggest that this white mica sample crystallized within an interior portion of a Type V pegmatite body. Additionally, we believe that this "exotic" rare element composition reflects a distinct magma source/ or a different contribution of crustal source than that from of the Type V CB pegmatite.

6.2. Insignificant Li-isotope fractionation through the MAPF

The mica δ^7Li values from the MAPF range from - 3.6 to + 3.4 ‰. However, these analyses geographically cover the entire MAPF and a small part of the surrounding Saint-Sylvestre two-mica granite. No dispersion is observed within the data, as was pointed out by Barnes et al. (2012) and Teng et al. (2006a) for certain evolved granite-pegmatite systems (Fig.IV-1). However, this δ^7Li range is similar to the range of δ^7Li values (- 4 to + 2 ‰) obtained on Erzgebirge granites by Romer et al. (2014), Fig.IV-11.

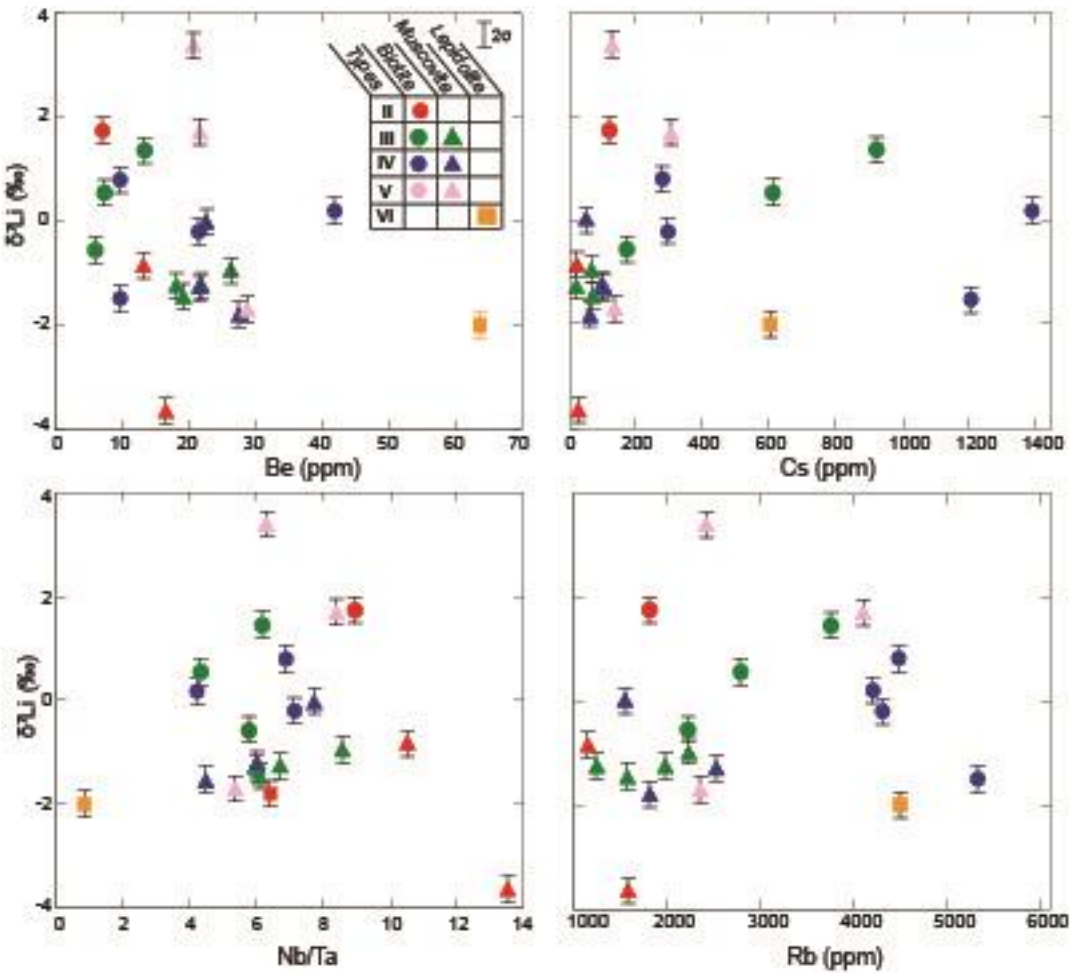


Figure IV-10: Evolution of δ^7Li content in dark and white mica as function of rare-element content (in ppm) for Be, Cs, Rb, and Nb/Ta ratio.

Most pegmatite and granite δ^7Li signatures range from - 2 to + 2 ‰ (dotted line, Fig.IV-9). These δ^7Li (‰) values are independent of [Li], ranging from 800 to ~ 12,000 ppm. We distinguish two outliers that match the lowest (PB#1301) and highest (CB#1302) δ^7Li (‰). One of these outliers corresponds to muscovite collected from an inner portion of the CB pegmatite body (CB#1302). Indeed, this Li-isotope fractionation is believed to be internal to the CB pegmatite body, with the increase of δ^7Li (‰) from the intermediate "less differentiated" magma (CB#1301; - 1.7 ‰) up to the internal "more differentiated" residual pegmatite-forming melt (CB#1302; + 3.4 ‰) of Type V pegmatite. Such a result is consistent with previous work on Li-isotope fractionation behavior inside pegmatite dikes (Tin Mountain pegmatite, Teng et al., 2006a ; San Diego County pegmatite, Maloney et al., 2008). However, such internal fractionation is not observed in other pegmatites in which intermediate and internal units have been sampled (AN, MA2 and MB pegmatite bodies; Table.IV-3). We suggest that fractional crystallisation-driven Li-isotope fractionation is recorded only in Type V pegmatite. The large volume of this pegmatite (15 m width on average) could be responsible of the development of different pegmatite units with distinct δ^7Li signatures increasing towards a quartz core. According to these results, the δ^7Li (‰) contents of white and dark micas from pegmatites and from the SSGC are independent of fractional crystallization, and thus from their degree of magmatic evolution.

6.3. Li-isotopes behaviour through the MAPF

In order to investigate Li isotope behavior, we plotted δ^7Li (‰) against the elements Be, Cs and Rb and the Nb/Ta element ratio. As with [Li], [Be], [Cs] and [Rb] do not impact δ^7Li variation. In fact, dark mica presents more variable [Be] and [Cs] for a narrow range of δ^7Li (- 1.5 to + 1.8 ‰), whereas muscovite shows a more variable [Rb] and Nb/Ta ratio for a wider range of δ^7Li (- 3.6 to + 3.4 ‰).

Although lepidolite has one of the lowest δ^7Li (- 2 ‰), it matches the highest [Be] and the lowest Nb/Ta ratio. This trace element concentration is consistent with the high degree of magmatic fractionation of Type VI pegmatite bodies, especially as high [Li] is required for the saturation of Ta in granitic melts, e.g., Linnen, 1998. However, as with biotite and muscovite, the degree of magmatic evolution of Type VI pegmatites does not control the Li-isotope composition of lepidolite. In order to explain this low lepidolite δ^7Li (- 2 ‰), it is important to take into account Li fractionation behavior in the trioctahedral lepidolite structure. Wunder et al.

(2007) experimentally demonstrated that the heavy ^{7}Li isotope prefers to remain in the fluid phase than in the lepidolite group's crystal lattice ($\Delta^{7}Li_{mica\text{-}fluid}$= - 2.55 ‰, at 350°C) at temperatures around that observed during the latest stage of pegmatite consolidation, e.g., Sirbescu & Nabelek, 2003. The lepidolite δ^{7}Li (- 2 ‰) being similar, it could have recorded the fractionation of Li isotopes between the crystallizing lepidolite and a late interacting fluid phase. This physico-chemical process could be responsible for ^{6}Li enrichment in lepidolite crystallizing from the residual pegmatite-forming melt. This fluid-melt separation is consistent with major rare element bearing phases (e.g., Jahns & Burnham, 1969 ; London & Morgan, 2012 and reference therein) such as massive lepidolite, and petalite that are the most abundant of the entire MAPF. Nevertheless, the internal zonation of the CHED pegmatite dike (described in Section 3.2 above) shows no evidence of the consolidation of a late fluid-rich melt, which are commonly characterized by rare element-rich extensive recovering albitic units. Consequently, the overprinting of this primary Li isotope composition by the release of a fluid-rich melt seems unlikely. Nevertheless, additional measurements in other pegmatitic units of this dike (i.e., in crystals which could nucleate from the buoyant aqueous rare element-bearing fluid) should be obtained to clarify this point.

6.3.1. Li-diffusional fractionation?

As suggested by Teng et al. (2006b), the low isotopic compositions obtained on muscovite and biotite micas could be the consequence of Li isotope diffusion induced by fluid-rock interaction during the emplacement of pegmatitic dikes. Parkinson et al. (2007) demonstrate that this fluid-assisted Li isotopes diffusion is able to overprint primary mineral compositions over very short periods. However, there is no evidence of metasomatic alteration in the vicinity of the pegmatite-granite contact, and the granite's δ^{7}Li (‰) and [Li] are no higher than the pegmatites'. In addition to the lack of evidence of alteration, the chemical composition trends of mica do not reflect a possible overprinting by a secondary fluid phase. Knowing that Teng et al. (2006b) demonstrated that the Li diffusion can occur over a distance of up to 10 m from the Li-rich pegmatite into the country rock, additional measurements in the vicinity of the CHED dike (see map for the location) would be required to clarify this point.

6.3.2. Mixing-driven Li isotope fractionation?

As suggested by Romer et al. (2014) fluid-triggered wall-rock interactions may involve a shift in the primary Li isotope compositions of granites. In this case, meteoric fluids released during the intrusion of granites (i.e., development of a metamorphic contact aureole) influx into

granitic magma leading the overprint of Li isotope compositions of magmatic fluids − from which Li-bearing phases crystallise − by meteoric fluids. However, as previously mentioned, there is no evidence of alteration to support mixing-driven Li-isotope fractionation during the emplacement of these pegmatite dikes. Additionally, the Li isotope composition of the wall rocks, in our case the SSGC, is little different from that of the pegmatites. These results confirm that the δ^7Li (‰) values of the micas are primary and are not controlled by mixing-driven Li isotope fractionation.

6.3.3. δ^7Li as reflecting inherited signatures of crustal protolithes

As shown in Fig.IV-11, the highest primary mica δ^7Li (‰) values are interpreted as the result of an extreme granitic fractionation and related to the highly evolved pegmatite-forming melt, e.g., Magna et al., 2010 ; Teng et al., 2006a ; Tomascak et al., 1995. However, in this study, we obtain similar δ^7Li values (‰) for micas from distinct pegmatite types and from granite, which clearly indicate that these primary signatures are mainly controlled by the chemical composition of crustal source rocks and that they are not significant affected by crustal anatexis or fractional crystallisation mechanisms. Similar observations are made by Romer et al. (2014) who report a similarly narrow range of granite δ^7Li (‰) values, Fig.IV-11. These δ^7Li signatures are interpreted as *« isotopic fingerprints for the source of crustal melts »* (Romer et al., 2014). As has been proposed for the Erzgebrige granites, we suggest that the MAPF micas' δ^7Li values (‰) correspond to inherited isotopic signatures from a common type of crustal source for both SSGC and the MAPF. Furthemore, the geochemically different pegmatite types -characterised by distinct major rare element-bearing phases- may reflect the contrasting contributions of crustal protoliths. We therefore suggest that the more-evolved pegmatite type has not issued from an extreme magmatic fractionation of the less-evolved pegmatite type. These observations are consistent with the spatial statistical analysis applied to the MAPF by Deveaud et al. (2013), to describe the 2-D spatial distribution of the various pegmatite types. According to this study, the emplacement models for beryl-subtype and lepidolite-petalite subtype pegmatites are different and controlled by different structural settings. The sequential nature of the contributions of crustal protolithes could also be responsible for the different major rare element-bearing phases throughout the MAPF. Accordingly to these results, the δ^7Li (‰) values of primary micas cannot constitute an isotopic tracer for LCT-type granitic pegmatites and thus cannot be used to track the most economically-interesting pegmatite bodies. These results are not in agreement with previous studies performed on single mineralized pegmatite bodies and/or similar pegmatite subtypes (Barnes et al., 2012 ; Magna et al., 2010 ; Teng et al., 2006a ;

Tomascak et al., 1995). However, they should play a very useful role in understanding the nature and the differentiation processes of various crustal contributions for the genesis of LCT-type pegmatite-forming melts.

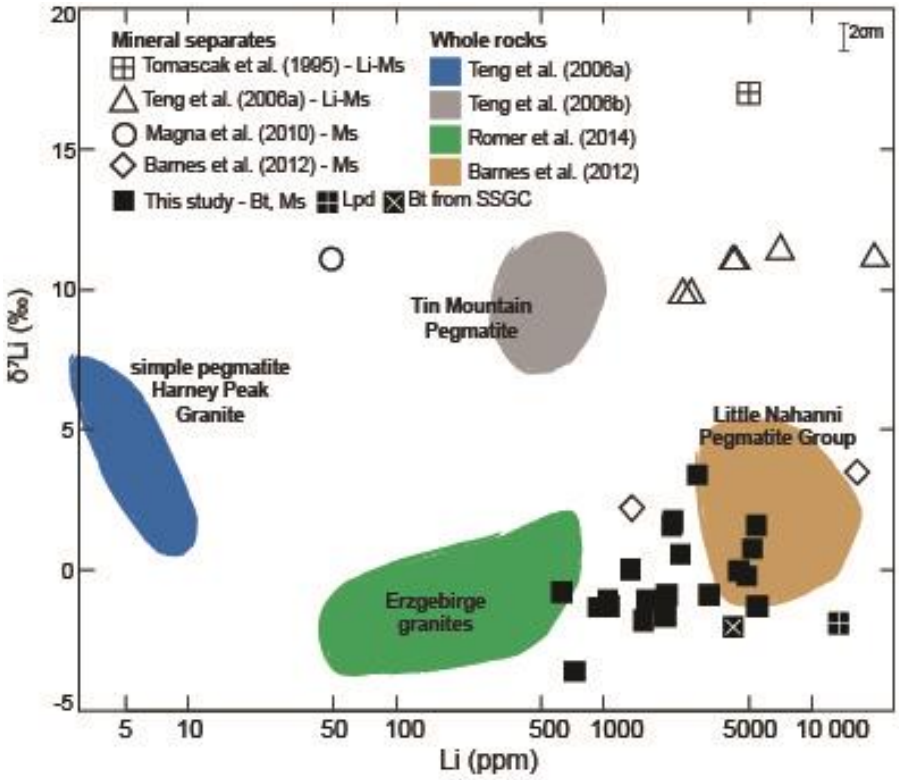


Figure IV-11: δ^7Li values (‰) versus Li content (ppm) measured on whole rocks and separated Li micas from granite–pegmatite systems given in the Electronic supplementary material. δ^7Li values (‰) from the present study are represented by black squares. δ^7Li values (‰) measured on lepidolite and granite biotite are distinguished from the other pegmatite micas.

Conclusions

Although the chemical compositions of some micas show a magmatic differentiation trend from the less to the more evolved pegmatite (increase of [Li] and decrease of element ratios such as K/Rb and Nb/Ta), this magmatic fractionation trend is not seen in the δ^7Li values (‰) of the micas. All the mica samples fall within a range of from - 3.6 to + 3.4 ‰ (± 0.2 σm). We show that Li-isotope fractionation in mica species such as biotite, muscovite and lepidolite from the MAPF has not been affected by the fractional crystallization and crustal anatexis processes in a significant manner. In contrast with published data, we do not observe an increase of δ^7Li (‰) with degree of pegmatite differentiation.

Moreover, biotites from the surrounding SSGC exhibit similar compositions to biotite sampled in the highly evolved pegmatite dikes.

Firstly, these results demonstrate that the extreme magmatic fractionation of the peraluminous Saint-Sylvestre granite is not the initiating mechanism at the origin of the MAPF's genesis. Secondly, the evolutions of the magmatic and isotopic compositions of the pegmatite-forming melts are unrelated to each other.

Finally, we suggest that the light isotopic values found in micas are inherited from a common metasedimentary crustal source for both the SSGC and the pegmatites. The magmatic fractionation trend observed in micas and the various rare element-bearing major phases in pegmatites constitute clear evidence of the contrasting contributions of crustal protolithes.

Acknowledgments

We especially thank Anne-Marie Gallas and Catherine Guerrot for their involvment durig sample preparation. We are grateful to Jean-Luc Devidal for the use of LA-ICP-MS (LMV, Clermont-Ferrand) and to Guillaume Wille for the use of the electron microprobe (BRGM, France). We also thank Laurent Guillou-Frottier for his comments and review of the manuscript, Pr. P. Tomascak and an anonymous reviewer for their cogent's comments, which contributed to improving this paper. This research was funded by the French Geological Survey (BRGM), Région Centre, and Labex VOLTAIRE (ANR-10-LABX-100-01).

References

Se référer à la fin du manuscrit.

IV.3. Résumé

L'utilisation des isotopes stables du lithium avait pour but de discriminer des signatures isotopiques du Li en fonction du degré de différenciation de chaque type de pegmatites. Pour cela, les 5 types de pegmatites présents sur le site des Monts d'Ambazac ont été échantillonnés, du type II le moins différencié au type VI le plus évolué. Pour chaque type de pegmatite, ainsi que pour le granite encaissant de Saint-Sylvestre, les micas blancs (muscovite et/ ou lépidolite) et noirs (groupe des biotites) ont été prélevés, broyés et mis en solution avant l'étape de purification du Li. Après élution totale du Li par chromatographie ionique sur résine échangeuse d'ions, la totalité des échantillons ont été introduits dans le multi-collecteur Neptune (BRGM, Orléans). Le biais de masse a par la suite été corrigé en suivant la méthode du « sample standard bracketing ».

Les compositions chimiques des biotites associées au Type II appartiennent au groupe des biotites riches en Fe, tandis que les biotites associées au Type V appartiennent au groupe de la zinnwaldite (le plus riche en Li, d'après Tischendorf et al., 1997). Au contraire des biotites, dont la composition chimique varie en fonction du type de pegmatites, les compositions chimiques des muscovites sont globalement similaires. Seules les teneurs en Li semblent varier, les plus élevées étant associées aux muscovites de type IV et V. Enfin, les micas blancs prélevés dans la pegmatite de Type V - la plus évoluée - appartiennent au groupe de la lépidolite.

Les signatures isotopiques du Li obtenues à l'échelle du champ de pegmatites des Monts d'Ambazac s'échelonnent entre - 3,6 et + 3,4 ‰ (± 0,2 σ_m). La signature isotopique obtenue sur le granite de Saint-Sylvestre se situe également dans cette gamme de valeurs (- 1,5 ‰). La grande majorité des signatures tombent dans une gamme de valeurs comprises entre - 2 et + 2 ‰. Seules deux valeurs (les deux extrêmes) en sont exclues. Cette gamme de signatures isotopiques est cohérente avec la signature isotopique du lithium associée à la croûte continentale supérieure (i.e. valeur moyenne de 0 ± 2 ‰ (1σ); Teng et al., 2004) et aux granites de type I et S (i.e. valeurs comprises entre - 2,5 à + 2,7 ‰; Teng et al., 2004).

En revanche, les signatures isotopiques sont totalement indépendantes, (i) des concentrations en Li et autres éléments traces (e.g. Be, Cs, Rb et Nb/Ta), et (ii) du degré de fractionnement magmatique des corps pegmatitiques. Ainsi, aucune signature isotopique du Li n'a pu être attribuée à chacun des types de pegmatites.

Les échantillons prélevés dans les unités intermédiaires et internes d'une même pegmatite présentent en revanche, des signatures isotopiques différentes. En effet, si l'on prend l'exemple de la pegmatite de Chabannes, associée au Type V, la signature isotopique associée à l'unité aplitique externe (échantillon CB#1301) est plus faible (- 1,7 ‰) que celle mesurée dans l'unité interne (échantillon CB#1302) égale à + 3,4 ‰. Ce fractionnement isotopique interne égal à 5,1 ‰ est cohérent avec les précédentes études concernant le fractionnement isotopique du lithium au cours de la cristallisation des corps pegmatitiques (e.g. Barnes et al., 2012).

Les valeurs isotopiques obtenues à l'échelle du champ de pegmatites sont bien plus faibles que celles obtenues sur des micas de compositions chimiques similaires (e.g. Barnes et al., 2012 ; Teng et al., 2006a ; Tomascak et al., 1995). Effectivement, les valeurs associées aux muscovites riches en Li (teneurs comprises grossièrement entre 2000 et 13 000 ppm) sont comprises entre + 10 et + 17 ‰. Seuls Barnes et al. (2012) ont mesuré deux signatures isotopiques semblables à celles des Monts d'Ambazac à partir d'un matériel de composition équivalente.

En revanche, nos résultats sont similaires à ceux obtenus par Romer et al. (2014) sur des granites hyperalumineux de type S varisques (province de l'Erzgebirge, Allemagne). Bien que les études aient été réalisées sur des échantillons roches totales et de ce fait, que les concentrations en Li soient plus faibles (globalement comprises entre 50 et 700 ppm), la gamme de signatures isotopiques est semblable à celle obtenue au cours de cette étude (i.e. ~ -3 et + 1.6 ‰).

Les signatures isotopiques basses obtenues sur les pegmatites des Monts d'Ambazac étant proches de celles obtenues sur des granites chimiquement moins évolués, le processus de cristallisation fractionnée n'a pas engendré de fractionnement isotopique du lithium. Le fractionnement magmatique extrême du granite de Saint-Sylvestre n'est donc pas à l'origine de la genèse des magmas pegmatitiques (contrairement au modèle classiquement admis, London, 2008). Enfin, les signatures isotopiques étant communes à tous les types de pegmatites, les évolutions magmatiques et isotopiques de ces corps seraient indépendantes les unes des autres. En d'autres termes, les pegmatites les plus évoluées (e.g. type V et VI) ne dérivent pas des pegmatites les moins évoluées (e.g. type II par exemple).

De plus, la signature isotopique commune aux pegmatites et au granite de Saint-Sylvestre semble indiquer que le processus physico-chimique à l'origine de la genèse du granite hyperalumineux à deux micas est semblable à celui des pegmatites des Monts d'Ambazac. Ainsi, le processus d'anatexie crustale à l'origine du granite pourrait aussi être à l'origine des corps

pegmatitiques moins volumineux et plus différenciés. Cependant, là encore ce processus physico-chimique n'a pas influencé le fractionnement isotopique du lithium de manière significative. D'après Romer et al. (2014), les signatures isotopiques des granites d'anatexie ne seraient pas affectées par les processus de fusion partielle. Ainsi, les signatures isotopiques du lithium mesurées dans les granites reflèteraient la signature isotopique de la source crustale métasédimentaire enregistrée par les phases porteuses de lithium. Une hypothèse similaire est envisagée pour les signatures isotopiques du lithium des pegmatites des Monts d'Ambazac.

Ainsi, les signatures isotopiques basses mesurées dans les micas seraient héritées d'une source crustale métasédimentaire commune aux pegmatites et au granite.

En revanche, le fractionnement magmatique observé dans les micas, à l'échelle du champ de pegmatites et la variété des phases majeures porteuses du lithium au sein des différents types de pegmatites constituent des évidences claires d'une contribution contrastée du protolite crustal (e.g. taux de fusion partielle, volume de liquide, variations lithologiques et variation de la disponibilité des phases porteuses de lithium telles que le mica ou le feldspath).

IV.4. Discussion et perspectives

L'analyse des signatures isotopiques du Li des pegmatites des Monts d'Ambazac a permis de mettre en évidence l'absence de fractionnement isotopique du lithium depuis le granite à deux micas de Saint-Sylvestre. D'autre part, les valeurs isotopiques δ^7Li (‰) basses ont été interprétées comme « héritées » d'une source crustale métasédimentaire à l'origine des magmas pegmatitiques. Par conséquent, la mesure des rapports isotopiques ^{7}Li/^{6}Li des micas présents dans ce protolite est nécessaire. L'enrichissement en éléments rares de ces magmas pegmatitiques nécessite une source crustale riche en phases porteuse de Li, Ta, Be et en H_2O. Comme précédemment mentionné au début de ce chapitre, les micas et les feldspaths sont les principales phases porteuses d'éléments rares. Le processus de déstabilisation de la muscovite (eq (1)) est à l'origine de la libération des ions hydroxyles dans les produits de fusion partielle (i.e. leucosome) :

$$25\ Ms + 7Pl + 8Qz \rightarrow 25\ Liq + 5Kkfs + 5Sil + 2Bt \quad (1)$$, d'après Douce & Harris (1998)

De ce fait, une source métapélitique est un candidat privilégié pour la genèse de ces corps pegmatitiques. Nous proposons donc d'analyser les teneurs en éléments rares contenues dans les paragneiss de l'Unité Inférieure des Gneiss affleurant au Sud du complexe granitique de St Sylvestre. Les indices de fusion partielle cartographiés sur la carte géologique d'Ambazac

(feuille 664) sur la bordure Sud-Est du granite de Saint Sylvestre consolident notre choix. En plus des teneurs en éléments rares, nous proposons une analyse isotopique du lithium sur les biotites et muscovites contenues dans ces roches (non affectées par la fusion partielle). La détermination de la signature isotopique du lithium dans les paragneiss de l'UIG nous permettrait de conforter (ou réfuter) le modèle de genèse par anatexie crustale directe des pegmatites de type LCT des Monts d'Ambazac.

D'autre part, afin d'écarter le modèle de diffusion du ^{7}Li dans l'unité para-autochtone encaissant les pegmatites riches en lépidolite affleurant dans le district de Chédeville, nous suggérons d'analyser la signature isotopique des micas contenus dans le micaschiste voisin de ces pegmatites évoluées. Une signature plus élevée pourrait être associée à la diffusion du lithium contenu dans le liquide résiduel et expulsé au dernier stade de la consolidation des pegmatites lithinifères.

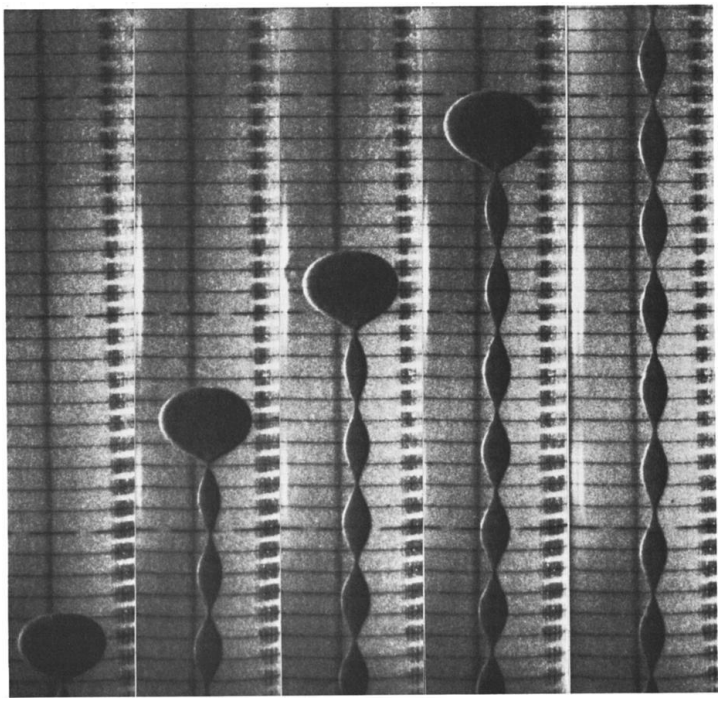
Afin d'élargir la gamme de signatures isotopiques du lithium associées aux pegmatites varisques de type LCT, la même méthode a été développée sur des échantillons prélevés à travers le champ de pegmatites de Forcarei-Lalín.

Pour ce faire, les micas contenus dans chacun des types de pegmatites (cf. Chapitre III) ont été sélectionnés, broyés puis introduits dans les colonnes à résine échangeuse d'ions. Malheureusement la mesure des rapports de masse $^{7}Li/^{6}Li$ n'a pas pu être effectuée. Les signaux associés aux masses 7 et 6 étant trop faibles pour être détectés par le multi-collecteur (respectivement inférieurs à 2V et 0,1V), les signatures isotopiques associées à chacun des échantillons présentaient une erreur sur la mesure bien trop importante et inexploitable (i.e. σ_m égale à 1 ‰ contre 0,1 ‰ obtenue habituellement).

Cette baisse du signal ne peut être expliquée que par une concentration trop faible du Li contenu en solution. Deux hypothèses peuvent être formulées : i) erreur dans la première étape de dilution, abaissant ainsi drastiquement la concentration requise du lithium en solution ou ii) un faible rendement associé à l'élution du lithium (100 % du lithium introduit dans les colonnes → 100 % du lithium concentré en solution). La réplication de chacune des étapes de la préparation chimique est actuellement en cours.

V. Approche numérique

Désolidarisation & propagation des magmas pegmatitiques



Modélisation analogique d'un chapelet de solitons obtenu par Olson & Christensen (1986)

Mise en contexte

Les résultats statistiques, de terrain et les signatures isotopiques décrits précédemment ont permis de souligner le caractère « regroupé » de la distribution spatiale des pegmatites minéralisées, le rôle prépondérant de la déformation pendant la mise en place des corps magmatiques ainsi que l'absence de filiation génétique entre les granites et les pegmatites sus-jacentes.

Les faibles signatures isotopiques du lithium obtenues sur les pegmatites des Monts d'Ambazac ont été interprétées comme étant « héritées » d'un protolite métasédimentaire fertil. Ces mêmes signatures ont démontré que les pegmatites minéralisées n'étaient pas issues du fractionnement magmatique extrême du granite sous-jacent.

Malgré certaines évidences concernant la justification de l'emplacement des champs de pegmatites LCT varisques (e.g. intensité de la déformation élevée, source fertile, indices de fusion partielle, drains), nous devons répondre à certaines interrogations concernant les mécanismes physico-chimiques à l'origine de la désolidarisation de ces magmas (depuis leur source) et de leur propagation dans la croûte continentale supérieure.

Quelques paramètres physico-chimiques, comme la viscosité des magmas pegmatitiques ont fait l'objet de quelques travaux afin de déterminer les paramètres requis pour parcourir les distances considérables qui parfois, les séparent de leur (potentiel) granite parent (e.g. Baker, 1998 ; Bartels et al., 2010 ; 2013 ; Thomas & Davidson, 2012 ; Thomas & Webster, 2000).

Baker (1998) fut le premier à utiliser une approche numérique pour justifier la propagation des filons pegmatitiques. Ce travail est basé sur le postulat que les pegmatites sont issues d'un granite en cristallisation. Par conséquent, leur modèle de propagation est basé sur des viscosités de magmas granitiques, pour des températures comprises entre 700 et 900°C. Or, ces températures et ces viscosités ont nettement été revues à la baisse ces 10 dernières années.

A notre connaissance, les mécanismes physiques impliqués dans la <u>ségrégation</u>, la <u>désolidarisation</u> et la <u>propagation</u> de ces magmas n'ont jamais fait l'objet de publications scientifiques.

Afin de garantir un modèle de genèse et d'emplacement le plus complet qui soit, l'utilisation de la modélisation numérique devient indispensable. Cette approche numérique a pour but d'investiguer les mécanismes physico-chimiques impliqués dans la désolidarisation et la propagation des magmas pegmatitiques aux propriétés physico-chimiques « exotiques », à

travers une zone perméable. Dans un second temps, cette approche a pour but de pointer les configurations requises (e.g. durée, perméabilité, intensité de déformation, gradient de température et/ ou de pression) pour générer un chapelet de magmas pegmatitiques.

Après un bref état de l'art concernant la place du numérique dans le schéma global de mise en place des champs de pegmatites, les tests de sensibilité principalement basés sur la perméabilité du milieu et les viscosités des magmas seront décrits. Les résultats tirés de ces tests de sensibilité seront enfin discutés et confrontés aux résultats acquis précédemment

V.1. L'ascension des magmas : approche numérique

La mise en place des plutons granitiques dans la croûte continentale supérieure a fait l'objet de nombreux travaux ces dernières décennies. Quatre mécanismes d'ascension ont été proposés : le diapirisme ; mécanisme réservé à la croûte inférieure ductile (e.g. Bateman, 1984 ; Paterson & Vernon, 1995 ; Weinberg & Podladchikov, 1994) et régulièrement associé au mécanisme de « ballooning » (e.g. Molyneux & Hutton, 2000 ; Paterson & Vernon, 1995), la propagation de fractures ou « diking » (e.g. Clemens, 1998 ; Clemens & Mawer, 1992 ; Hutton, 1992 ; Petford, 1996) et l'ascension syn-tectonique (e.g. Brown & Solar, 1999 ; Brun et al., 1990).

A l'heure actuelle, deux approches numériques sont favorisées pour modéliser l'ascension des magmas à travers la croûte terrestre, l'approche *Navier-Stokes*, où le milieu est entièrement fluide (e.g. travaux de Petford et al., 1994 ; Weinberg & Podladchikov, 1994) et l'approche *Darcy* (i.e. flows in porous media), où le fluide s'écoule dans une matrice perméable.

Bien qu'il y existe deux approches distinctes de par la nature des matrices considérées, un point commun est essentiel à noter : l'ascension de ces corps magmatiques ne peut s'effectuer qu'à l'état liquide. Les températures associées à ces corps doivent être suffisamment élevées pour empêcher le refroidissement du fluide au cours de son ascension, la précipitation de certaines espères minérales et la consolidation totale du corps magmatique. Le régime thermique impacte donc directement le modèle d'écoulement du fluide puisque les paramètres physiques tels que la densité ou la viscosité sont thermo-dépendants. Ainsi, plus la température du fluide est élevée, plus celui-ci est léger et moins visqueux et son ascension verticale en est davantage facilitée.

VI.a) Approche Navier-Stokes

Le mécanisme du diapirisme est expliqué comme résultant d'une différence de masse volumique entre le magma et la roche encaissante (i.e. force de flottabilité). Ce modèle a été longuement controversé, fautes d'évidences de terrain (e.g. Clemens, 1998 ; Petford, 1996). Ces dernières années, le modèle concurrentiel d'ascension par fracturation a donc été privilégié et caractérisé comme le modèle le plus efficace pour le transport du magma depuis la zone de fusion partielle, jusqu'à la croûte continentale supérieure. Ainsi, de nombreuses études se sont penchées sur les propriétés d'écoulement des magmas granitiques dans des dikes (e.g. Olson & Christensen, 1986 ; Petford et al., 1994 ; Yamato et al., 2012).

La grande majorité de ces modèles numériques utilisent les propriétés physico-chimiques des magmas granitiques. Ainsi, les viscosités mises en jeu sont très élevées (10^4 à 10^6 Pa.s ; Scaillet et al., 1998 ; Clemens, 1998). Les équations qui gouvernent l'écoulement rampant du fluide visqueux sont données par la *loi de Stokes* (i.e. simplification des équations de *Navier & Stokes*).

Au contraire des modèles géochimiques, pétrologiques et thermodynamiques, l'apport du numérique a permis d'évaluer davantage le rôle de certains paramètres, physiques et rhéologiques impliqués dans l'ascension de ces magmas (e.g. Burov et al., 2003 ; Olson & Christensen, 1986) .

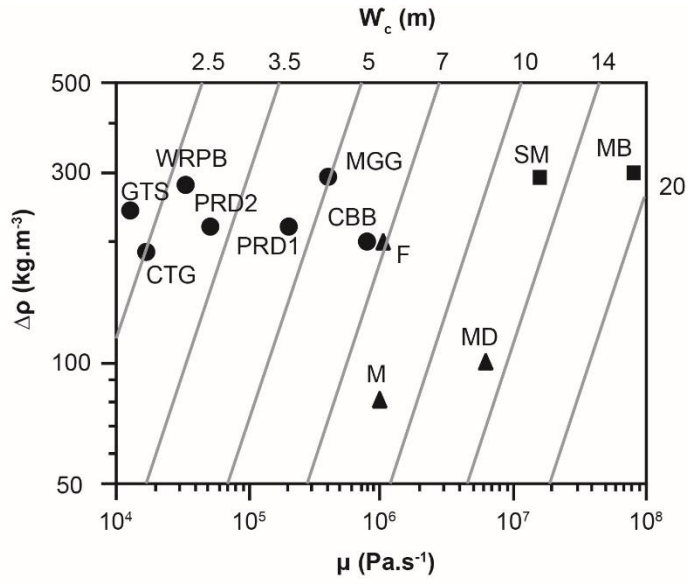


Figure V-1: Evolution des contrastes de densité en fonction de la viscosité du magma et du diamètre du conduit vertical dans lequel l'écoulement s'effectue. Les valeurs de viscosité de quelques granitoïdes calco-alcalins ont été reportées par Petford et al. (1994). Les droites obliques correspondent à la délimitation des différentes gammes de largeur de conduit pour lesquelles l'ascension du magma est possible, pour une valeur de viscosité donnée.

Petford et al. (1994) furent parmi les premiers à se pencher sur l'ascension des magmas felsiques dans des dikes. Ces auteurs démontrèrent que l'écoulement était à la fois dépendant de la viscosité du magma et de la largeur du conduit dans lequel l'écoulement s'effectue (Fig.V-1). Dans le cas où les forces de flottabilité sont suffisantes (contraste de densité élevé entre le fluide et la matrice fluide visqueuse), plus la viscosité du magma est faible et plus ce dernier peut se propager le long de conduit étroit.

Plus récemment, Yamato et al. (2012) démontrèrent que la présence des cristaux baignant dans le magma modifiait le profil de vitesse de l'écoulement du magma le long d'un conduit. Ainsi, les zones locales dépourvues de cristaux représentent des zones préférentielles pour

l'écoulement rapide du magma. De plus, ces auteurs démontrent que l'ascension de ces magmas le long de conduits étroits (~ 1 m) peut favoriser les processus de ségrégation et de différenciation magmatique (Fig.V-2).

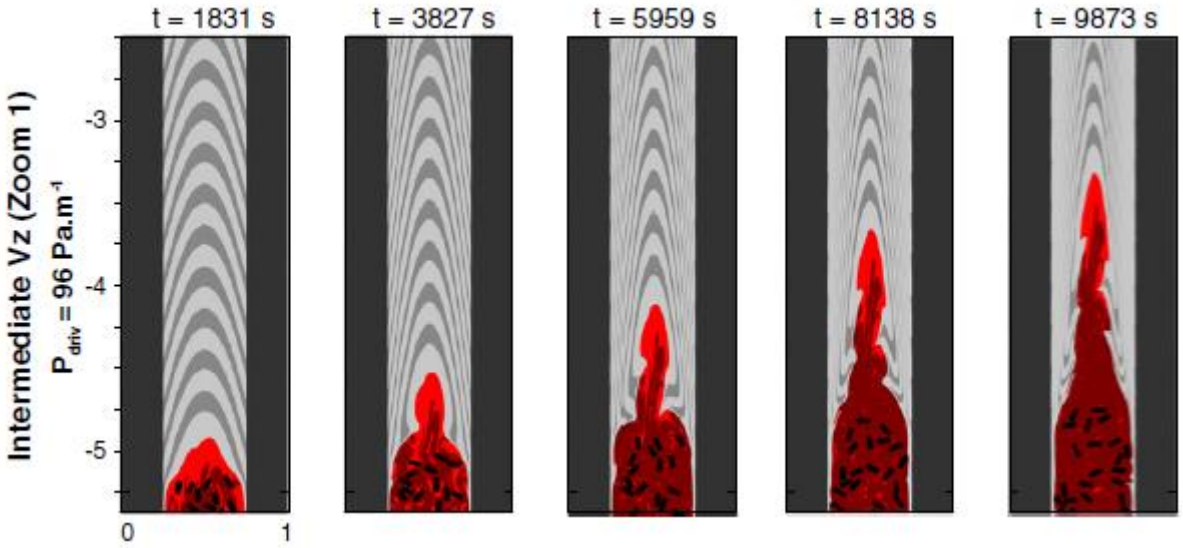


Figure V-2: Résultats expérimentaux portant sur l'ascension d'un magma granitique le long d'un conduit étroit (1 m de large) induite par un gradient de pression intermédiaire d'après Yamato et al. (2012). Les bordures externes grises correspondent à la matrice fluide visqueuse. Le conduit est représenté par les gris clairs, tandis que le magma fluide en rouge est dissocié de la phase cristalline solide, en noire. La viscosité du magma est fixée à 10^4Pa.s. La ségrégation et l'ascension du magma s'initient à partir t = 3827s. Se référer au texte pour plus de détails.

Effectivement, la force de flottabilité ($\Delta\rho$) étant le principal moteur de l'ascension du fluide, si cette dernière est nulle le fluide ne monte pas et les cristaux se concentrent à la base du conduit. Si cette force est extrêmement élevée, la vitesse d'ascension est telle que la ségrégation des cristaux ne peut avoir lieu. En revanche, si cette force est intermédiaire voire faible, les forces visqueuses prennent le relais. La phase fluide, peu visqueuse et peu dense se désolidarise de la fraction cristalline plus dense, induisant un fractionnement magmatique.

À une toute autre échelle, Burov et al. (2003) ont démontré que l'ascension des corps granitiques felsiques et la profondeur de leur mise en place étaient contrôlées par la taille du diapir et par les forces de flottabilité (contraste de densité entre le diapir et la matrice fluide ~6 ordres de grandeur). Ainsi, les diapirs caractérisés par de gros volume de magma peuvent atteindre très rapidement les niveaux crustaux supérieurs (1 à 5 km de profondeur). Leur ascension s'accompagne d'une fracturation cassante dans les roches avoisinantes. Dans le régime cassant, le rôle des forces de flottabilité est tel qu'il peut conduire à la génération de failles dans les roches sus-jacentes. Ainsi, dans les derniers stades de l'ascension, les corps magmatiques de

plus faibles volumes s'injectent dans les failles sus-jacentes néoformées. Ces failles peuvent par la suite servir de drains (i.e. conduits) dans lesquels quelques intrusions, de faible volume peuvent s'injecter

Depuis qu'il a été démontré par l'étude des inclusions magmatiques (entre autre) que les magmas pegmatitiques de type LCT (i.e. riches en éléments fondants type Li, B, F, H_2O) présentent de très faibles viscosités (e.g. Bartels et al., 2010, 2013 ; Thomas & Davidson, 2012) et une plus faible densité que celle rencontrée dans les magmas granitiques hyperalumineux (e.g. valeurs de densité des magmas pegmatitiques comprises entre 2200 $kg.m^{-3}$ et 2400 $kg.m^{-3}$, Dingwell et al., 1993 ; Knoche et al., 1995), quelques auteurs ont voulu démontrer le rôle majeur de ces propriétés physiques sur l'ascension de ces magmas dans la croûte. Effectivement, quelques auteurs ont souligné que la localisation des champs de pegmatites LCT était spatialement associée à la déformation crustale (de moyenne à haute intensité). La proximité des champs de pegmatites avec les zones de cisaillement en est le meilleur exemple (e.g. Demartis et al., 2011 ; Dill et al., 2012 ; Kontak et al., 2005). Ainsi, la déformation crustale rigide a été interprétée comme un véritable moteur pour l'ascension de ces magmas peu visqueux, dont les propriétés s'apparentent à celle d'un liquide (densité nettement supérieure à celle de l'eau, mais viscosité semblable), dans des zones fragilisées. Par conséquent, les propriétés physiques de la matrice solide doivent être prises en compte pour évaluer l'impact de la matrice sur l'ascension de ces magmas. Or, l'approche Navier-Stokes ne nous le permet pas. Nous avons donc privilégié une approche de type Darcy, de manière à modéliser la propagation de ces magmas dans une matrice poreuse perméable assimilée à une zone crustale fragilisée.

VI.b) Ecoulement des fluides en milieu poreux : Loi de Darcy

De manière à modéliser l'ascension de fluides peu visqueux à travers une couche perméable, les propriétés physiques de cette matrice doivent être prises en compte.

Pour ce faire, la loi de Darcy est plus appropriée. Cette loi décrit l'écoulement d'un fluide à travers une matrice poreuse (i.e. flows in porous media). Cet écoulement est proportionnel au gradient de pression exercé et inversement proportionnel à la viscosité du fluide (e.g. Turcotte & Schubert, 2002). Dans le cas d'un écoulement selon la direction *x*, la vitesse *u* s'exprime par :

$$u = -\frac{k}{\mu} * \frac{\partial p}{\partial x}, \qquad (2)$$

où k représente la perméabilité du milieu (exprimée en m²) et μ la viscosité dynamique du fluide (exprimée en Pa.s).

Dans l'équation (2), la perméabilité k représente la résistance de la matrice face à l'écoulement du fluide à travers elle. Plus la grandeur k est grande, plus le gradient de pression nécessaire à l'écoulement est faible. D'après Turcotte & Schubert (2002) la loi de Darcy est applicable à tout type d'écoulement, si l'échelle des pores est inférieure aux autres dimensions de l'écoulement (e.g. $Ø_{pores} << h_{couche\ perméable}$) et si l'écoulement dans chaque pore est laminaire (Re << 1).

Dans le cas d'un écoulement vertical (direction y) à travers une matrice poreuse, l'équation de Darcy s'exprime sous cette forme :

$$u = -\frac{k}{\mu}\left(\frac{\partial p}{\partial y} - \rho * g\right), \qquad (3)$$

où u est la vitesse verticale de Darcy, ρ la densité du fluide et g l'accélération de la gravité.

Les roches qui ne sont pas naturellement poreuses (e.g. au contraire du sable par exemple) sont considérées comme telles si elles sont fracturées. La distribution de ces fractures doit être globalement uniforme et l'espacement entre elles inférieur à l'échelle de l'écoulement global (e.g. Turcotte & Schubert, 2002). Ainsi, la fracturation naturelle des roches composant la croûte continentale supérieure (e.g. granites, schistes) peut favoriser la formation d'un réseau de pores interconnectés dans lequel les fluides peuvent migrer.

La théorie de l'écoulement en milieu poreux a largement été utilisée pour modéliser les transferts d'hydrocarbures dans les bassins sédimentaires (e.g. Appold & Nunn, 2002), les écoulements dans les systèmes karstiques (e.g. Scanlon et al., 2003) et dans les systèmes géothermiques (e.g. Blöcher et al., 2010), la migration des gaz naturels ou encore pour modéliser la circulation hydrothermale au niveau des dorsales océaniques (e.g. Fontaine et al., 2001). En revanche, cette même théorie n'a jamais été utilisée pour modéliser l'ascension des magmas felsiques peu visqueux, à travers une croûte continentale supérieure perméable.

Pourtant, de nombreuses études se sont penchées sur la ségrégation et l'ascension des magmas à travers une couche perméable déformée par fluage (i.e. roche en fusion). Scott & Stevenson, (1984) furent les premiers à modéliser la ségrégation et l'ascension du magma

produit par fusion partielle en profondeur, en utilisant la théorie de l'écoulement en milieu poreux conduit par les forces de flottabilité.

Afin de modéliser ces deux mécanismes physiques (ségrégation et ascension), la loi de Darcy a été modifiée afin d'évaluer le rôle de la déformation; appliquée sur la matrice visqueuse, sur la libération et l'ascension du fluide au sein de cette même matrice (e.g.Richter & McKenzie, 1984). Ces travaux ont révélé l'existence de « solitons » ou plus communément appelés « Solitary Porosity Waves » (i.e. SPW; Richter & McKenzie, 1984 ; Scott & Stevenson, 1984, cf. figure en couverture de ce chapitre). Ces SPW sont décrites comme des zones locales de très forte porosité (eq. (4)), très riches en fluides et caractérisées par des gradients de pression négatifs (eq (5)) (Scott & Stevenson, 1986) :

$$\frac{\varphi}{\varphi_0} > 1, \tag{4}$$

où φ_0 est la valeur de la porosité initiale dans la matrice et φ la valeur de porosité au sein du soliton.

$$\frac{-p_e}{p^*} < 0, \tag{5}$$

avec p_e la pression efficace (en Pa) et p* l'échelle de pression efficace (eq (6)), en Pa.

$$p^* = \Delta\rho g L^*, \tag{6}$$

où $\Delta\rho$ correspond à la différence de densité entre la matrice et le fluide, g à l'accélération gravitaire et L* à l'échelle de longueur de la compaction des pores (eq (7)).

La compaction visqueuse locale est définie par trois paramètres physiques principaux : la viscosité du fluide et de la matrice (η_f et η_s), la perméabilité de la matrice (k_0) et la porosité initiale de la matrice (φ_0):

$$L^* = \sqrt{\frac{k_0 \eta_s}{\varphi_0 \eta_f} - (1 - \varphi_0)}, \tag{7}$$

La migration des SPW est verticale, rapide et dirigée vers les zones de faible porosité. De plus, elles sont décrites comme étant plus rapides que l'écoulement global (Yarushina et al., 2015). Toutefois, au contraire du diapirisme, seul le fluide migre non la matrice. Enfin, la formation de ces solitons faciliterait l'accélération des étapes préliminaires amenant à la

ségrégation du fluide néoformé dans les pores (e.g. Yarushina et al., 2015 et références associées).

Ces travaux ont été par la suite largement repris en incorporant (i) des propriétés rhéologiques différentes, i.e. visco-élastique et plastique, (e.g. Connolly & Podladchikov, 2015 ; Yarushina et al., 2015) ou (ii) une phase supplémentaire à la matrice poreuse (e.g. Richard et al., 2012).

D'après ces travaux, la rhéologie de la matrice impacte directement le volume, la longueur d'onde et l'amplitude de ces solitons (e.g. Yarushina et al., 2015). Ainsi, les ondes poreuses dans une matrice visco-élastique sont caractérisées par une plus faible longueur d'onde que celles générées dans un régime purement visqueux. En revanche, leurs amplitudes sont plus élevées. Les solitons migrent également plus rapidement dans une matrice visco-élastique que dans une matrice visqueuse. Enfin, la diminution de la température favorise l'affaiblissement de la matrice par le mécanisme de décompaction. Cette décompaction s'exprime par des gradients de pression négatifs à l'origine des solitons asymétriques (Fig.V-3). Ces gradients de pression négatifs s'expriment par une compaction visqueuse locale qui tend à augmenter vers le haut. Poussé à son extrême, ce mécanisme pourrait entraîner un écoulement chenalisé (i.e. théorie du channel flow) et favoriser l'ascension du fluide dans les niveaux supérieurs de la croûte (e.g. Connolly & Podladchikov, 2007).

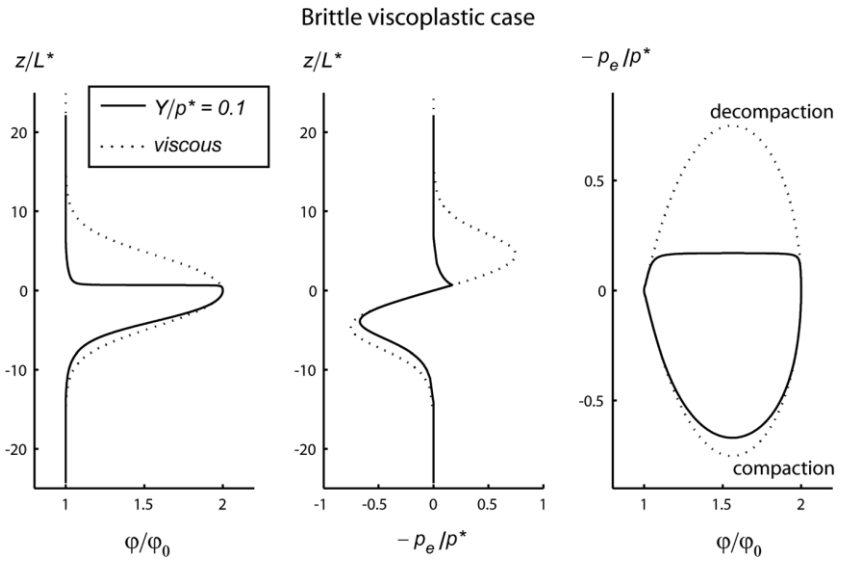


Figure V-3: Solution analytique stationnaire obtenue pour la porosité et la pression efficace à l'intérieur d'un soliton formé dans une matrice viscoplastique. Le tracé en pointillé correspond à la solution analytique obtenue avec les mêmes paramètres dans un régime purement visqueux (ductile), d'après Yarushina et al. (2015). Se référer au texte pour le détail des paramètres et équations utilisées.

La découverte de l'existence de ces Solitary Porosity Waves a de véritables conséquences sur les implications géochimiques relatives à la différenciation magmatique. En effet, l'ascension de ces solitons entraîne constamment le renouvellement du magma initial contenu au cœur du soliton, par un fluide sus-jacent en équilibre avec la matrice. Ainsi, seule la fraction volumique du fluide est modifiée au passage du soliton (e.g. Scott & Stevenson, 1986). Le fluide original uniformément réparti à travers la matrice présente une signature géochimique semblable à celle d'un faible taux de fusion partielle. Le soliton lui, délivre un volume beaucoup plus important de fluide, plus rapidement et de même composition (enrichi en éléments rares incompatibles) dans les niveaux structuraux supérieurs.

Malgré des études numériques poussées, ces modèles ne sont pas adaptables au magma pegmatitique. Effectivement, la grande majorité de ces études portent sur la ségrégation des magmas asthénosphériques (visqueux et denses) ou produits en base de croûte continentale inférieure. Ainsi, les viscosités choisies sont trop élevées, le régime rhéologique appliqué à la matrice, ductile. Ces modèles ne peuvent être utilisés pour l'écoulement des fluides pegmatitiques, peu visqueux à travers la croûte continentale supérieure perméable, à la transition ductile-fragile.

La formation de ces solitons pourrait impacter les signatures géochimiques des fluides et justifier l'ascension rapide de volumes importants de magma dont la signature géochimique est semblable à celle des petits volumes de magmas produits par fusion partielle. Dans le cas où cette roche en fusion serait fertile (riche en phases minérales porteuses d'éléments rares type micas, tourmaline, (feldspaths), la ségrégation et l'ascension de ce magma au sein de ces solitons pourrait justifier la présence de magmas pegmatitiques très différenciés dans la partie supérieure de la croûte continentale, sans que ceux-ci aient fractionné depuis un granite parent.

De plus, il a été démontré que les magmas pegmatitiques cristallisent aux conditions sub-solidus du granite ($T < 500°C$ e.g., London et al., 1989 ; Sirbescu & Nabelek, 2003) à des profondeurs variant entre 7 et 11 km pour les pegmatites à éléments rares les plus évoluées (e.g. London, 1990). Leur ascension doit donc être rapide pour éviter les pertes de chaleur (par diffusion thermique dans la matrice) et empêcher la cristallisation de ces magmas différenciés. Physiquement, le nombre de Péclet (Pe) traduit cette compétition entre le transport de la chaleur effectué par advection (i.e. par mouvement du fluide) et celui effectué par conduction. Le nombre de Péclet est définit par eq (8) :

$$Pe = \frac{u*d}{\kappa}, \quad (8)$$

où u correspond à la vitesse du fluide exprimée en m.s^{-1}, d correspond à l'échelle d'observation en m et κ correspond à la diffusivité thermique du fluide exprimée en m^2.s^{-1}. En modélisation numérique, le nombre de Péclet est calculé pour chaque maille du modèle. Le maillage du modèle est effectué à une précision telle que, le nombre de Péclet local ne dépasse pas 1. Celui-ci doit être égal à 1 pour assurer une bonne précision de calcul et le couplage de l'équation de la chaleur avec la loi de Darcy.

L'objectif de cette étude est donc de modéliser l'ascension de ces fluides (initialement enrichis en éléments fondants) à travers la croûte continentale, depuis une source chaude en profondeur sans que ces derniers ne refroidissent au cours de leur ascension.

V.2. Construction du modèle numérique

L'ascension d'un fluide à travers une matrice poreuse est contrôlée par deux mécanismes physiques principaux, le gradient de pression (négatif dans le cas des solitons) et par la différence de densité (i.e. force de flottabilité). Afin de simplifier les calculs, la contrainte de déformation (eq (4)) ne sera pas prise en compte. En revanche, l'ascension est déclenchée par la différence de densité élevée ($\Delta\rho$ = 0,4) existant entre la matrice (i.e. densité des schistes fixée à 2,7) et le fluide pegmatitique (i.e. densité fixée à 2,3). La totalité des expériences a été réalisée à l'aide du logiciel commercial *ComsolMultiphysics*^{TM}.

V.2.a) Le modèle physique

Pour prendre en compte à la fois l'échelle d'écoulement des fluides pegmatitiques et leur profondeur de mise en place, nous considérons une géométrie rectangulaire en 2 dimensions (plan vertical dont la longueur L = 1500 m et la hauteur H = 500 m), située à une profondeur de – 10 km (Fig.V-4). Dans notre modèle, seul le plan xy est considéré, avec x l'axe long horizontal et y l'axe vertical le long duquel les fluides vont migrer.

Ce plan xy est assimilé à une zone fracturée perméable dont les propriétés physico-chimiques sont semblables à celles assignées aux micaschistes. La porosité $\varphi 0$ est fixée à 0,1. Nous considérons la limite basale (y = - 10 km) comme représentant la source de ces fluides pegmatitiques. Une température T = 800°C y est fixée. Cette source peut donc soit être assimilée à une source granitique hyperalumineuse ou à une zone source en fusion par la déstabilisation de

la muscovite (e.g. Thompson, 1982). Nous fixons la température en limite supérieure de modèle à T = 300°C, considérant un gradient géothermique normal à - 10 km de profondeur.

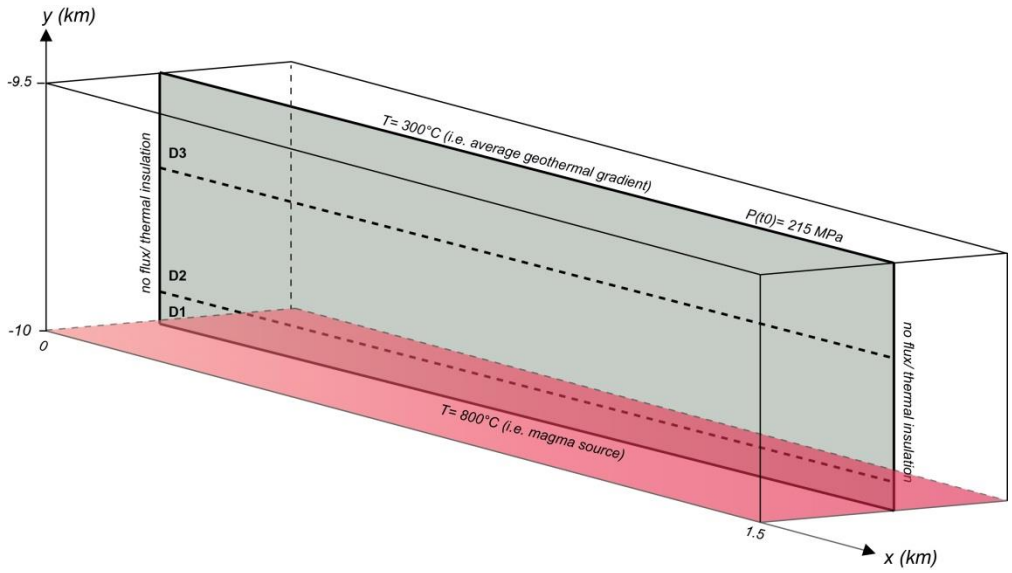


Figure V-4: Géométrie du modèle. Les équations sont résolues dans le plan xy. La longueur L = 1,5 km et la hauteur H = 500 m. La géométrie est située à 10 km de profondeur suivant l'axe y. La base du modèle est considérée comme la source magmatique chaude, et est fixée à 800°C.

Les limites externes, respectivement placées en x = 0 et x = 1500 m sont isolées thermiquement et imperméables (aucun écoulement). La pression initiale fixée en limite supérieure du modèle est fixée à 215 MPa (correspondant à la pression lithostatique à cette profondeur). La géométrie est divisée en 3 zones de dimensions distinctes. Ces trois domaines seront par la suite utilisés pour affiner la précision du maillage dans la zone basale source (i.e. dans laquelle s'initie la convection), et dans le domaine central préférentiel pour l'ascension des fluides. La continuité est assurée en frontière de domaines situés en y = - 9,95 km et y = - 9,7 km.

V.2.a) Les équations gouvernant le modèle

1) <u>Écoulement en milieu poreux</u>

Comme expliqué dans la section précédente, l'écoulement en milieu poreux a été privilégié pour modéliser l'ascension des magmas pegmatitiques dans une matrice perméable. Pour rappel, la loi de Darcy est définie par eq (9) :

$$u = -\frac{k}{\mu}\left(\frac{\partial p}{\partial y} - \rho_f * g\right), \qquad (9)$$

avec u la vitesse du fluide (en $m.s^{-1}$), k la perméabilité intrinsèque de la matrice solide (en m^2), μ la viscosité dynamique du fluide (en Pa.s), $\frac{\partial P}{\partial y}$ le gradient de pression suivant la composante verticale y, ρ la densité du fluide (en $kg.m^{-3}$) et g la constante gravitaire. Les valeurs initiales de l'ensemble des paramètres physiques utilisés sont présentées en Tab.V-1.

Flow in Porous Media (Darcy's Law)

Symbol	*Description*	*Units*	*Porous Media*	*Pegmatitic Fluid*
k	permeability	m^2	variable	——
Ar	anisotropy ratio		variable	——
$\rho_f(t0)$	initial fluid density	$kg.m^{-3}$	——	2300
ρ_f	thermo-dependent fluid density	$kg.m^{-3}$	——	$\rho_f(t0)$* (1-5e-5*(T-293,15))
μ	fluid viscosity	Pa.s	——	variable
P	pressure gradient	Pa	$P_{atm}+ \rho_f*g*(-y)$	

Table V-1: Description des propriétés physiques utilisées pour modéliser l'écoulement du fluide pegmatitique à travers une matrice poreuse. Plus de détails sont donnés en Annexe (4).

Toutes les propriétés sont fixées au début du calcul. Seule la densité du fluide (ρ_f) varie au cours du temps, en fonction de la température. Afin d'évaluer le rôle de la perméabilité et de la viscosité sur l'ascension des magmas pegmatitiques, leurs valeurs ont été fixées dans des gammes respectives comprises entre [10^{-18} - 10^{-7}] m^2 et [10^{-1} - 10^{2}] Pa.s.

2) <u>Equation de la chaleur</u>

Les propriétés physiques des magmas telles que la viscosité et la densité sont thermo-dépendantes. Afin de modéliser les transferts de chaleur entre le fluide en circulation et la croûte solide rigide, l'équation de la chaleur doit être couplée à la loi de Darcy. Le transfert de la chaleur s'effectue par convection, induisant un mouvement de matière (le fluide en circulation transporte sa chaleur). L'équation de la chaleur prend donc en compte le champ de vitesse du fluide (qui transporte sa propre chaleur et est définie par eq (10) :

$$\frac{\partial \mathrm{T}}{\partial \mathrm{t}} + \overrightarrow{\nabla \mathrm{T}} * \vec{u} = \frac{\lambda \nabla^2 \mathrm{T}}{\rho Cp} + \frac{\mathrm{A}}{\rho \mathrm{C_p}}, \qquad (10)$$

Où T correspond à la température (en K), $\boldsymbol{\nabla^2}$ l'opérateur laplacien, t le temps (en s), $\vec{u}$ le champ de vitesse du fluide (en $m.s^{-1}$), λ la conductivité thermique (en $W.m^{-1}.K^{-1}$), A la production de chaleur (en $W.m^{-3}$), ρ la densité du fluide (en $kg.m^{-3}$) et enfin Cp la capacité calorifique de la matrice (en $J.kg^{-1}.K^{-1}$). Les termes d'advection et de conduction sont respectivement définis par $(\overrightarrow{\nabla T} * \vec{v})$ et $\frac{\lambda \nabla^2 \mathrm{T}}{\rho Cp}$. Le champ de vitesse définit par $\vec{u}$ assure le couplage

entre la loi d'écoulement en milieu poreux (loi de Darcy) et le transfert de la chaleur. Les propriétés physiques et leur description sont détaillées dans la Tab.V-2.

Convection & Condution in Porous Media

Symbol	*Description*	*Units*	*Porous Media*	*Pegmatitic Fluid*
ϕ	porosity		0,1	———
ρ_f, ρ_s	density	$kg.m^{-3}$	2742	2300
Cp_f, Cp_s	specific heat capacity	$J.kg^{-1}.K^{-1}$	724	1100
λ	thermal conductivity	$W.m^{-1}.K^{-1}$	1,1	2,66
C	equivalent volume heat capacity	$J.m^{-3}.K$	$Cp_s*\rho_s$	$Cp_f*\rho_f$
Q	general heat source	$W.m^{-3}$	0	0
T	thermal gradient	K	$273,15+T_{top}+(\Delta T/l)*(-y-9500)$	

Table V-2: Liste des propriétés physiques utilisées pour modéliser le transfert de chaleur, transportée par le fluide à travers la zone perméable. Les détails sont fournis en Annexe (4).

V.2.c) Choix des variables perméabilité et viscosité (k et μ)

Les valeurs assignées aux variables *k* et μ sont primordiales pour modéliser l'ascension des magmas pegmatitiques à travers une zone perméable. Une brève revue de la littérature est proposée ci-dessous pour justifier le choix des paramètres *k* et μ fixés au cours des tests de sensibilité (section V.3 suivante).

1) <u>Perméabilité de la croûte continentale supérieure</u>

La perméabilité k décrit la facilité d'un matériau à transférer le fluide dans un milieu poreux. Cette capacité du matériau peut être très hétérogène jusqu'à varier de 15 ordres de grandeur dans les différents réservoirs géologiques (e.g. Freeze & Cherry, 1979). En outre, elle peut être anisotrope dans les couches argileuses ou les zones faillées. Les forces d'inertie responsables de l'écoulement du fluide et la viscosité associée varient beaucoup moins que la perméabilité. De ce fait, la perméabilité devient le paramètre clé pour l'écoulement de fluide en milieu poreux (e.g. Saar & Manga, 2004).

À petite échelle, la perméabilité a largement été étudiée en laboratoires, à l'aide de mesures *in-situ* au perméamétre (e.g. Brace, 1984 ; Hirono et al., 2003) ou à la presse Paterson (e.g. Tenthorey & Fitz Gerald, 2006). Cependant, ces études *in-situ* ont été contestées du fait que celles-ci ne reflètent pas les valeurs moyennes de la perméabilité, à l'échelle du terrain. À l'aide d'une compilation de valeurs de perméabilité mesurées sur des roches sédimentaires et cristallines, Clauser (1992) démontra que les valeurs de perméabilité étaient à la fois

dépendantes du volume de roche considéré, mais également de l'échelle (i.e. technique utilisée), Fig.V-5.

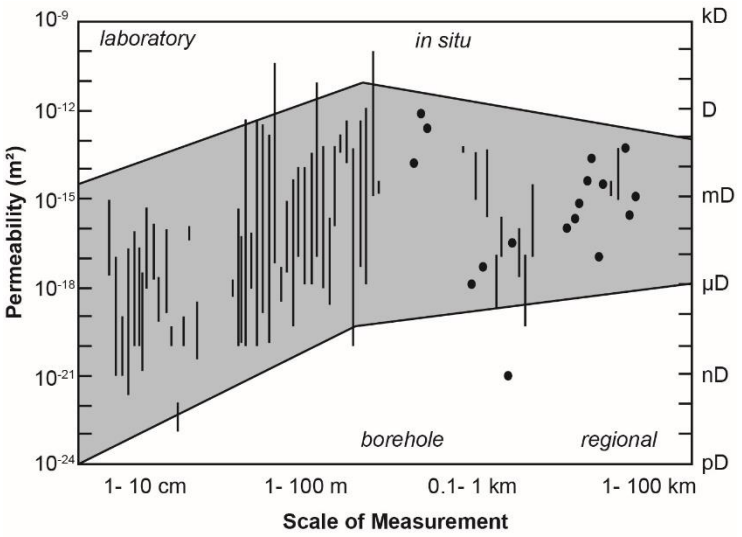


Figure V-5: Compilation des valeurs de perméabilité mesurées en laboratoires et pendant les campagnes de forages en fonction de l'échelle de mesure, d'après Clauser (1992). Les barres noires représentent la variabilité des valeurs de perméabilité mesurées pour une échelle fixée. Les ronds noirs représentent la valeur d'un seul échantillon analysé.

Les campagnes de forages profonds constituent également une des plus grandes bases de données de valeurs encore réelles de perméabilité crustale. Cependant, ces derniers n'atteignent que 4 à 5 km pour les plus profonds (e.g. Stober & Bucher, 2006 ; Vidal et al., 2015). De plus, les problèmes de sensibilité des mesures de perméabilité *in-situ* en laboratoires sur des échantillons prélevés sur des forages profonds, viennent s'ajouter aux problèmes d'échelles d'observations. Effectivement, d'après Morrow & Lockner (1994) et Huenges et al. (1997) les mesures de perméabilité *in-situ* sur des échantillons issus de forages sont plus sensibles à la pression que celles effectuées sur des échantillons prélevés à l'affleurement. En effet, l'altération de surface favoriserait le développement non-uniforme de fractures à la surface des échantillons, par conséquent moins faciles à refermer que celles générées en profondeur.

Afin de pallier les problèmes d'échelles, de sensibilité dans les mesures *in-situ* et prendre davantage en considération les transferts d'énergie et de masse liés à cette propriété intrinsèque du milieu, la modélisation numérique est complémentaire. Les lois de décroissance de la perméabilité avec la profondeur et leurs implications sur la circulation des fluides à travers la croûte terrestre ont été largement étudiées ces dernières décennies (e.g. Clauser, 1992 ; Ingebritsen & Manning, 1999, 2003 ; Manning & Ingebritsen, 1999 ; Saar & Manga, 2004 ; Sibson, 1996). Le couplage des données *in-situ* en laboratoire, de données de forages, des

modèles thermiques et numériques a permis de déterminer l'évolution de la perméabilité de la croûte terrestre dans le temps, et en fonction de la rhéologie (et des lithologies), à grande échelle (e.g. Saar & Manga, 2004).

Ingebritsen & Manning (1999) furent parmi les premiers à proposer une loi de décroissance de la perméabilité quasi-exponentielle avec la profondeur dans la croûte continentale (Fig.V-6). Cette loi est basée sur des modélisations thermiques et des données acquises sur les systèmes métamorphiques progrades pour des profondeurs considérées entre 5 et 15 km. La particularité de cette modélisation est basée sur le couplage de l'écoulement en milieu poreux avec l'équation de chaleur. Effectivement, d'après ces mêmes auteurs, le transport de la chaleur par convection est efficace pour des perméabilités supérieures à 10^{-16} m². De ce fait, il est indispensable de prendre en compte les transferts de chaleur pour modéliser la circulation du fluide. Ainsi, les mécanismes tels que la mobilisation, le transport et le dépôt de certaines espèces chimiques pourront être investigués et couplés à l'écoulement de ce fluide afin de justifier la formation des dépôts minéralisés à grande profondeur (e.g. Harcouët-Menou et al., 2009 ; Ingebritsen & Manning, 1999).

Cette loi est estimée pour des profondeurs atteignant au maximum 15 km (eq. (11)) et est décrit par :

$$\log k = -3{,}2 * \log z - 14, \qquad (11)$$

où k représente la perméabilité moyenne de la croûte continentale exprimée en m² et z la profondeur en km. Ainsi, pour les profondeurs considérées de mise en place des corps pegmatitiques de type LCT (~ 10 km), la perméabilité moyenne de la croûte continentale est de l'ordre de 10^{-17} m².

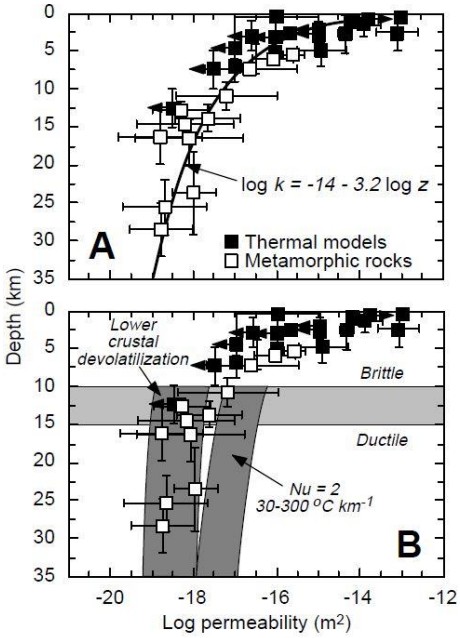


Figure V-6: Loi de décroissance de la perméabilité avec la profondeur, dans la croûte continentale proposée par Ingebritsen & Manning (1999) et basée sur des modèles thermiques et les systèmes métamorphiques (réactions chimiques s'effectuant en profondeur).

Cependant, bon nombre de ces lois de décroissance de la perméabilité considèrent que la perméabilité est isotrope (rapport kx/kz égal à l'unité) alors que les structures tectoniques telles que les failles représentent à elles seules de larges anisotropies de la perméabilité (e.g. Ingebritsen et al., 2010). Les études réalisées sur la circulation hydrothermale à travers une zone perméable ont permis d'évaluer l'impact significatif de ces anisotropies de perméabilité sur l'écoulement du fluide en circulation (e.g. Dutrow et al., 2001 ; Saar & Manga, 2004). En effet, d'après Rosenberg & Spera (1990) l'anisotropie de perméabilité (qui peut tout aussi bien être générée par la compaction minérale ou le développement de structures tectoniques) impacte le nombre de Rayleigh (e.g. valeur critique fixée à $4\pi^2$) et donc le transfert de la chaleur par le fluide en circulation (i.e. $Ra < 4\pi^2$, transfert par conduction, $Ra > 4\pi^2$ transfert par convection). Cette modification du transfert de la chaleur peut par la suite se répercuter sur les mécanismes de précipitation minérale à l'origine de la diminution drastique de la porosité.

De nombreux auteurs se sont penchés sur l'étude de la perméabilité à travers les zones de failles endommagées du fait de la proximité spatiale existante entre les failles, les champs géothermaux, certains systèmes magmatiques et leurs implications sur la sismicité régionale. La plupart des études portent sur l'analyse en laboratoire de la perméabilité des échantillons prélevés au travers d'un une zone de faille (e.g. Boutareaud et al., 2008 ; Lockner et al., 1999 ;

Wibberley & Shimamoto, 2005). Les gammes de valeur de perméabilité considérées s'échelonnent globalement toutes entre 10^{-21} et 10^{-15} m².

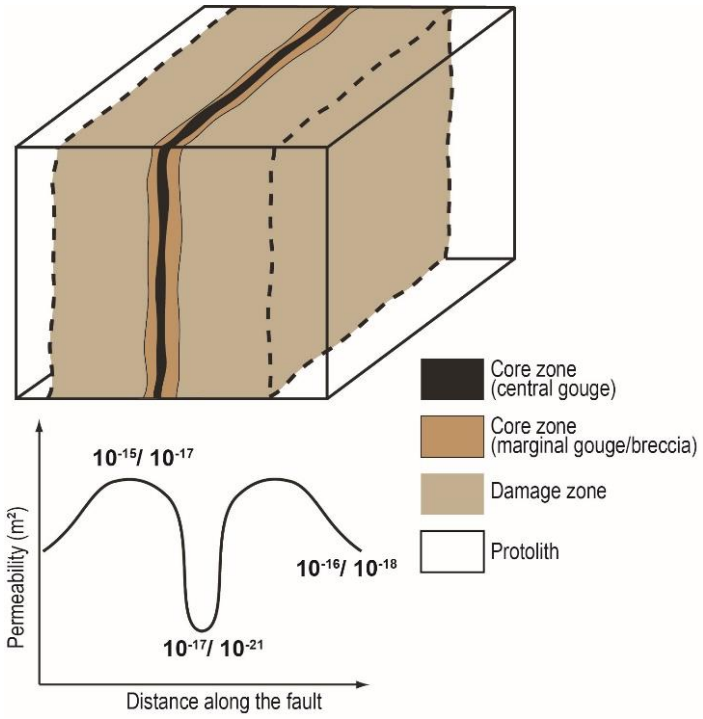


Figure V-7: Evolution de la perméabilité en fonction de la distance à la gouge de faille, d'après une compilation de données *in-situ* effectuées par Boutareaud et al. (2008).

D'après Boutareaud et al. (2008), les plus fortes perméabilités se localisent plutôt dans les zones endommagées, de part et d'autre des zones centrales de gouge et de brèches qui elles, sont affectées par le mécanisme de compaction avec l'augmentation de la profondeur (Fig.V-7). Les perméabilités maximales atteintes s'échelonnent entre 10^{-17} et 10^{-15} m² pour des profondeurs de ne dépassant les 3 km.

En revanche, les mesures réalisées sur des échantillons issus de forages présentent des valeurs de perméabilité nettement plus élevées s'échelonnant entre 10^{-9} et 10^{-4} m² pour une profondeur variant de 0 à - 700 m et une perméabilité nettement plus homogène de 10^{-9} m² à environ 2 km de profondeur (Lockner et al., 1999). La grande variabilité des mesures (10^{-22} – 10^{-12} m²; Caine et al., 1996), les problèmes d'échelle d'observations et les différences de sensibilité à la pression entre les mesures de laboratoires et celles effectuées par forages profonds ont poussé à étudier numériquement le rôle des failles dans le schéma global de la circulation des fluides hydrothermaux, à l'échelle crustale (e.g. Harcouët-Menou et al., 2009 ; Person et al., 2012). Person et al. (2012) sont les premiers à s'être intéressés aux perméabilités rencontrées aux

intersections de failles. Bien que les valeurs de perméabilité soient nettement supérieures à celles mesurées *in-situ* (de l'ordre de 10^{-13} m²), ces études sont valables pour des profondeurs fixées au maximum à 6 km. Là encore, ces profondeurs ne correspondent pas au domaine P-T de mise en place des pegmatites LCT.

A l'échelle cette fois d'un bassin sédimentaire (L 190 x H 90 km), Harcouët-Menou et al., (2009) ont démontré que les dépôts minéralisés s'effectuaient préférentiellement dans zones de failles où le gradient de perméabilité est le plus élevé ($\Delta k > 10^1$ m² sur 10 km). Ces zones, caractérisées par une perméabilité élevée, favoriseraient la convection hydrothermale et de ce fait, modifieraient le schéma global d'écoulement du fluide en circulation jusqu'à favoriser l'ascension de fluides minéralisateurs à plus faible profondeur. Bien que ces études aient été réalisées à grande échelle, les perméabilités employées s'appliquent aux lithologies de type bassin et ne varient pas avec la profondeur.

Ainsi, malgré de nombreuses études réalisées sur le rôle de la perméabilité sur la circulation des fluides à travers la croûte continentale, très peu ont considéré des profondeurs supérieures à 5 km. Les seules études réalisées à l'échelle crustale (avoisinant la transition fragile-ductile) sont basées principalement sur des mesures réalisées *in-situ* sur des échantillons de surface ou réalisées par forages profonds. Or, ces mesures de perméabilité ont largement été discutées de par leur grande variabilité. De plus, ces lois de décroissance de la perméabilité avec la profondeur ne prennent pas en compte les discontinuités présentent à l'échelle crustale, et ne tiennent donc pas compte des anisotropies de perméabilité (les failles par exemple) et/ ou des hétérogénéités très locales de la distribution de la perméabilité (e.g. Gerdes et al., 1998).

De plus, la totalité de ces modèles sont basés sur les propriétés physico-chimiques de fluides hydrothermaux en circulation. Ces fluides sont chauds, peu denses et présentent des propriétés physico-chimiques semblables à celles de l'eau. Aucune modélisation connue à ce jour n'a évalué les valeurs de perméabilité requises pour la ségrégation, la désolidarisation et l'ascension des fluides pegmatitiques certes peu visqueux, mais dont les masses volumiques s'approchent de celles des roches encaissantes. Seuls Maaløe & Scheie (1982) ont travaillé sur le contrôle de la perméabilité sur l'accumulation des magmas primaires. Cependant, cette étude porte sur des magmas basaltiques, produits par la fusion partielle du manteau dont les propriétés physico-chimiques sont drastiquement différentes de celles des pegmatites. De plus, les températures considérées à cette échelle sont bien supérieures (~ 1200°C) à celles enregistrées par les magmas pegmatitiques (i.e. température du solidus fixée à ~ 450°C, London et al., 1989).

L'objectif de cette étude consiste à estimer les gammes de valeurs de perméabilité pour lesquelles la désolidarisation et l'ascension des fluides pegmatitiques s'effectuent. Les variations de la perméabilité étant négligeables (suivant z) à l'échelle de notre modèle (H = 500 m), les lois de décroissance de la perméabilité en fonction de la profondeur ne seront pas appliquées. Seules des valeurs fixes seront implémentées en prenant en compte les valeurs moyennes obtenues pour une profondeur de 10 km dans la croûte continentale. En revanche, une anisotropie de la perméabilité sera ajoutée afin premièrement, de simuler une zone crustale endommagée (type faille) et deuxièmement, pour évaluer son impact sur la désolidarisation des fluides pegmatitiques (i.e. formation des solitons). Nous reviendrons sur les lois de décroissance de la perméabilité à la fin de cette étude.

2) La viscosité des magmas pegmatitiques

La viscosité des magmas pegmatitiques fait depuis très peu de temps l'objet de quelques études. Au contraire, la densité d'études menées sur les propriétés physiques des magmas hyperalumineux granitiques est élevée (e.g. Baker, 1996 ; Giordano et al., 2008 ; Hess & Dingwell, 1996 ; Holtz & Johannes, 1994 ; Scaillet et al., 1996, 1998a). Ces études ont été réalisées grâce à l'avancé des techniques d'analyses des inclusions magmatiques et des études expérimentales (e.g. Dingwell, 1993) menées sur l'impact de la présence des éléments fondants sur les propriétés physiques des magmas pegmatitiques.

Webster et al (1997) furent les premiers à révéler (à la microsonde électronique et au spectromètre Raman) les compositions chimiques des inclusions magmatiques observées dans des cristaux de quartz. Par la suite, Thomas et al. (2000) et Thomas & Webster (2000) ont successivement relié ces fortes concentrations en éléments volatils (F, P, H_2O) à la diminution drastique de la viscosité et de la densité des magmas pegmatitiques.

McKenzie (1985) a démontré que la désolidarisation des magmas acides, type magmas pegmatitiques ne peut avoir lieu si la viscosité μ du magma est supérieure à 10^2 Pa.s. Les magmas pegmatitiques seraient donc moins visqueux, d'au minimum 2 ordres de grandeur que les magmas granitiques (i.e. $10^{4.5}$ Pa.s, Scaillet et al., 1996). Ces estimations ont été confirmées par les mesures *in-situ* de la viscosité. Effectivement, Thomas & Webster (2000) ont été les premiers à proposer une équation de la viscosité des magmas pegmatitiques thermo-dépendante, adoptant un comportement Arrhenius (évolution exponentielle de la viscosité avec la température) basée sur des analyses expérimentales (modifiée d'après Hess & Dingwell, 1996). Au contraire de l'équation de la viscosité thermo-dépendante des leucogranites proposée par

Hess & Dingwell (1996), cette équation ne varie pas en fonction de la teneur en H_2O. En revanche celle-ci est basée sur la différence de température entre le solidus de l'haplogranite (i.e. dans le système Qz-Ab-Or) et celui des magmas pegmatitiques (i.e. $\Delta T \approx 200°C$; conditions d' « undercooling ») et est valable pour une teneur fixée en (H_2O + F) égale à 17 wt % et se définit par (eq (12)):

$$\ln \mu = 1{,}405 * \left(\frac{10^4}{T}\right) - 14{,}546, \qquad (12)$$

avec μ la viscosité exprimée en Pa.s, et T la température en °K.

A titre d'exemple, pour une température de 700°C, la viscosité est égale à 0,9 Pa.s. Pour une température similaire et une teneur de 10 wt % H_2O, la viscosité d'un magma leucogranite avoisine les $8*10^5$ Pa.s (d'après Hess & Dingwell, 1996) soit, supérieure à environ 6 ordres de grandeur.

D'après une compilation effectuée par Thomas &Davidson (2012) sur les concentrations en H_2O contenues dans les inclusions magmatiques observées dans les granites et les pegmatites, la teneur en H_2O est à l'origine des contrastes des propriétés physico-chimiques entre ces deux types de magmas. D'après leur étude, les concentrations en H_2O sont 2 à 3 plus élevées dans les pegmatites que dans les granites (Fig.V-8).

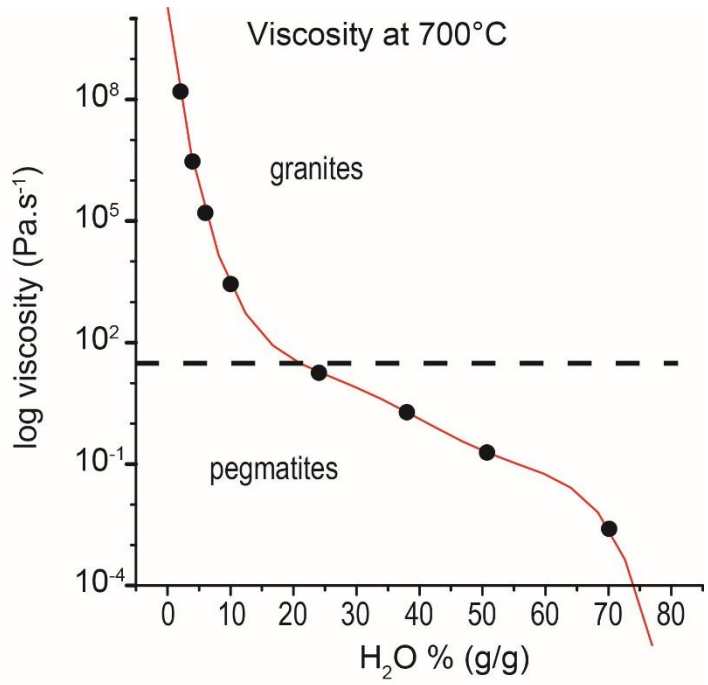


Figure V-8: Evolution de la viscosité des magmas granitiques hyperalumineux et pegmatitiques en fonction de la teneur en H_2O (g/g), pour température fixée à 700°C, d'après Thomas & Davidson (2012).

Ces inclusions extrêmement riches en fondants et éléments hydratés (i.e. 11 - 26 wt %) ont été vivement discutées récemment par London (2014). D'après London (2014), les inclusions magmatiques observées par Thomas et al. (2000, 2012) et Thomas & Davidson (2012) ne sont pas primaires. Au mieux, ces inclusions magmatiques correspondraient (1) à un solide accidentellement piégé, (2) à la cristallisation de la couche limite (ou boundary-layer) dont la composition chimique diffère de la composition du magma et/ ou (3) aux produits de processus chimiques réactionnels le long des clivages et des fractures entre les cristaux (porteurs de ces inclusions) et le magma résiduel, dans les derniers stades de la consolidation de la pegmatite. Enfin, London (2014) soutient que la viscosité d'un magma de nature granitique est de l'ordre de 10^8 Pa.s à 450°C (i.e. température du solidus pour les pegmatites), d'après l'équation de Baker (1996). Cependant, il est important de préciser que cette équation est basée sur la compilation de mesures expérimentales, effectuées dans une gamme de températures comprises entre 700 et 900°C. Cette équation ne peut donc pas être exportée aux conditions subsolidus du granite.

Bien que ces concentrations en H_2O aient été vivement contestées par London (2014), Ces valeurs extrêmement faibles ont toutefois été confirmées par Bartels et al. (2010). Des gammes de valeurs de viscosité similaires ont été obtenues en utilisant la méthode du «falling sphere» développée par Shaw (1963). Les analyses expérimentales ont été réalisées sur des magmas granitiques hyperalcalins dopés en éléments fondants (e.g. Li_2O, F, P_2O_5 et B_2O_3). Les valeurs de viscosité ont été obtenues pour des températures comprises entre 600 et 800°C. Bien que les températures soient trop élevées par rapport à la gamme de stabilité des magmas pegmatitiques, les auteurs ont démontré que les viscosités pouvaient atteindre entre $10^{1.5}$ Pa.s et $10^{3.5}$ Pa.s à environ 500°C et pour une concentration (H_2O + Li_2O) égale à 15 wt %.

Afin d'éviter toute estimation, de nouvelles analyses expérimentales ont été menées par Bartels et al. (2015) pour une température de 600°C. Dans cette étude, les mesures de viscosité ont été déterminées par deux techniques distinctes, la micropénétration (pour les basses températures) et la méthode de « falling-sphere » (pour les températures élevées, cf. Bartels et al., 2013 pour la description des méthodes). Les échantillons ont été au préalable dopés en H_2O, Li_2O et K_2O afin d'évaluer leur rôle de ces fondants sur la viscosité des magmas pegmatitiques. Les résultats démontrent qu'à 600°C, les valeurs de viscosité varient de 10^5 à 10^3 Pa.s pour des concentrations respectives en F, Li_2O de 4,8 wt % et 1,4 wt % et une concentration en H_2O de 5 à 25 mol % (Fig.V-9).

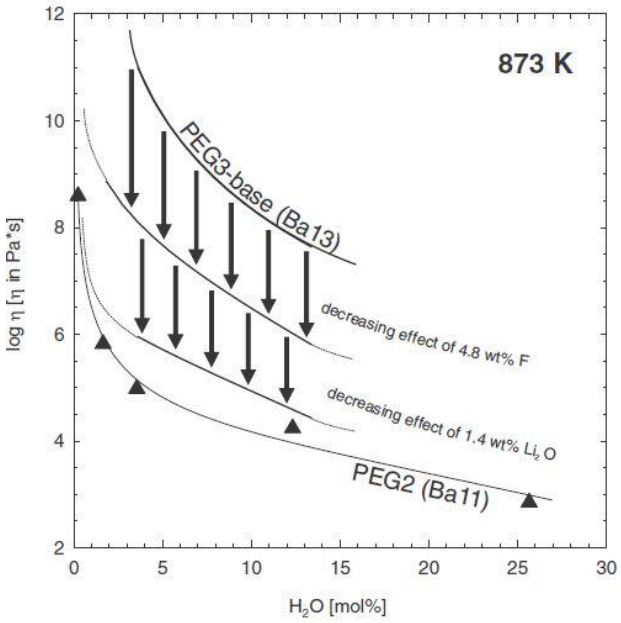


Figure V-9: Evolution de la viscosité des magmas pegmatitiques en fonction de la concentration en (K_2O + Li_2O + H_2O), pour les températures fixées à 600 et 1200°C, d'après Bartels et al. (2013). Les symboles correspondent aux différentes compositions de départ.

Ces valeurs de viscosité sont nettement plus élevées que celles proposées par Thomas & Webster (2000). Bartels et al. (2010) ont en effet approximé la viscosité des magmas pegmatitiques à 500°C en utilisant une équation de type Arrhenius, alors que les magmas pegmatitiques n'adoptent pas ce comportement (i.e. la décroissance de la viscosité n'est pas linéaire avec l'augmentation de la température, Hess & Dingwell, 1996).

Afin de prendre en compte cette propriété intrinsèque du magma pegmatitique, l'équation développée par Thomas & Webster (2000) sera utilisée lors de nos calculs. Pour les tests de sensibilité à μ fixée, une valeur de 30 Pa.s sera utilisée (ordre de grandeur moyen entre les différentes valeurs publiées dans la gamme de température 800 - 500°C).

V.3. La désolidarisation : description physique du processus

La modélisation de la circulation d'un fluide – considéré pegmatitique - à travers une zone perméable nécessite d'évaluer les rôles respectifs de la perméabilité du milieu et de la viscosité du fluide sur le schéma global de la circulation de ce fluide. Avant de présenter les résultats de ces tests de sensibilité, la description physique du phénomène de désolidarisation est détaillée ci-dessous.

Dans l'exemple présenté ci-dessous, la viscosité μ et la porosité φ sont fixées à 30 Pa.s et 10 %, respectivement. De manière à reproduire physiquement le rôle des drains sur l'ascension des magmas pegmatitiques, une anisotropie verticale de la perméabilité (selon l'axe yy) a été ajoutée au modèle La perméabilité verticale est ici trois fois supérieure à celle fixée horizontalement (selon l'axe xx), au début du calcul (t0).

À la suite de nombreux tests, il est apparu que la convection hydrothermale[4], caractérisée par la distorsion des isothermes i.e., induite par la remontée des fluides chauds, s'initie uniquement pour des perméabilités $k > 5*10^{-9}$ m², pour les valeurs μ et φ fixées (Fig.V-10). En revanche, la désolidarisation du fluide s'observe uniquement pour une valeur de perméabilité $k \geq 10^{-8}$ m².

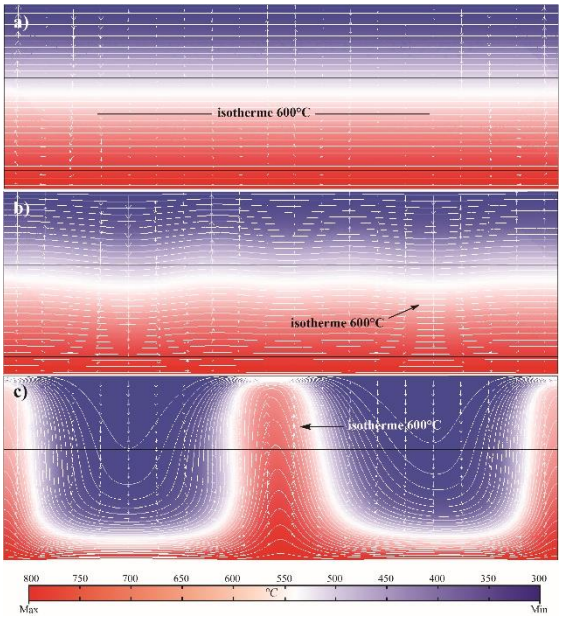


Figure V-10: Initiation de la convection hydrothermale pour k fixée à $5*10^{-9}$m². Résultats du calcul au temps t(0) + 500 ans (a), t(0) + 1000 ans (b) et t(0) + 1500 ans (c). Les contours blancs représentent les isothermes, les flèches blanches, le champ de vitesse du fluide

Un exemple de désolidarisation est présenté sur la Fig.V-11. Les résultats du calcul sont donnés dans l'intervalle de temps [1800 - 1900], pour une perméabilité k fixée à 10^{-8} m². Le film de ce modèle est disponible ici : (icône accessible uniquement sur la version numérique)

[4] Le terme hydrothermal est classiquement réservé pour l'eau. Ici, les propriétés physiques du fluide s'apparentent à celle de l'eau. Par conséquent, nous nous permettons cet abus de language de manière à simplifier la lecture.

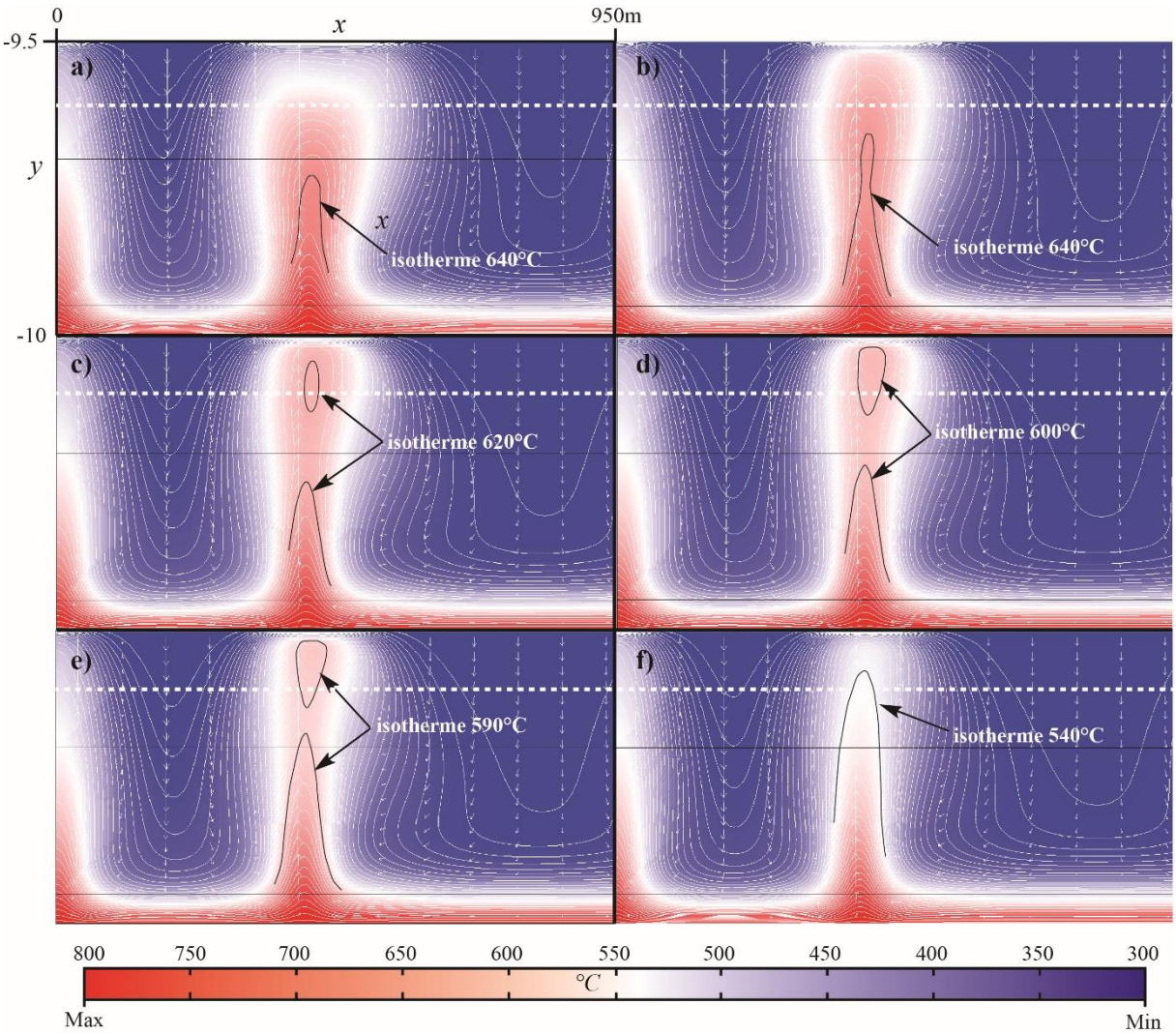


Figure V-11: Résultats du modèle pour les temps : a) t = 1800ans, b) t = 1820 ans, c) t = 1840 ans, d) t = 1850 ans, e) t = 1860 ans et f) t = 1900 ans. La température du fluide est représentée en surface (comprise entre 300 et 800°C). La perméabilité k est fixée à 10^{-8}m² et l'anisotropie verticale de la perméabilité est égale à 3.

Après l'initiation de la convection hydrothermale, l'isotherme 640°C se verticalise drastiquement en x = 430 m (Fig.V-11a, b). A partir de t = 1840 ans, l'isotherme 620°C se scinde en 2 (Fig.V-11c). La température maximale enregistrée au cœur du soliton est de 621°C. Au temps t = 1850 ans, le soliton se refroidit atteignant une température maximale de 600°C au cœur (Fig.V-11d). Au cours de ce refroidissement, l'ascension de ce soliton est continue, jusqu'à atteindre la limite supérieure du modèle. Au temps t = 1860 ans, les températures maximales sont fixées à 590°C (Fig.V-11e). Là encore, l'isotherme 590°C est scindé en 2, un premier isotherme (cœur de soliton) situé entre - 9550 et – 9600 m de profondeur et un second qui atteint 9700 m de profondeur. Enfin au temps t = 1900 ans, pour les mêmes profondeurs considérées, l'isotherme 590°C atteint tout juste les 9900 m de profondeur (Fig.V-11f). Les températures maximales en

surface du modèle (profondeur située entre - 9500 et - 9700 m) atteignent 560°C. Les isothermes sont de nouveau continues.

n.b. La désolidarisation thermique de ces solitons a été validée après de nombreux tests numériques. Dans de nombreux cas, la température du fluide augmentait après la désolidarisation, l'évolution thermique de ces solitions était physiquement impossible. Par la suite, la tolérance de calcul initiale (par défaut dans le logiciel) a été diminuée. Le réchauffement interne des solitons n'étant plus observé, la désolidarisation de ces fluides a été confirmée.

De manière à quantifier plus précisément la formation de ces solitons, des transects ont été réalisés suivant l'axe y = - 9600 m, pour les mêmes temps considérés (Fig.V-11). Cette profondeur a été privilégiée car le soliton formé s'initie au toit du modèle. Les paramètres physiques tels que la température, la vitesse de circulation, le nombre de Péclet et le flux de chaleur sont analysés au cours du temps (Fig.V-12 et V-13).

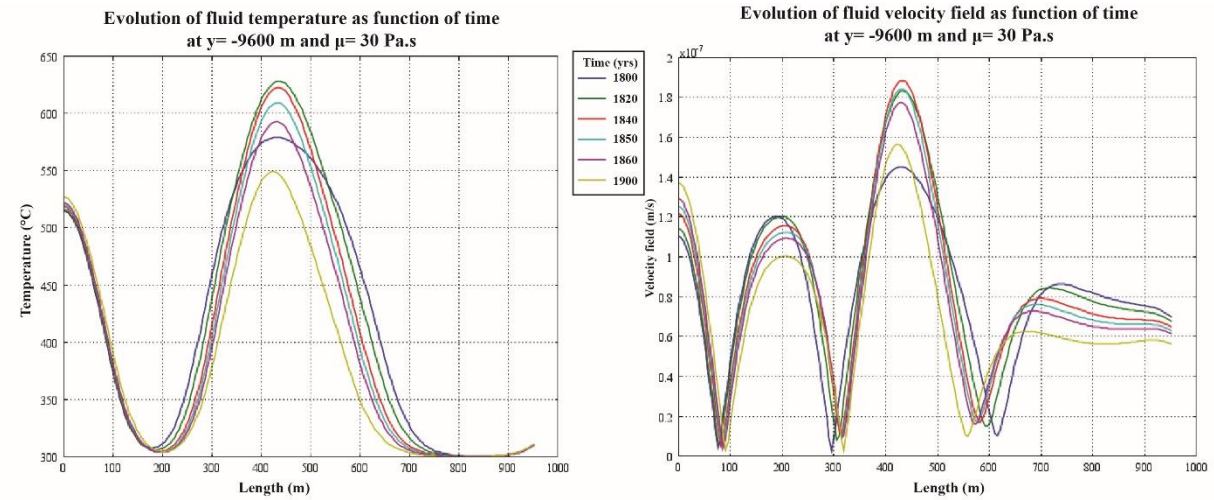


Figure V-12: Evolution au cours du temps de la température (a) et de la vitesse de circulation du fluide (b) suivant un transect horizontal y = - 9600 m.

La température dans les panaches hydrothermaux (Fig.V-12a) atteint environ 575°C en y = - 9600 m. En x = 1160 m, la température maximale atteinte au cœur de ce panache est de 525°C. Il n'y a pas de désolidarisation. En x = 420 m et à t = 1820 ans, la température maximale atteinte au cœur du panache augmente brusquement jusqu'à atteindre 625°C (courbe verte). En seulement 20 ans, la température du fluide a augmenté de 100°C. En revanche, la température maximale au cœur du panache voisin n'a quasiment pas fluctuée. Par la suite, la température diminue progressivement de 625°C à 590°C entre 1820 et 1860 ans. Au temps t = 1900 ans, seul

l'isotherme 550°C atteint cette profondeur. La température est quant à elle égale à 520°C dans le panache voisin.

En plus d'une augmentation drastique de la température (ΔT = 100°C), la désolidarisation s'accompagne d'une augmentation brutale de la vitesse de circulation du fluide (Fig.V-12b). Effectivement, la vitesse moyenne enregistrée dans le panache hydrothermal voisin (localisé en x = 1160 m) est de $1,5*10^{-7}$ $m.s^{-1}$, soit une vitesse moyenne de 5,36 $m.an^{-1}$. En revanche, à partir de t = 1820 ans, la vitesse augmente de $1,45*10^{-7}$ $m.s^{-1}$ à $1,85*10^{-7}$ $m.s^{-1}$, soit 5,99 $m.an^{-1}$. Cette vitesse de circulation élevée se maintient tout au long de la formation du soliton, jusqu'à atteindre 1,55 $m.an^{-1}$ au temps t = 1900 ans.

La température et la vitesse de circulation du fluide ne sont pas les deux seuls paramètres physiques à augmenter pendant la formation du soliton. Le nombre de Péclet local (i.e. calculé pour chaque maille de la grille), équivalent au rapport du terme convectif sur le terme conductif augmente lui aussi à partir de t = 1820 ans (Fig.V-13a). Les deux panaches illustrés sur la Figure.V-13a sont caractérisés par un nombre de Péclet Pe > 1. Au cœur du soliton, la valeur de Péclet atteint 1,6. Celle-ci diminue jusqu'à 1,4 au temps t = 1900 ans. Cette augmentation brutale du nombre de Péclet signifie que la désolidarisation et l'ascension de ce soliton s'effectuent sans perte de chaleur. Les températures maximales atteintes au cœur peuvent donc se maintenir pendant l'ascension, jusqu'à l'initiation du refroidissement par homogénéisation avec la matrice.

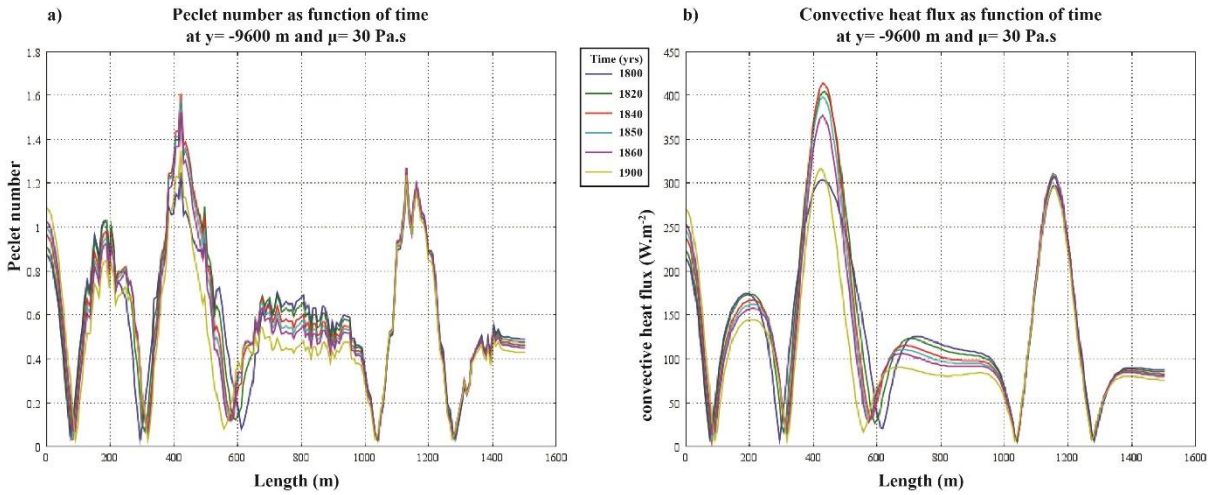


Figure V-13: Evolution au cours du temps du nombre Péclet (a) et du flux de chaleur convectif (b) suivant un transect horizontal y = - 9600 m.

Le flux de chaleur au cœur du soliton associé à cette convection est égal à ± 400 $W.m^{-2}$ entre t = 1820 ans et t = 1860 ans (Fig.V-13b). Ce flux est 1,3 fois supérieur à celui mesuré au

début de l'initiation du soliton (courbe bleue) et au cœur du panache hydrothermal voisin (~ 300 $W.m^{-2}$).

A titre de comparaison, la vitesse du fluide est 6 fois plus élevée au temps t = 1840 ans et à la profondeur fixée à y = - 9600 m dans une matrice dont la perméabilité est fixée à 10^{-8} m² qu'à $5*10^{-9}$ m², i.e. pour une perméabilité deux fois plus faible (Fig.V-14a).

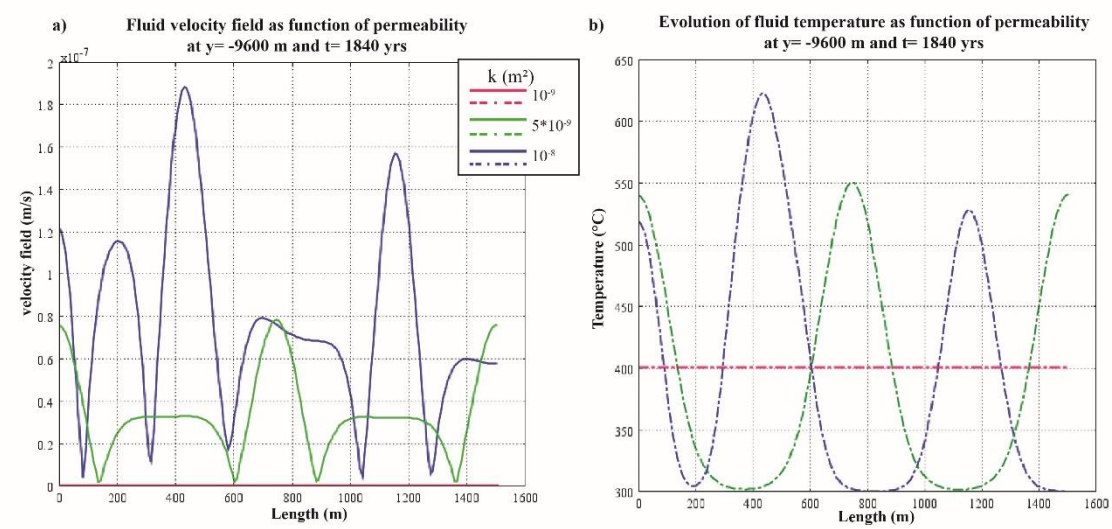


Figure V-14: Evolution de la vitesse de circulation du fluide (a) et de la température (b) en fonction de la perméabilité, au temps t = 1840 ans et pour une viscosité du fluide fixée à 30 Pa.s.

La perméabilité impacte donc la circulation du fluide pegmatitique, et par conséquent le transfert de la chaleur par convection qui semble moteur pour la désolidarisation des fluides pegmatitiques (Fig.V-14b).

V.3.b) Rôle de la viscosité du magma pegmatitique

1) Équation de la viscosité thermo-dépendante

Afin encore de préciser les mécanismes amenant à la désolidarisation du fluide, la loi de la viscosité thermo-dépendante définie par Thomas & Webster (2000) a été implémentée au modèle. La viscosité du fluide pegmatitique évolue donc en même temps que le transfert de chaleur par convection. En base de modèle (T = 800°C), la valeur initiale (t0) de la viscosité est égale à 0,23 Pa.s. Cette valeur atteint $2*10^4$ Pa.s à la limite supérieure du modèle où T = 300°C. L'anisotropie verticale de la perméabilité a été supprimée de manière à évaluer le rôle de la diminution de cette viscosité.

Malgré une viscosité initiale du fluide inférieure de 2 ordres de grandeur au modèle précédemment décrit, la circulation du fluide pegmatitique à travers la zone perméable reste

quasiment inchangée. La convection hydrothermale s'initie pour des valeurs de perméabilité inférieures (0,5 ordre de grandeur) ~ $k \geq 10^{-9}$ m². Le nombre de Péclet (Pe) est supérieur à 1 au cœur des panaches hydrothermaux. Le transport de la chaleur par convection est donc supérieur à celui effectué par conduction. Les vitesses du fluide au cœur de ces panaches sont de l'ordre de $2*10^{-7}$ m.s^{-1} (Fig.V-15). Cette vitesse est semblable à celle rencontrée lors de la désolidarisation des solitons pour une viscosité fixée à 30 Pa.s. Cependant, dans le cas présent la désolidarisation ne s'effectue pas. La diminution du nombre de Péclet (passant de 1,6 à 1,39 dans le cas précédent) pourrait justifier l'absence de désolidarisation.

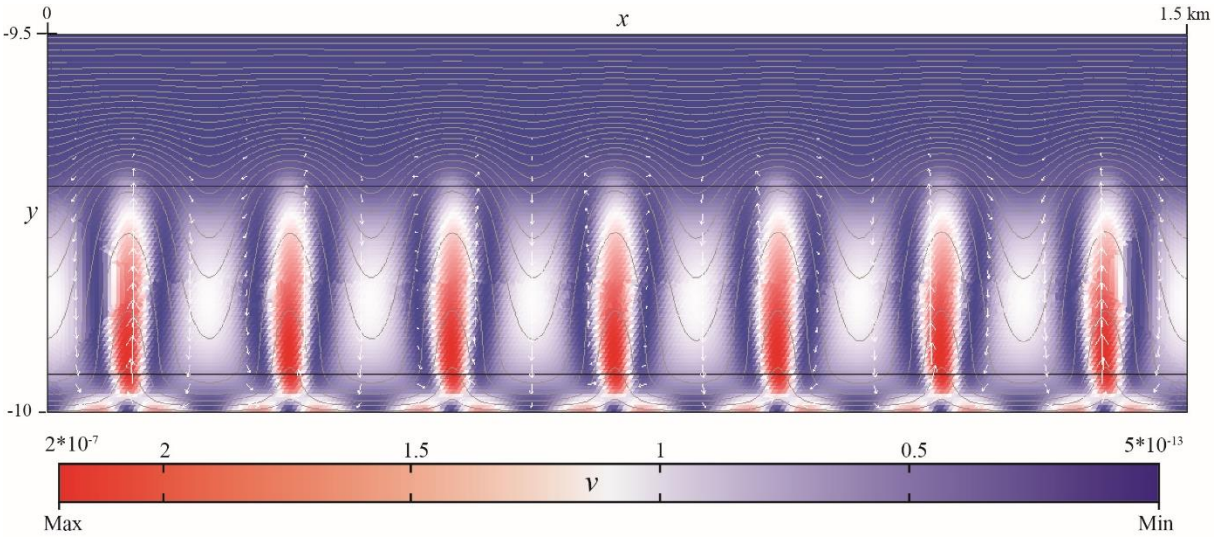


Figure V-15: Résultats du modèle pour une perméabilité fixée à $k = 10^{-10}$ m², au temps $t = 10^4$ ans. La viscosité est thermo-dépendante. La vitesse de circulation du fluide est exprimée en surface (en m.s^{-1}).

Au regard de ces premiers résultats, le rôle de la perméabilité est primordial pour la désolidarisation des fluides pegmatitiques. Malgré une viscosité du fluide inférieure de 2 ordres de grandeur en base de modèle par rapport au précédent modèle, celle-ci ne réussit pas à contrebalancer l'effet de la perméabilité plus faible d'1 ordre de grandeur, qui influence directement le nombre de Péclet. Le contraste de viscosité trop élevé entre la base et le toit du modèle a certainement lui aussi son rôle dans l'absence de désolidarisation. Par conséquent, en l'absence d'anisotropie verticale de la perméabilité, les fluides circulent moins vite, et la température ne peut augmenter au-dessus 9700 m de profondeur. L'anisotropie verticale de la perméabilité semble donc essentielle pour l'ascension des fluides chauds, la diminution de la viscosité et pour la désolidarisation de ces fluides.

2) Viscosité fixée à 10^{-1} Pa.s

La viscosité thermo-dépendante étant trop forte au toit de notre modèle, la viscosité a été fixée de nouveau, mais abaisser à 10^{-1} Pa.s, soit de 2 ordres de grandeur par rapport au premier modèle. L'anisotropie a là aussi été supprimée. Les valeurs de perméabilité s'échelonnent entre 10^{-18} et 10^{-11} m².

La convection hydrothermale s'initie seulement à partir de k = 10^{-12} m². La remonté des panaches chauds s'effectue jusqu'à la surface du modèle en y = - 9500 m. Contrairement aux premiers calculs réalisés à partir d'une viscosité fixée à 30 Pa.s, la diminution de la viscosité de 2 ordres de grandeur permet la désolidarisation du fluide pour une perméabilité k inférieure de 3 ordres de grandeur ($8*10^{-11}$ m²). Les résultats du calcul effectués entre t = 5600 et t = 5720 ans sont présentés sur la Figure.V-16.

La remontée de l'isotherme 700°C s'initie à partir de t = 5600 ans, en x = 950 m. A t = 5630 ans, ce même isotherme s'amincit et se verticalise en x = 950 m. À t = 5645 ans, cet isotherme se scinde en deux, les températures du soliton désolidarisé ne dépassent pas 700°C. À t) 5660 ans, l'ascension verticale du soliton atteint la profondeur de y = - 9700 m. A t = 5675 ans, ce même soliton atteint 9600 m de profondeur. La température maximale au cœur du blob atteint ~ 656°C. À t = 5690 ans, ce même soliton atteint la surface du modèle. Les températures sont toujours supérieures à 656°C. A t = 5705 ans, la température décroit pour atteindre 630°C. L'isotherme 620°C est toujours discontinu. Enfin, à t = 5720 ans, le soliton a disparu. La circulation verticale du fluide chaud est continue, jusqu'au toit du modèle.

D'après ces résultats, la désolidarisation et l'ascension des solitons s'effectue environ en une centaine d'années. La durée de formation de ces solitons est similaire à celle observée dans les premiers modèles réalisés au début de cette section. Quelques différences sont tout de même à noter : 1/ la forme des solitons est différente. Sans anisotropie verticale de la perméabilité, le contour des isothermes est nettement plus ovoïde, 2/ l'ascension du fluide désolidarisé est plus rapide, dans un même temps donné et 3/ la température atteinte au cœur de ces solitons est supérieure d'environ 100°C par rapport à celles mesurées dans les solitons générés pour une viscosité fixée à 30 Pa.s. Ces résultats sont cohérents avec une vitesse de circulation plus rapide, qui favorise le transfert rapide de la chaleur par convection. Par conséquent, les températures maximales peuvent atteindre plus facilement le toit du modèle.

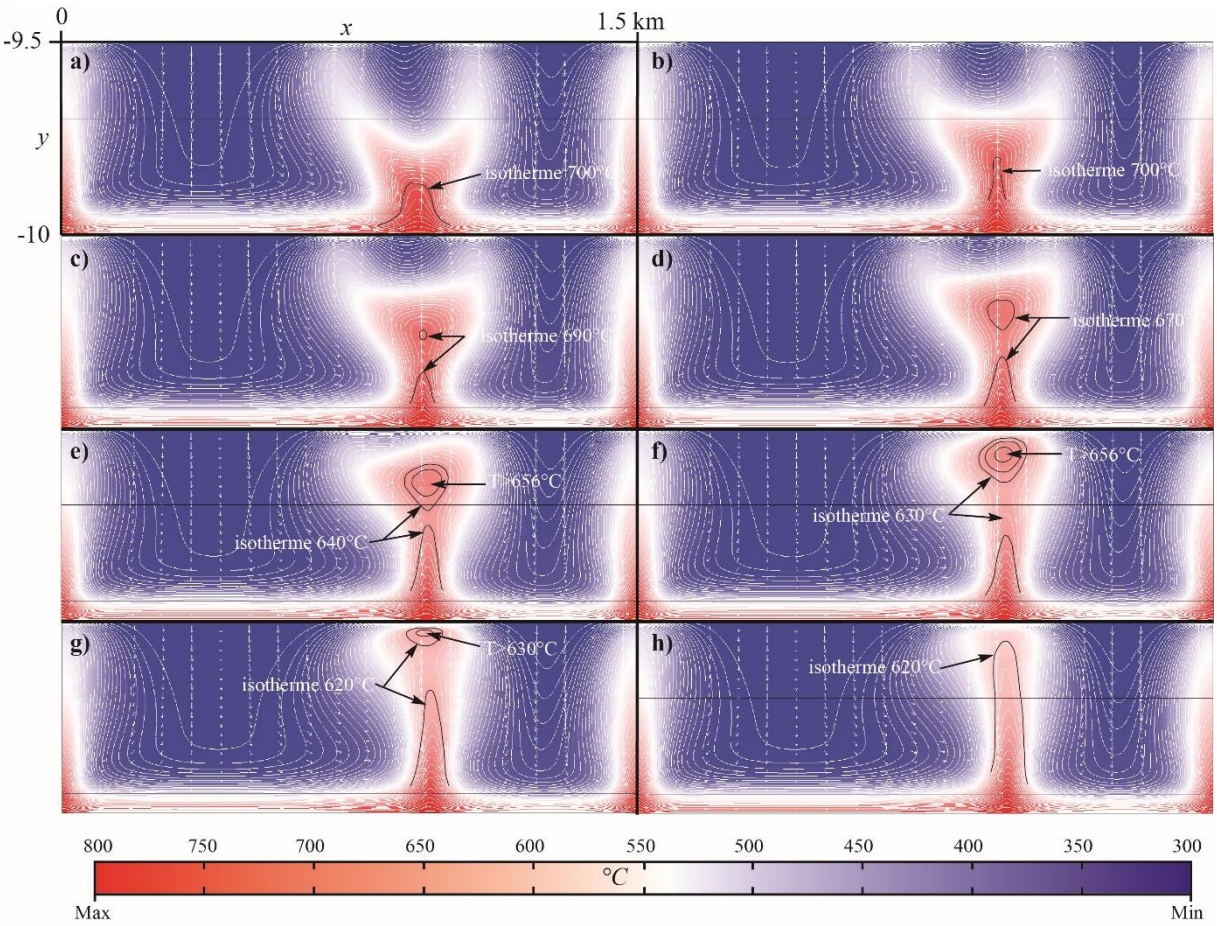


Figure V-16: Résultats du modèle pour une viscosité fixée à 10^{-1} Pa.s et une perméabilité k = $8*10^{-11}$ m². La température (exprimée en °C) est représentée en surface. Les isothermes sont représentées par les courbes blanches. (a) t = 5600 ans, (b) t = 5630 ans, (c) t = 5645 ans, (d) t = 5660 ans, (e) t = 5675 ans, (f) t = 5690 ans, (g) t = 5705 ans et (h) t = 5720 ans.

De la même manière que pour les précédents modèles, différents transects ont été réalisés à travers une zone dite de désolidarisation, observée entre 5600 et 5720 ans, en x = 950 m (Fig.V-16). L'objectif étant de suivre en fonction du temps, l'évolution de la température, de la vitesse de circulation ainsi que le nombre de Péclet. Des coupes horizontales et verticales sont présentées sur la Fig. V-17.

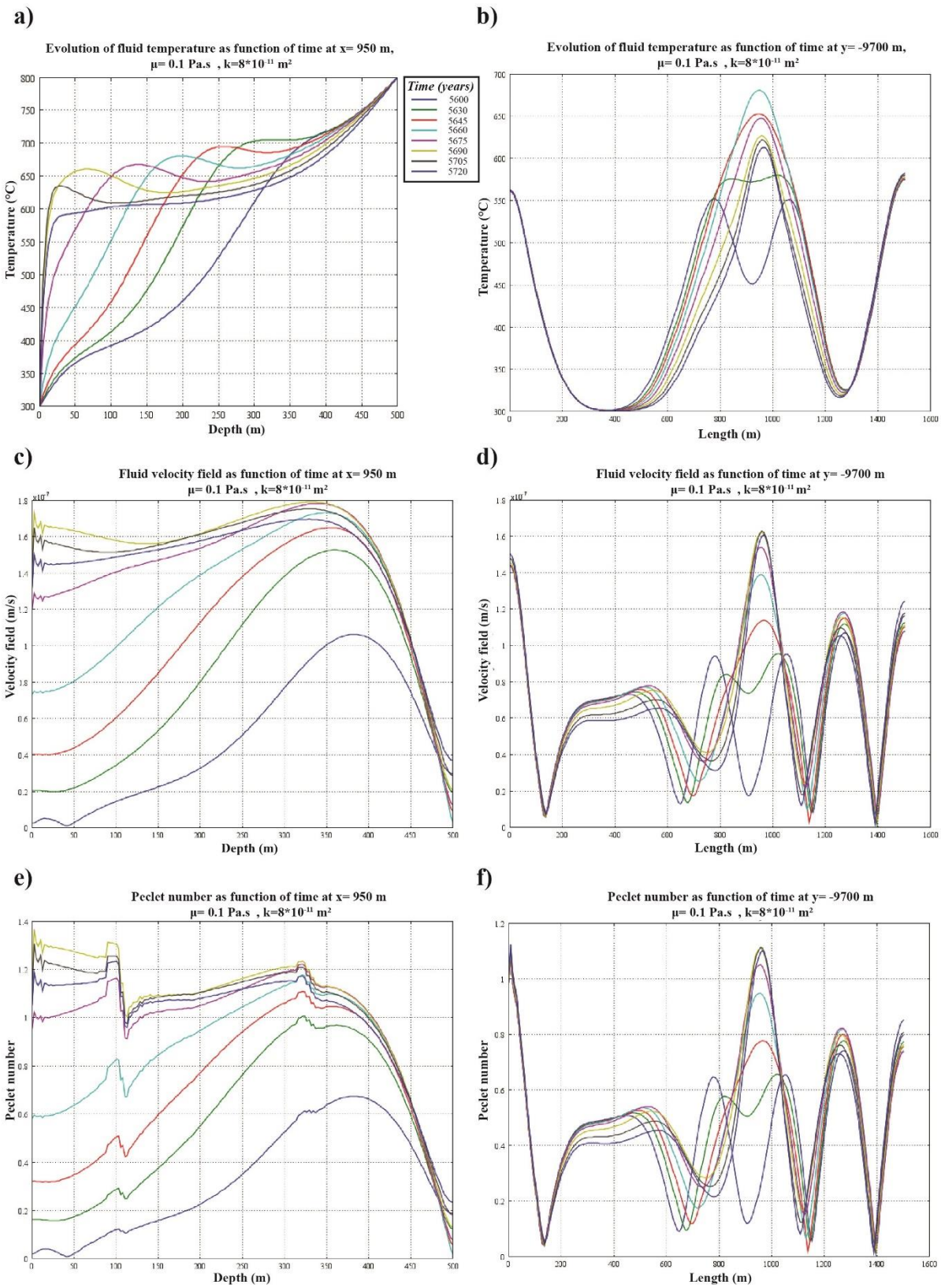


Figure V-17: Evolution au cours du temps de la température (a, b), de la vitesse de circulation du fluide (c, d) et du nombre de Péclet (d, e). Les diagrammes sur la gauche, correspondent à des transects verticaux effectués à travers la zone en pleine désolidarisation. Les diagrammes sur la droite correspondent aux transects horizontaux effectués en y = - 9700 m.

À t = 5600 ans, l'évolution de la température avec la profondeur est linéaire et augmente avec la profondeur. En revanche, à partir de t = 5630 ans, la température augmente brusquement, de 100°C, par rapport au profil précédent, pour une profondeur fixée à 300 m. L'ascension du soliton se caractérise par le déplacement des maximums de température, sur la gauche du profil. A t = 5690 ans, le soliton atteint la limite supérieure du modèle (cf. Fig.V-17a). La température maximale atteinte au cœur de celui-ci est de 655°C. Par conséquent, le soliton a migré sur 300 m, en 60 ans et ne s'est refroidit que d'environ 60°C, au cours de cette ascension. L'augmentation brutale de la température (ΔT = 75°C) entre t = 5630 et t = 5645 ans est visible également sur la Fig.V-17b. Le réchauffement du fluide en circulation, s'accompagne aussi d'une augmentation significative de la vitesse, passant d'environ ~ 1,05 $m.s^{-1}$ au temps t = 5600 ans à 1,65 $m.s^{-1}$ au temps t = 5645 ans. Ces vitesses sont légèrement inférieures à celles précédemment mesurées. Toutefois, en l'absence d'anisotropie verticale de la perméabilité, cet écart n'est pas significatif. De plus, pour cette valeur μ fixée, une vitesse de circulation plus basse n'empêche pas la désolidarisation.

L'ascension du soliton sans perte de chaleur se traduit également par l'augmentation du nombre de Péclet à partir de t = 5630 ans, passant de 0,1 en x = 950 m à 0,5 trente ans plus tard et atteignant 0,75, au début de l'initiation du soliton. Au cours de l'ascension du soliton, le nombre de Péclet ne cesse d'augmenter pour atteindre 1. Par conséquent, il n'y a pas de perte de chaleur pendant son ascension.

Le film de ce modèle est disponible ici : Icône accessible sur la version numérique

3) <u>Bilan intermédiaire</u>

Trois modèles ont été présentés en détail afin de quantifier physiquement la désolidarisation des solitons. Dans le premier modèle, la viscosité du fluide est fixée à 30 Pa.s. L'anisotropie verticale de la perméabilité est égale à 3. Dans cette première configuration, la désolidarisation a lieu. Cette désolidarisation s'exprime par : 1/ une augmentation brutale de la température (ΔT > 50°C), 2/ une augmentation de la vitesse de circulation du fluide et 3/ une augmentation du nombre de Péclet, traduisant un transport purement convectif de la chaleur et l'absence de perte de chaleur au cours de la migration. La forme des solitons se présente plutôt sous forme allongée, de type dike.

Dans le second modèle, l'anisotropie verticale de la perméabilité a été supprimée. Néanmoins, la viscosité suit une loi thermo-dépendante. En base de modèle, μ = 0,23 Pa.s, contre

$2*10^4$ Pa.s au toit de celui-ci. Dans cette configuration, la convection hydrothermale s'initie (Pe > 1) en revanche, la désolidarisation n'a pas lieu. La différence de températures entre le toit et la base de notre modèle (ΔT = 500°C), sur une hauteur de seulement 500 m entraîne un constraste de viscosité trop élevé entre la base et le toit.

Enfin, le troisième modèle est basé sur la circulation d'un fluide peu visqueux, $\mu = 10^{-1}$ Pa.s, dans une zone perméable homogène (l'anisotropie verticale a été supprimée). Dans cette configuration, la désolidarisation a lieu. En diminuant de 2 ordres de grandeur la viscosité (par rapport au premier modèle), la désolidarisation peut avoir lieu pour des valeurs de perméabilité, inférieures de 2,5 ordres de grandeur. Toutefois, la forme de ces solitons est clairement différente de celle observée dans le premier cas de figure. Les solitons sont ovoïdes (isothermes concentriques). L'anisotropie de la perméabilité influence donc la distorsion des isothermes et par conséquent, la forme des solitons.

Il semble donc que la viscosité et la perméabilité jouent un rôle primordial pour la désolidarisation des fluides pegmatitiques.

V.4. Tests de sensibilité

Le phénomène de désolidarisation ayant été décrit précédemment d'après l'évolution au cours du temps des paramètres physiques (e.g. vitesse du fluide, nombre de Péclet, température) et dans plusieurs configurations (e.g. variations de la viscosité, anisotropie verticale de la perméabilité), d'autres modèles ont été calculés de manière à définir des zones préférentielles pour la désolidarisation des magmas pegmatitiques. Nous avons donc fait varier, à la fois la valeur μ de viscosité, la perméabilité k et enfin la valeur d'anisotropie verticale de la perméabilité Ar toujours de manière à représenter le rôle des drains sur l'ascension de ces corps. Bien que la viscosité soit thermo-dépendante, celle-ci est considérée constante pour la suite de l'étude. Effectivement, pour les conditions limites fixées au modèle (P et T), les fluides chauds (~ 600°C) atteignent facilement le toit du modèle, cf. Fig.V-10. Par conséquent, nous considérons une viscosité du fluide constante, sur toute la hauteur de notre modèle. Les résultats de ces modèles ont été compilés sur la Fig.V-18. Ce diagramme décrit l'initiation de la convection hydrothermale et l'apparition des solitons, en fonction de trois paramètres : 1/ la perméabilité, 2/ la viscosité et 3/ l'anisotropie de la perméabilité.

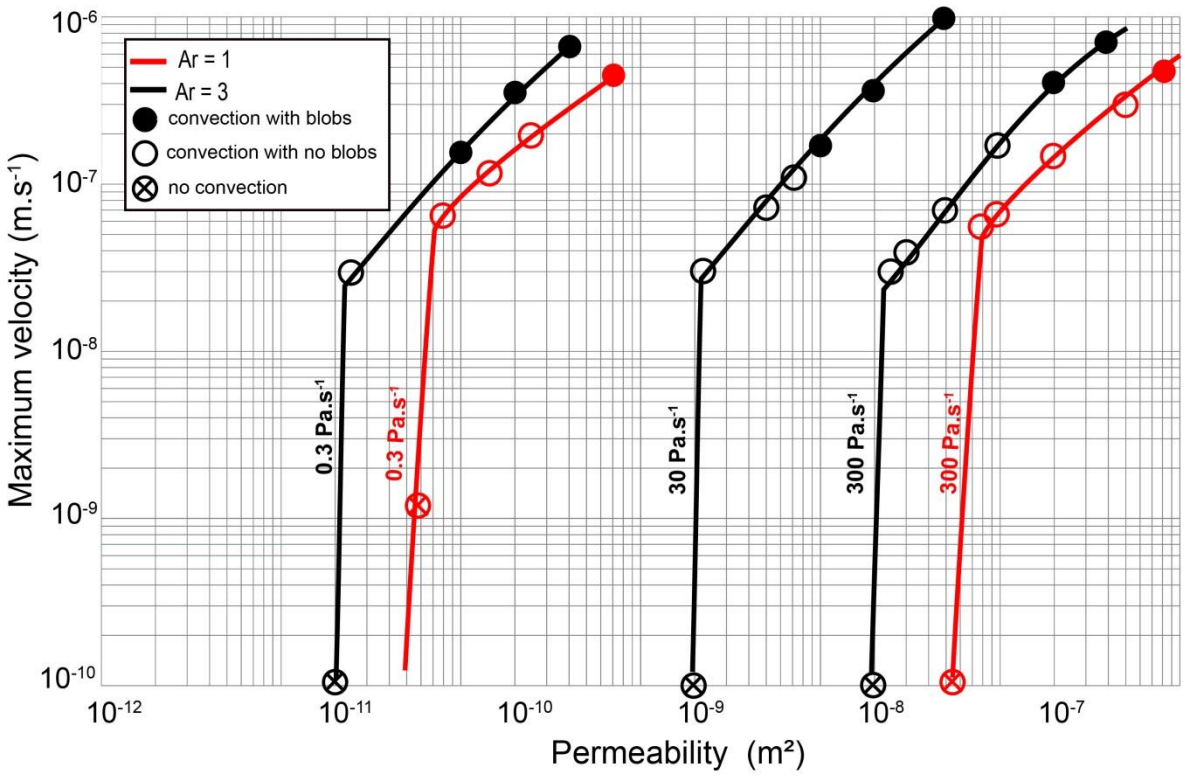


Figure V-18: Valeurs du champ de vitesse et de la perméabilité pour lesquelles la convection hydrothermale (cercles) et la désolidarisation du fluide (ronds) ont lieu. Les résultats présentés sont également dépendants de la viscosité μ et de l'anisotropie verticale de la perméabilité Ar.

D'après les résultats présentés sur la Fig.V-18, la convection hydrothermale s'initie pour des vitesses de l'ordre de $6*10^{-8}$ m.s^{-1}, pour une valeur Ar = 1. Pour une valeur Ar = 3, la vitesse du fluide requise pour initier la convection hydrothermale est inférieure, et égale à $3*10^{-8}$ m.s^{-1}. De plus, l'anisotropie verticale de la perméabilité facilite l'initiation de la convection pour des valeurs de perméabilité inférieures d'environ un demi-ordre de grandeur. Cette observation est valable pour toutes les valeurs de viscosité considérées dans cette étude (0,3, 30 et 300 Pa.s).

La désolidarisation du fluide s'observe uniquement pour une vitesse du fluide supérieure à 10^{-7} m.s^{-1} (~ 3 m.an^{-1}) La vitesse du fluide requise pour observer le phénomène de désolidarisation augmente premièrement, avec les valeurs de viscosité élevées (300 Pa.s) et pour une valeur d'anisotropie plus faible Ar = 1.

Ainsi, en considérant des viscosités élevées (~ 10^2 Pa.s), la perméabilité requise pour observer la désolidarisation doit être de trois ordres de grandeur supérieure à celle requise pour la désolidarisation d'un fluide moins visqueux de trois ordres de grandeur (10^{-1} Pa.s).

Dans le cas où l'anisotropie verticale de la perméabilité est fixée et égale à 3, la perméabilité doit être supérieure d'un ordre de grandeur (10^{-8} m²) pour désolidariser un fluide pegmatitique

plus visqueux d'un ordre de grandeur (300 Pa.s). En d'autres termes, la perméabilité et la viscosité jouent dans le même sens, d'où la similitude des trois séries de courbes représentées sur la Fig.V-18.

D'après ces premiers résultats, il existe une vitesse critique à atteindre pour que la désolidarisation du fluide ait lieu. Cette vitesse est égale à 10^{-7} m.s^{-1}. L'objectif de cette étude était d'évaluer les rôles de la viscosité et de la perméabilité sur la désolidarisation et l'ascension des fluides pegmatitiques. D'après ces résultats, les rôles des deux variables sont identiques. En d'autres termes, si la viscosité du fluide augmente d'un ordre de grandeur, la perméabilité doit elle aussi augmenter d'un ordre de grandeur pour faciliter la désolidarisation du fluide plus visqueux. Par conséquent, il est plus judicieux de considérer le rapport de l'une de ces variables sur l'autre, pour évaluer le rôle de l'anisotropie de la perméabilité sur la vitesse du fluide et donc, la désolidarisation de celui-ci.

D'après la loi de Darcy, le rapport de la perméabilité intrinsèque du milieu k sur la viscosité du fluide μ correspond au coefficient de la perméabilité dynamique (e.g. Cathles & Adams, 2005 ; Mezri et al., 2015) et s'exprime sous cette forme :

$$K = \frac{k_f}{\mu_f}, \tag{13}$$

avec k_f la perméabilité intrinsèque du milieu et μ_f la viscosité du fluide.

Sur la Fig.V-19, nous avons représenté l'évolution de la vitesse du fluide (exprimée en m.s^{-1}) en fonction de ce coefficient dynamique.

D'après la Fig.V-19, l'augmentation de l'anisotropie verticale de la perméabilité favorise l'initiation de la convection hydrothermale pour des vitesses de circulation plus faibles d'environ un demi-ordre de grandeur, i.e., de $6*10^{-8}$ à $2*10^{-8}$ m.s^{-1} pour des valeurs Ar respectives de 1 et 3. De plus, l'anisotropie de la perméabilité favorise la désolidarisation pour un coefficient K égal à $5*10^{-10}$ (courbe noire), plus faible que celui observé pour la désolidarisation du fluide dans un milieu perméable et isotrope ($2*10^{-9}$ m², courbe rouge).

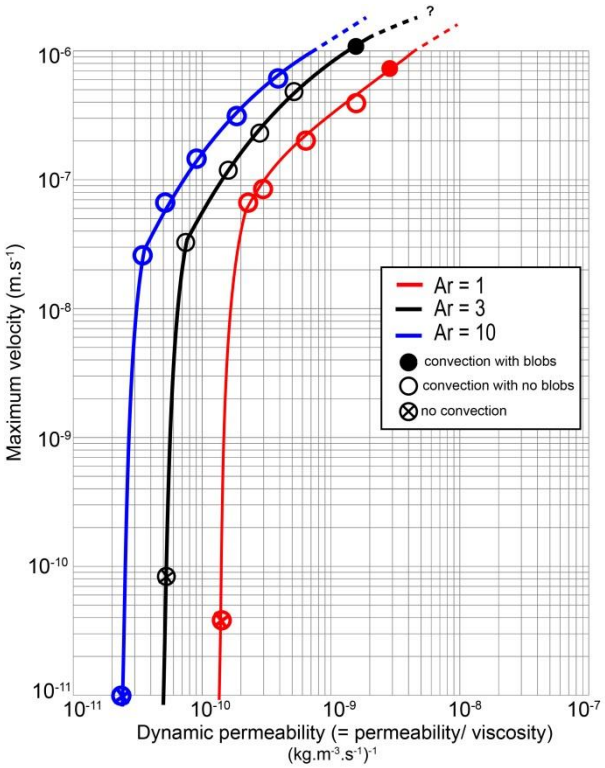


Figure V-19: Vitesse du fluide pegmatitique en fonction de la perméabilité « dynamique » et de l'anisotropie verticale de la perméabilité.

D'après ces résultats, la perméabilité dynamique K doit être comprise entre 10^{-9} et 10^{-8} pour favoriser la circulation rapide du fluide, de l'ordre de 10^{-6} m.s^{-1} et ainsi favoriser dans un premier temps, la convection hydrothermale et dans un second temps, la désolidarisation.

Le mécanisme de désolidarisation a bien été observé pour une anisotropie Ar égale à 10. Toutefois, un réchauffement interne dans les solitons a été mesuré, ce qui est physiquement impossible. De manière à limiter ces instabilités numériques, la tolérance de calcul (cf. Annexe 4) doit être de nouveau affinée pour pouvoir prendre en compte des valeurs d'anisotropie de la perméabilité aussi élevées.

V.5. Discussion

L'objectif de cette étude était de modéliser la circulation d'un magma pegmatitique fluide dans une zone perméable. Pour ce faire, nous avons privilégié des valeurs de viscosité faibles (10^{-1} à 10^{2} Pa.s), mais toutefois cohérentes avec celles publiées récemment dans la littérature (e.g. Bartels et al., 2010, 2015 ; Thomas & Davidson, 2012 ; Thomas & Webster, 2000). En plus de la viscosité, nous avons fait varier la valeur de perméabilité, fixée sur toute la géométrie du modèle entre 10^{-18} et 10^{-7} m².

Nos résultats démontrent que la désolidarisation des fluides pegmatitiques depuis la zone source chaude (T = 800°C) en base de modèle, ne peut s'effectuer que pour des valeurs de perméabilité supérieures à 10^{-12} m². Ceci est valide, si la viscosité du fluide en circulation est inférieure à 10^{2} Pa.s. Pour la même valeur de perméabilité fixée, la désolidarisation du fluide intervient uniquement si la viscosité du fluide est de l'ordre de 10^{-1} Pa.s. Pour une viscosité du fluide supérieure d'1 ordre de grandeur (~ 30 Pa.s), la perméabilité fixée à la matrice doit augmenter de 3 ordres de grandeur pour que la désolidarisation ait lieu (~ 10^{-8} m²). D'après nos résultats, la formation de ces solitons (i.e. fluides isolés thermiquement) s'accompagne d'une augmentation drastique de la température (> 100°C), de la vitesse du fluide (> $1{,}5*10^{-7}$ m.s^{-1}) et donc de la convection, exprimée par un nombre de Péclet supérieur à l'unité. Cette désolidarisation s'initie ~ 200 m au-dessus de la limite inférieure du modèle. Les températures maximales atteintes au cœur de ces solitons avoisinent les 700°C. Cette température diminue progressivement jusqu'à atteindre ~ 630°C au toit du modèle.

Le processus de désolidarisation ayant été justifié, nous avons par la suite implémenté une anisotropie verticale de la perméabilité au modèle. Cette anisotropie verticale de la perméabilité est égale à 3 le long de l'axe vertical. Pour les mêmes valeurs de viscosité considérées (30 et 0,1 Pa.s), la désolidarisation apparait pour une perméabilité inférieure d' 1 ordre de grandeur, pour une viscosité μ égale à 30 Pa.s. Pour une valeur de viscosité plus faible, égale à 0,1 Pa.s, la perméabilité est divisée seulement par ~ 2,5. D'après ces résultats, l'anisotropie verticale de la perméabilité favorise la désolidarisation du fluide pegmatitique pour des valeurs de perméabilité plus faibles. De la même manière que pour le modèle précédent (sans anisotropie verticale de perméabilité), la température, la vitesse de circulation et la convection augmentent drastiquement au moment de la désolidarisation. Les températures maximales au cœur de ces solitons atteignent cependant des valeurs un peu plus faibles, de l'ordre de 625 °C. Nous avons également démontré que la forme de ces solitons diffère avec l'ajout de l'anisotropie verticale de perméabilité.

Effectivement, au contraire des solitons ovoïdes observés dans le cas d'une perméabilité homogène, ces solitons présentent une forme de type dike, allongée verticalement, dans la même direction que celle de l'anisotropie. De ce fait, nous suggérons que l'anisotropie de la perméabilité impacte directement la forme des solitons, et potentiellement la morphologie des pegmatites (Fig.V-20). Ces résultats sont donc cohérents avec les travaux de Brisbin (1986) qui portent sur la relation entre la morphologie des pegmatites (e.g. irrégulière, ovoïde, allongée) et les contraintes rhéologiques des roches encaissantes, les contraintes tectoniques orientées, les anisotropies ductiles ou encore les directions de dilation.

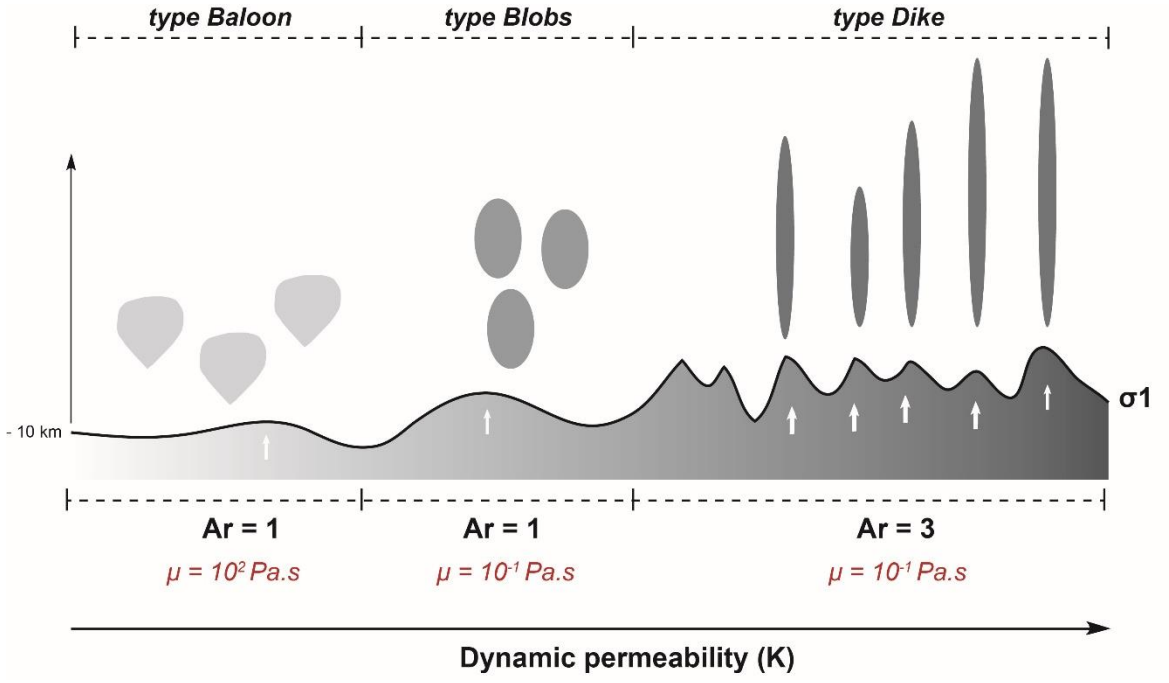


Figure V-20: Représentation shématique du rôle de la perméabilité dynamique sur la désolidarisation des magmas pegmatitiques et sur leur morphologie.

Ces valeurs de perméabilité peuvent paraître élevées par rapport à celles classiquement utilisées pour une profondeur de l'ordre de 10 km (cf. Fig.V-6). Les travaux portant sur l'évolution de la perméabilité en fonction de la profondeur font classiquement référence à la notion de perméabilité statique, intrinsèque au milieu. Toutefois, à la suite de leurs travaux, Ingebritsen & Manning (2010) ont précisé que leur fonction du type k = f(z) ne tenait pas compte des transitions rapides à l'échelle des temps géologiques , i.e. 10^3 années, de la perméabilité dans la croûte continentale à des profondeurs où la perméabilité statique est considérée faible (~ 10^{-18} m² à 10 km de profondeur).

Effectivement, certains auteurs ont récemment suggéré que la perméabilité de la croûte continentale cassante pouvait s'ajuster de manière dynamique (non plus statique) aux forçages internes et/ ou externes tels que la tectonique active ou les sources de fluides, *c.-à-d.* à une échelle de temps nettement plus courte (e.g. Rojstaczer et al., 2008). Cette perméabilité dynamique serait efficace pendant toute la durée de la sollicitation de la croûte par la tectonique, le métamorphisme, le magmatisme ou encore le cycle hydrologique.

La notation de perméabilité dynamique a récemment été décrite et utilisée par Mezri et al. (2015). D'après ces auteurs, la perméabilité des roches varie de plusieurs ordres de grandeur et est commandée principalement par le degré de déformation de la roche. Ainsi, ces auteurs

considèrent que la perméabilité augmente non seulement avec la création de pores (i.e. ouvertures) mais aussi avec le taux de déformation. Dans leur modèle, la perméabilité statique de référence (implémentée au milieu) est directement reliée au taux de déformation. Dans le domaine ductile, les pores ne sont pas toujours connectés et migrent aux frontières de grain. Toutefois, dans les zones de cisaillement la connexion des pores (i.e. porosité perméable) peut être dynamiquement crée par des glissements visqueux le long des frontières de grains, par fluage, dissolution et/ou par précipitation minérale. Tous ces mécanismes favorisent la connectivité des pores et ainsi, l'augmentation de la perméabilité « efficace ». De plus, la perméabilité qui augmente avec le taux de déformation favorise ainsi la chenalisation des fluides dans des zones anisotropes, caractérisées par des taux de déformation élevés, e.g. zone de cisaillement. Considérer le taux de déformation permet ainsi d'introduire directement des anisotropies de perméabilité dans le milieu (k_f) et d'augmenter la perméabilité dite dynamique sur de courtes échelles de temps.

D'après l'équation (13) la perméabilité dynamique exprime la compétition entre la perméabilité statitique et la viscosité du fluide. D'après cette définition, la perméabilité dynamique est d'autant plus élevée que la viscosité du fluide est faible. Effectivement, d'après nos modèles (Fig.V-19), le coefficient de perméabilité dynamique doit être compris entre 10^{-9} et 10^{-8} pour atteindre la vitesse critique de circulation du fluide (> 10^{-7} $m.s^{-1}$) et que la désolidarisation de celui-ci ait lieu.

Ainsi, dans le cas des fluides considérés pegmatitiques, cette perméabilité dynamique peut être considérée nettement plus efficace que ne l'est la perméabilité statique intrinsèque au milieu, sur des échelles de temps de l'ordre de 10^3 années, i.e., temps de calcul de nos modèles.

Nous pouvons donc suggérer que dans le cas d'un régime compressif, la perméabilité dynamique peut être suffisamment efficace sur environ 10^3 ans pour favoriser la désolidarisation des magmas pegmatitiques peu visqueux, depuis une profondeur de l'ordre de 10 km et leur ascension, sur environ 1 km.

Ces résultats suggèrent donc que la désolidarisation et l'ascension de ces magmas exotiques dans la croûte continentale supérieure (> 15 km) nécessitent une augmentation considérable de la perméabilité, sur une courte échelle de temps à des profondeurs où la perméabilité statique est classiquement considérée faible (Fig.V-20).

À la suite de la perméabilité, nous pouvons aussi discuter les valeurs de viscosité choisies pour la construction de ces modèles. Nous avons privilégié une taille de boîte limitée de manière à mieux appréhender le phénomène de désolidarisation que nous avons précédemment décrit. Sur la hauteur du modèle considérée dans cette étude, la convection hydrothermale est suffisamment vigoureuse pour amener les fluides chauds, de l'ordre de 600°C au toit du modèle. Or, d'après la loi thermo-dépendante de viscosité définit par Thomas & Webster (2000), la viscosité ne varie que très peu entre 800°C (limite inférieure de notre modèle) et 600°C ($\Delta\mu \approx 4$ Pa.s). Pour cette raison, nous avons privilégié une viscosité fixe tout au long du calcul. Toutefois, il serait intérêssant d'augmenter la dimension du modèle de manière à favoriser l'évolution de la viscosité en fonction de la température, sur une hauteur plus élevée de l'ordre de 1 km, pour les mêmes conditions limites.

VI. Synthèse générale & discussion

Résumé étendu et perspectives liées à cette étude

Paysage portugais, à proximité du village de Tourem (frontière espagnole)

Rappel des objectifs

Les pegmatites granitiques à éléments rares de type LCT ont largement été étudiées par les pétrographes, géochimistes et gemmologues afin de déterminer les mécanismes internes responsables de leur enrichissement en éléments rares, de leurs textures exotiques, des gemmes qu'elles peuvent contenir et de leur structuration interne si caractéristique.

Toutefois, le nombre d'intrusions pegmatitiques dans des zones aux dimensions restreintes n'a été que trop peu étudié et justifié. La caractérisation de la genèse et de la mise en place de pegmatites passe par une observation à une toute autre échelle, celle du champ de pegmatites. Comprendre les mécanismes qui contrôlent les intrusions massives de magmas pegmatitiques devient indispensable pour déterminer de nouveaux guides métallogéniques plus complets que celui du granite parent qui bien souvent, est absent ou considéré « caché en profondeur ».

La chaîne Varisque se caractérise par une multitude de champs de pegmatites à éléments rares de type LCT (e.g. champs de pegmatites affleurant dans la zone Moldanubienne (cœur du massif de Bohème), Chudík et al., 2011 ; Melleton et al., 2012 ; Novák et al., 2013 ; Uher et al., 1998). La plupart de ces champs de pegmatites se seraient mis en place à la fin de l'orogénèse Varisque, pendant la phase de déformation D3, datée approximativement entre - 330 et - 300 Ma, à l'échelle de la chaîne. Bien entendu, cette phase de déformation ne s'est pas exprimée de la même manière à l'échelle de la chaîne et par conséquent, les champs de pegmatites se sont mis en place dans des contextes tectoniques distincts.

De manière à comprendre la mise en place de ces pegmatites à l'échelle du champ à la fin de d'édification varisque, et de caractériser les relations spatio-temporelles entre la déformation et l'injection de ces magmas pegmatitiques, trois sites d'études ont été sélectionnés respectivement dans le Massif Central, et dans la zone Trás-Os-Montes de Galice. Une étude multi-approche, basée principalement sur l'analyse spatiale statistique, la géochimie isotopique, l'étude pétro-structurale et la modélisation numérique a été réalisée sur les champs de pegmatites des Monts d'Ambazac (Limousin, France), de Forcarei-Lalín (Galice, Espagne) et de Barroso - Alvão (Nord Portugal). Chaque approche a été utilisée suivant une suite logique faisant suite aux résultats acquis précédemment.

VI.1 Les relations spatiales existantes entre la déformation et la densité des pegmatites à éléments rares de type LCT

De manière à mieux contraindre la localisation des pegmatites à éléments rares des Monts d'Ambazac et de Barroso - Alvão, une analyse spatiale statistique en -2D- a été effectuée en prenant en compte à la fois les occurrences de pegmatites répertoriées sur chacun des deux champs, mais également les structures et lithologies avoisinantes. Les outils statistiques tels que l'estimation du voisin le plus proche et la fonction K de Ripley ont dans un premier temps été utilisés pour caractériser la distribution des pegmatites, et déterminer l'échelle à laquelle le regroupement s'effectue. Nous avons pu démontrer statistiquement que la distribution des pegmatites des Monts d'Ambazac présentait un caractère dit « regroupé » et que par conséquent, cette distribution spatiale en 2D était contrôlée (Fig.II-10). De plus, sur le site de Barroso - Alvão nous avons démontré que seules les pegmatites minéralisées en Li présentaient elles aussi une distribution regroupée, au contraire des pegmatites stériles de la région, aléatoirement réparties à l'échelle du champ (Fig.II-22).

Au regard de ces résultats, nous nous sommes plus particulièrement intéressés aux relations spatiales existantes entre ces pegmatites minéralisées, les failles et les granites avoisinants, considérés parents des deux champs de pegmatites. Nos résultats attestent que la répartition spatiale des pegmatites n'est pas contrôlée par les granites voisins. En revanche, cette répartition est contrôlée par la densité de failles, orientées préférentiellement suivant la direction N020° dans les Monts d'Ambazac (Fig.II-13) et suivant une direction ~ NNO-SSE dans le champ de Barroso - Alvão (Fig.II-28).

Cette relation spatiale statistique se caractérise à la fois par une distance limitée entre les occurrences pegmatitiques et les failles, mais aussi par la proximité spatiale existante entre les zones de fortes densités de failles et la localisation des pegmatites (Fig.II-13, 25).

De plus, nous avons démontré que les zones où la densité de pegmatites est élevée sont plus favorables à la présence de pegmatites dites fertiles, riches en Li (Fig. II-23). Ces résultats sont en contradiction avec le modèle génétique définit par Černý (1989) et adapté récemment par London (2008). D'après leur modèle, le nombre de pegmatites évoluées, enrichies en éléments rares diminue avec l'augmentation de la distance au granite parent. Ce n'est pas le cas pour les champs de pegmatites des Monts d'Ambazac et de Barroso - Alvão. En outre, la zonation géochimique classiquement mentionnée pour définir les champs de pegmatites à éléments rares n'est ni retrouvée dans les Monts d'Ambazac, ni à Barroso - Alvão.

Bien entendu, le profil d'érosion peut être mentionné pour justifier l'absence de continuum depuis le granite, les pegmatites stériles, les pegmatites riches en béryl jusqu'aux pegmatites les plus évoluées riches en Li, Nb et Ta. Toutefois, comment justifier à l'affleurement sur le site des Monts d'Ambazac, la proximité de pegmatites de type béryl et de type complexe affleurant au même niveau structural ? La même observation est faite sur le site de Barroso - Alvão, comment justifier la présence des pegmatites stériles au même niveau structural que les pegmatites à spodumène (Fig.II-20) ?

En plus de l'absence de zonation régionale, nous avons pu démontrer, sur le site de Barroso - Alvão que les différentes orientations des pegmatites mesurées - par les outils d'extraction disponibles sur les Systèmes d'Informations Géographiques - étaient cohérentes avec : 1/ des structures décrochantes orientées suivant une direction préférentielle NNO-SSE, 2/ les failles conjuguées de type Riedel et enfin 3/ avec la schistosité encaissante affectée par ces mêmes couloirs décrochants NNO-SSE. Un modèle de mise en place, assisté par la fracturation tectonique et la création d'ouvertures, favorables à l'attraction des magmas pegmatitiques a été proposé pour justifier chacune des orientations préférentielles mises en évidence au cours de cette étude (Fig.II-34).

Un modèle similaire a été proposé pour justifier dans un premier temps la proximité spatiale des pegmatites des Monts d'Ambazac avec les zones de fortes densités de failles, et dans un second temps, la concordance de l'orientation préférentielle des amas de pegmatites (i.e. clusters) avec celle des failles voisines (Fig.II-16).

Les résultats statistiques de ces deux études confirment donc le rôle prédominant des failles sur la localisation des pegmatites à éléments rares. La déformation de la roche encaissante, i.e. changement dans la trajectoire de schistosité, semble également jouer un rôle majeur dans la mise en place de certaines pegmatites. Toutefois, cette relation n'a pu être mise en évidence que sur le site de Barroso – Alvão du fait que le laccolithe de St Sylvestre, qui encaisse les pegmatites des Monts d'Ambazac, nous empêche d'avoir accès à la pile métasédimentaire sous-jacente.

VI.2. Les mécanismes moteurs de la propagation des magmas pegmatitiques

Une fois encore, pour confirmer nos résultats d'analyses spatiales statistiques -2D- et confirmer les rôles de l'intensité de la déformation encaissante et des zones endommagées sur la

création d'ouvertures et le drainage de ces magmas, une étude pétro-structurale a été menée sur le site de Forcarei-Lalín, en Espagne.

La caractérisation minéralogique et géochimique de ces pegmatites ayant déjà été accomplie par Fuertes Fuente & Martín Izard (1998), nous nous sommes donc focalisés principalement sur la nature des contacts entre les pegmatites et le micaschiste à deux micas encaissant, et sur les relations de recoupement existantes entre les différents types d'intrusions magmatiques et hydrothermales dans la région.

La grande majorité des pegmatites affleurent sur la bordure Est du granite à deux micas de Cerdedo. Nous avons pu démontrer que l'injection de ce granite est syntectonique, contemporaine de la phase compressive horizontale E-O amenant le développement d'une schistosité subverticale S3, orientée préférentiellement suivant une direction N-S.

Les pegmatites (tous types confondus) sont également affectées par cette phase de déformation D3. Effectivement, trois types de déformation ont été décrits sur le terrain : 1/ le boudinage de type domino, impliquant une composante non-coaxiale pendant la phase de raccourcissement E-O ainsi qu'un contraste de compétence entre les pegmatites et les micaschistes à deux micas encaissant, 2/ le plissement de certaines pegmatites caractérisé par l'allongement préférentiel des feldspaths potassiques dans les charnières de plis, concordantes avec la schistosité S3 subverticale et enfin, 3/ le cisaillement aux épontes des pegmatites caractérisé par le développement d'une fabrique interne dans les pegmatites, parallèle au contact avec l'encaissant (Fig.III-31 à 34). Cette fabrique est préférentiellement marquée par l'étirement des cristaux de feldspaths alcalins dans la direction N-S. D'après nos observations macro- et microscopiques, nous suggérons que la déformation de ces pegmatites, préférentiellement visible aux épontes, s'est effectuée pendant la consolidation de ces magmas pegmatitiques.

Seules les pegmatites à spodumène, affleurant dans le district de Lalín, au Nord-Est de notre zone d'étude ne sont pas affectées par la déformation. Celles-ci viennent recouper la schistosité S2 subhorizontale, la mieux exprimée dans cette zone. Toutefois, les contacts des pegmatites avec l'encaissant de Paraño sont caractérisés par une intensification du plissement, et le développement bien exprimé de la linéation de crénulation l3 (Fig.III-20). Ainsi, malgré une zone moins affectée par l'évènement compressif S3 que ne peut l'être la bordure Ouest, pincée entre le granite à deux micas de Cerdedo et le synforme de Forcarei, les pegmatites à spodumène se sont préférentiellement mises en place dans des zones fragilisées et verticalisées pendant la

phase compressive D3. L'orientation globale de ces pegmatites ~ N020° est cohérente avec une injection contemporaine de la phase tardi-D3 (Fig.III-34).

Ces observations nous ont permis de proposer une injection continue des magmas pegmatitiques, toutes compositions géochimiques confondues, pendant toute la durée de la phase compressive D3.

Par conséquent, nous proposons un modèle syntectonique de mise du champ de pegmatites de Forcarei-Lalín. La compression E-O, et la création d'espace dans les charnières de plis de la schistosité S2 seraient à l'origine de l'attraction des magmas pegmatitiques. La circulation massive de fluides (tourmalinisation régionale), induite par la mise en place du granite à deux micas pourrait être à l'origine d'une zone crustale au préalable fragilisée, puis privilégiée pour l'ascension des magmas pegmatitiques. Le décrochement horizontal senestre, actif au pic de la déformation D3 pourrait justifier aussi la création d'ouvertures favorables à l'attraction des magmas, dont les propriétés physico-chimiques favorisent l'augmentation des forces de flottabilité.

Ces observations naturelles de terrain viennent confirmer les résultats des analyses spatiales statistiques réalisées en amont, sur les sites des Monts d'Ambazac et de Barroso - Alvão. La mise en place de ces 3 champs de pegmatites semble directement reliée à l'intensité de la déformation, au développement de réseaux de failles et à la création d'ouvertures favorables à l'attraction et au piégeage des magmas pegmatitiques. Ces trois moteurs ont déjà été mentionnés dans la littérature par Demartis et al. (2011) pour justifier à la fois la mise en place des pegmatites de type LCT de Cominchigones (Argentine), et la relation spatiale existante entre l'intensité de la déformation et la localisation de ces pegmatites (Fig.I-12, 13). La circulation massive de fluides, bien exprimée sur le site de Forcarei-Lalín nous indique également que les perméabilités crustales étaient suffisamment élevées pour favoriser la circulation des fluides et des magmas (cf. section III.3.c).

Cette dernière hypothèse a par la suite été testée en modélisant numériquement la circulation d'un fluide considéré pegmatitique dans une zone perméable (cf. chapitre V). Pour ce faire, nous avons privilégié le couplage de l'équation de la chaleur avec la loi de Darcy. La loi de Darcy est classiquement utilisée pour modéliser le schéma de circulation de fluides hydrothermaux au travers de couches perméables.

Cette fois, les propriétés physico-chimiques des magmas pegmatitiques ont été implémentées au modèle. La viscosité de ces magmas pegmatitiques est encore vivement discutée dans la littérature (e.g. Thomas & Dadvison, 2014 ; London, 2015). La détermination de celle-ci est basée sur quelques études expérimentales et sur l'analyse des inclusions magmatiques, piégées dans les cristaux pegmatitiques. C'est la nature même de ces inclusions qui est actuellement discutée. Toutefois, la cohérence des résultats entre les analyses expérimentales et les inclusions magmatiques nous a poussés à utiliser ces valeurs de viscosité comprises entre 10^{-1} et 10^{2} Pa.s. Certes, ces valeurs de viscosité sont inférieures d'environ 5 ordres de grandeur à celles des magmas hyperalumineux hydratés (~ 10^{4} Pa.s). Toutefois, nos observations de terrain et notamment celles dédiées aux plis dits ptygmatitiques tendent à confirmer les contrastes de viscosité élevés entre ces magmas exotiques et leurs voisins granitiques. La densité des magmas pegmatitiques est aussi nettement plus faible que celle des magmas granitiques. Ainsi, la différence de densité entre une matrice métasédimentaire de type schiste et un magma pegmatitique en circulation est 2 à 3 fois plus importante que pour les magmas granitiques. Ainsi, la force de flottabilité, nécessaire à l'ascension des magmas est plus importante pour les magmas considérés pegmatitiques que celle nécessaire à l'ascension des magmas granitiques

De manière à ne privilégier aucun modèle de genèse, une source chaude, en base de modèle a été ajoutée La température maximale a été fixée à 800°C. Cette température peut tout aussi bien être assimilable à un magma granitique hyperalumineux hydraté, ou à une zone de fusion partielle en profondeur, induite par la déstabilisation de la muscovite.

D'après nos résultats numériques, pour une viscosité du fluide pegmatitiques fixée à 30 Pa.s et une perméabilité k fixée à 10^{-15} m² (i.e. perméabilité estimée dans les zones crustales endommagées, faillées), l'ascension du fluide n'a pas lieu. En revanche, en implémentant une anisotropie verticale de la perméabilité au modèle, l'ascension du fluide a bien lieu et s'accompagne d'une désolidarisation du fluide ($k > 10^{-9}$ m²). Cette désolidarisation a été caractérisée comme résultant d'une augmentation brutale de la vitesse du fluide, de la température, et donc de la convection. De plus, nous avons pu démontrer que l'ascension, faisant suite à la désolidarisation s'effectue sans perte de chaleur (i.e. chaleur uniquement transportée par convection). Les températures maximales rencontrées au cœur de ces solitons (i.e. magmas désolidarisés) sont cohérentes avec celles classiquement rencontrées dans les pegmatites de type LCT (d'après les assemblages minéralogiques) et égales à environ ~ 600°C à proximité de leur

source. Ainsi, nous avons assimilé ce phénomène physique à l'origine de la séparation des magmas pegmatitiques depuis leur source magmatique parente.

D'après nos calculs, les rôles de la viscosité et de la perméabilité sur la désolidarisation et l'ascension des magmas pegmatitiques sont identiques.

De plus, ces résultats soulignent le rôle des anisotropies orientées sur la morphologie des magmas pegmatitiques désolidarisés. Effectivement, en l'absence d'anisotropie verticale de la perméabilité, la morphologie des solitons est nettement plus concetrique qu'elle ne l'est pour les solitons désolidarisés le long de drains perméables verticaux (i.e. forme de type dike).

Les valeurs de perméabilité semblent très éloignées de celles estimées et/ ou mesurées dans la partie supérieure de la croûte continentale, mais pas irréalistes selon quelques auteurs (e.g. Ingebritsen & Manning, 2000). Ainsi, nous suggérons de considérer davantage la notion de perméabilité dynamique plutôt que statique pour décrire l'ascension des magmas pegmatitiques peu visqueux, sur une courte échelle de temps au travers de zones perméables crustales fragilisées et donc anisotropes.

Bien entendu, ces modèles numériques peuvent être améliorés. La durée de vie de ces systèmes magmatiques doit être mieux contrainte ainsi que, les distances parcourues par ces magmas au cours de leur ascension. Toutefois, ces résultats préliminaires sont cohérents avec nos observations de terrain et nos résultats d'analyses spatiales statistiques : les drains crustaux sont indispensables pour la désolidarisation de ces corps et leur ascension. Les zones crustales endommagées, caractérisées par des perméabilités élevées sur de courtes échelles de temps sont donc des zones privilégiées pour l'ascension de ces corps magmatiques. Leur désolidarisation est elle, directement induite des propriétés physico-chimiques du magma lui-même, riche en éléments fondants et volatils qui diminuent drastiquement la viscosité et la densité de ces magmas.

VI.3. La source des magmas pegmatitiques à éléments rares

Il est classiquement admis dans la littérature que les pegmatites à éléments rares sont issues de l'expulsion tardive d'un magma résiduel granitique, riche en éléments incompatibles pendant la consolidation d'un granite hyperalumineux à deux micas. Cette filiation génétique a été déterminée d'après l'évolution du fractionnement magmatique depuis le granite parent, vers les pegmatites les plus évoluées.

Sur chacun des sites étudiés au cours de cette thèse, tous présentent de multiples types de pegmatites, différenciés par leurs assemblages minéralogiques, leurs textures, leurs structurations internes et leurs signatures géochimiques. Toutefois, nous ne pouvons pas discriminer une période de mise en place pour chacun des types. La mise en place de ces corps semble contemporaine d'un même continuum de déformation.

De manière à tracer les filiations génétiques potentielles entre ces différents types, et les granites voisins, les signatures isotopiques du Li ont été mesurées sur chacun des types pegmatitiques et granitiques. Cette méthode a été appliquée sur deux champs, celui des Monts d'Ambazac et celui de Forcarei-Lalín. Seuls les résultats obtenus sur les pegmatites des Monts Ambazac ont pu être traités à temps. Les signatures isotopiques du Li (δ^7Li) obtenues s'échelonnent entre - 3,6 et + 3,4 ‰. Toutes les valeurs (sauf les deux extrêmes) se concentrent dans une gamme comprise entre - 2 et + 2 ‰, celle du granite de St Sylvestre comprise (Fig.IV-9). Bien que nos pegmatites présentent des degrés de différenciation différents, leurs signatures isotopiques ne reflètent pas leur degré d'évolution (Fig.IV-8).

Un fractionnement isotopique du Li a bien été enregistré au sein des corps pegmatitiques. Ce fractionnement isotopique se traduit par une augmentation du rapport ^{7}Li/^{6}Li de la bordure vers le cœur de la pegmatite (Fig.IV-9). Toutefois, celui-ci n'a pas été enregistré à l'échelle du champ de pegmatites. De plus, ces valeurs isotopiques sont bien en-dessous de celles mesurées (et disponibles dans la littérature) sur des minéraux séparés, dont les compositions géochimiques sont similaires (Fig.IV-11).

La similitude des signatures isotopiques enregistrées dans les pegmatites avec celle mesurée dans le granite de St Sylvestre encaissant a premièrement été interprétée comme l'absence de fractionnement magmatique donc isotopique, depuis ce granite. En revanche, la similitude des signatures pegmatitiques et granitiques a été interprétée comme résultant d'un processus de fractionnement isotopique initial, commun aux pegmatites et au granite. Le mécanisme de fusion partielle à l'origine du granite hyperalumineux à deux micas de St Sylvestre serait donc aussi à l'origine de la genèse des magmas pegmatitiques. Les compositions chimiques des différents magmas résulteraient toutefois, de variations locales de la lithologie et/ ou d'assemblages minéralogiques.

Par conséquent, nous considérons que ces magmas pegmatitiques ont été générés par un processus d'anatexie crustale directe. La source de ces deux types de magmatisme serait donc semblable, et seuls les volumes changeraient. L'accumulation, la désolidarisation et l'ascension

des plus petits volumes de magmas riches en éléments rares résulteraient en revanche de mécanismes différents, principalement induits par l'intensité de la déformation, la forte perméabilité dynamique et la réactivation de drains perméables.

Naturellement, nous proposons d'effectuer de nouvelles mesures isotopiques sur des roches sources potentielles, de type métapélites, riches en micas (phases porteuses d'éléments rares). S'il s'avère que les signatures isotopiques du Li des pegmatites à éléments rares de Forcarei-Lalín sont faibles, mais similaires à celle du granite de Cerdedo considéré parent, ce modèle d'anatexie crustale directe pourra lui aussi être envisagé.

En plus des signatures isotopiques du Li qui ont révélé l'absence de fractionnement isotopique depuis le granite vers les pegmatites évoluées, nous avons pu au cours de cette thèse cibler une zone source potentielle pour les magmas pegmatitiques de Forcarei-Lalín.

Cette zone assimilée à une zone réservoir se caractérise par son hétérogénéité des faciès (i.e. diatexites, métatexites, granitoïdes à schlieren, Fig.III-29, 30) et par la densité d'intrusions pegmatitiques (Fig.III-9). Cette zone source est structuralement plus basse que l'unité métasédimentaire de Paraño dans laquelle affleure la totalité des pegmatites à éléments rares. La densité de corps pegmatitiques intrusifs, la présence de tourmaline dans les leucosomes des diatexites, indiquant la richesse du protolite en phases porteuses d'éléments rares nous laissent penser que cette zone de fusion partielle pourrait être à l'origine du champ de pegmatites à éléments rares de Forcarei-Lalín (cf. section III.4.b). L'injection de ces magmas pegmatitiques aurait été davantage facilitée par la compression horizontale D3, extrêmement bien exprimée sur la bordure Est du granite de Cerdedo ainsi que par l'activation d'un mouvement horizontal décrochant accommodant cette déformation (Fig.III-32, 33). Nous suggérons également que cette zone de fusion partielle s'étend jusqu'à la bordure Nord-Est du champ de pegmatites et justifie la présence des pegmatites à spodumène, là encore injectées dans les zones où S3 est la mieux exprimée (Fig.III-34).

Aucune datation concernant le granite G2 de Cerdedo et cette zone inhomogène n'est disponible dans la littérature. Seul le domaine migmatitique de Celanova, plus au Sud (mais dont la limite Nord-Est est considéré dans le massif d'A Cañiza) est estimé entre - 325 et - 317 Ma (e.g. Martínez Catalán et al., 2014). La datation des leucosomes visibles à l'affleurement dans les diatextites n'a pas pu être effectuée au cours de cette thèse. Nous proposons donc de dater en priorité cette zone de fusion partielle, le granite de Cerdedo voisin et de comparer ces âges à celui obtenu sur la pegmatite de type albite-spodumène, affleurant sur le permis d'exploration

Alberta I, dans la zone de Presqueiras (Fig.III-27). Cet âge U/Pb obtenu sur des minéraux séparés du groupe de la colombo-tantalite est égal à - 317 ± 4,2 Ma. Si cette zone de fusion partielle est la source de ces pegmatites, l'âge de ces leucosomes doit être compris dans l'intervalle 321 - 313 Ma. En plus de la datation géochronologique, nous suggérons de doser les éléments traces contenus dans ces leucosomes. Un échantillonnage représentatif étant compliqué dans ce type de roches, nous proposons d'analyser les compositions chimiques des micas en présence (muscovite majoritaire) et de les comparer à celles observées dans les pegmatites. Enfin, nous suggérons de mesurer le rapport isotopique des masses 6 et 7 du lithium sur ces mêmes micas afin de le comparer à ceux obtenus sur les pegmatites, et le granite sus-jacent.

VI.4. Modèle de mise en place et perspectives d'amélioration

Les trois de champs de pegmatites à éléments rares étudiés au cours de cette thèse se sont tous mis en place à la fin de l'édification de l'orogénèse Varisque. En revanche, les contextes tectoniques locaux sont distincts. Les pegmatites des Monts d'Ambazac se sont mis en place entre - 320 et - 309 Ma. Cette période correspond à une période d'extension syn-collisionnelle, au Nord du Massif Central. Cette extension syn-collisionnelle se caractérise par le développement de grandes failles normales (e.g. Nantiat, Noémie, RN20), préférentiellement orientées dans la direction N020° le long desquelles se sont mis en place les granites d'anatexie (i.e. granite de la Brâme, St Sylvestre, St Goussaud, Fanay).

Les pegmatites à éléments rares de Barroso - Alvão n'ont pas été datées. Toutefois, de nombreuses pegmatitiques sont concordantes avec la schistosité S3 locale, développée pendant une phase compressive horizontale orientée suivant une direction globalement E-O. Le magmatisme syn-tectonique a lui été daté entre - 315 et - 310 Ma, par conséquent, la mise en place de ces pegmatites a certainement eu lieu pendant cet intervalle.

Enfin, les pegmatites à éléments rares de Forcarei-Lalín, elles aussi injectées dans l'unité métasédimentaire de Paraño, pendant une phase compressive horizontale orientée préférentiellement E-O. L'âge U/Pb acquis au cours de cette thèse sur une pegmatite de type 5 confirme une mise en place entre - 321 et - 313 Ma.

Le contexte tectonique local n'est donc pas un guide précis pour tracer l'emplacement de ces gisements à éléments rares. Les points communs à ces trois champs, sont les granites à deux micas hyperalumineux produits par anatexie crustale, et le développement de drains crustaux, pendant une phase compressive ou extensive. De ce fait, nous suggérons que la présence des

granites hyperalumineux à deux micas est un bon guide métallogénique pour tracer ces gisements, si et seulement si, l'intensité de la déformation est telle que les magmas résiduels produits par cette même fusion partielle peuvent être de nouveaux mobilisés et propagés le long de couloirs perméables. Les indices de circulation antérieure de fluides sont de bons guides pour tracer les zones de forte perméabilité qui favorisent aussi la mobilité de ces magmas pegmatitiques.

En contexte extensif, nous suggérons que le développement de grands détachements subhorizontaux, affectant les zones de fusion partielles pourrait être à l'origine du drainage des magmas résiduels produits par cette même fusion. La collecte de ces magmas par ces détachements serait ensuite relayée par les drains subverticaux développés pendant l'intrusion des massifs granitiques voisins.

En contexte compressif, nous suggérons que la compression, accommodée par l'activation de couloirs décrochants pourrait assurer le drainage de magmas résiduels enrichis en éléments rares et leur ascension focalisée le long de couloirs perméables (e.g. charnières de plis, anisotropie de la schistosité encaissante). De plus, nous suggérons que l'activité tectonique est à l'origine de l'augmentation drastique de la perméabilité, dans des zones aux dimensions restreintes, sur de courtes échelles de temps. Nous privilégions donc une perméabilité dynamique élevée, à l'origine de l'intrusion massive de magmas pegmatitiques pendant un continuum de déformation. Ces transitions brutales de la perméabilité pourraient aussi justifier la distribution « regroupée » de ces pegmatites, à l'échelle du champ.

Ces résultats traduisent l'imbrication extrême de nombreux paramètres, i.e., propriétés rhéologiques de la croûte, perméabilité dynamique, propriétés physico-chimiques des magmas, source crustale fertile, indispensables à la génération des champs de pegmatites de type LCT. Cette imbrication pourrait justifier la rareté de ce type de gisements, et l'absence de champs de pegmatites surplombants la totalité des granites mis en place en contexte orogénique.

Enfin, ces résultats soulèvent également de nombreuses questions sur les valeurs réelles de la perméabilité dans la croûte continentale supérieure ainsi que, sur l'impact des changements brutaux de celles-ci sur la mise en place des petits volumes de magma. Après les nombreuses controverses induites par l'établissement des modèles de mise en place de type diapir, diking ou encore le modèle syntectonique, il serait intérêssant à présent de se focaliser à nouveau sur le rôle des fortes perméabilités dynamiques, efficaces sur de courtes échelles de temps sur la

désolidarisation des magmas mais aussi sur leur morphologie et leur vitesse d'ascension dans la croûte continentale supérieure.

Références bibliographiques

ABLAY, G.J., CLEMENS, J.D., PETFORD, N., 2008.Large-scale mechanics of fracture-mediated felsic magma intrusion driven by hydraulic inflation and buoyancy pumping. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 302, 3–29. doi:10.1144/SP302.2

ABRIL, J., IGLESIAS, M., ARRIBAS, A., ALDAYA, G., 1972. Mapa geológico de España, 1: 50,000. Hoja de Lalín (154), 6-9. Instituto Geológico y Minero de España.

ACOSTA-VIGIL, A., LONDON, D., DEWERS, T.A., MORGAN, G.B., 2002. Dissolution of corundum and andalusite in H_2O-saturated haplogranitic melts at 800°C and 200 MPa: constraints on diffusivities and the generation of peraluminous melts. J. Petrol. 43, 1885–1908. doi:10.1093/petrology/43.10.1885

ALLANIC, C., GUMIAUX, C., 2013. Are there any active faults within the Lepontine dome (central Alps)? Bull. Soc. Geol. Fr. 184, 427–440. doi:10.2113/gssgfbull.184.4-5.427

ALMEIDA, A., LETERRIER, J., NORONHA, F., BERTRAND, J.M., 1998. U-Pb zircon and monazite geochronology of the Hercynian two-mica granite composite pluton of Cabeceiras de Basto (Northern Portugal). C. R. Acad.Sci. Sér. 2 Sci. Terre Planètes 326, 779–785.

APPOLD, M.S., NUNN, J.A., 2002. Numerical models of petroleum migration via buoyancy-driven porosity waves in viscously deformable sediments. Geofluids 2, 233–247. doi:10.1046/j.1468-8123.2002.00040.x

ARANGUREN, A., CUEVAS, J., TUBÍA, J.M., ROMÁN-BERDIEL, T., CASAS-SAINZ, A., CASAS-PONSATI, A., 2003. Granite laccolith emplacement in the Iberian arc: AMS and gravity study of the La Tojiza pluton (NW, Spain). J. Geol. Soci. 160, 435-445. doi:10.1144/0016-764902-079

ARENE, J., AUTRAN, D., COFRANT, H., LABERNARDIERE, L., BURNOL, L., 1979. Feuille de Bourganeuf (665). Carte géologique de France.

ARTHAUD, F., MATTE, P., 1979. Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. Tectonophysics 25, 139–171. doi:10.1016/0040-1951(75)90014-1

AUBERT, G., 1969. Les coupoles granitiques de Montebras et d'Echassières (Massif Central français) and la genèse de leurs minéralisations en étain, lithium, tungstène et béryllium. (No. 46), Mém. Bur. Rech. Géol. Min. BRGM.

AUDION, A.S., PIANTONE, P., 2011. Avec la collaboration extérieure de la Compagnie Européenne d'Intelligence Stragétique (CIEIS) - Panorama 2011 du marché du tantale. Rapport Public. (No. BRGM/RP-61343-FR). BRGM.

AUDRAIN, J., VIGNERESSE, J.L., CUNEY, M., FRIEDRICH, M., 1989. Modèle gravimétrique et mise en place du complexe granitique hyperalumineux de Saint-Sylvestre (Massif Central français). C. R. Acad. Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 309, 1907–1914.

BADANINA, E.V., VEKSLER, I.V., THOMAS, R., SYRITSO, L.F., TRUMBULL, R.B., 2004. Magmatic evolution of Li–F, rare-metal granites: a case study of melt inclusions in the Khangilay complex, Eastern Transbaikalia (Russia). Chem. Geol., The magmatic to hydrothermal transition and its bearing on ore-forming processes 210, 113–133. doi:10.1016/j.chemgeo.2004.06.006

BAKER, D.R., 1996. Granitic melt viscosities: Emprirical and configurational entropy models for their calculation. Am. Mineral. 81, 126–134.

BAKER, D.R., FREDA, C., 1999. Using models of undercooled binary system crystallization: Comparison with experimental and pegmatite textures. Am. Mineral. 84, 725–732.

BAKER, D.R., 1998. The escape of pegmatite dikes from granitic plutons; constraints from new models of viscosity and dike propagation. Can. Mineral. 36, 255–263.

BALOGA, S.M., GLAZA, L.S., BRUNO, B.C., 2007. Nearest-neighbor analysis of small features on Mars: Applications to tumuli and rootless cones. J. Geophys. Res. Planets 112, E03002. doi:10.1029/2005JE002652

BARBIER, J., 1970. Zonalités géochimiques et métallogéniques dans le massif de Saint-Sylvestre (Limousin-France). 5 145–156.

BARBIER, J., RANCHIN, G., 1969. Influence de l'altération météoriques sur l'uranium à l'état de traces dans le granite à deux micas de St-Sylvestre. Geochim. Cosmochim. Acta 33 (1), 39-47.

BARBOSA DA SILVA, D., 2014. Spatial analysis applied to the Barroso - Alvão rare-elements pegmatite fied (Northern Portugal). Dissertaçaõ de mestrado apresentated à faculdade de Ciências da Universidade do Porto em geologia, pp. 112.

BARNES, E.M., WEIS, D., GROAT, L.A., 2012. Significant Li isotope fractionation in geochemically evolved rare element-bearing pegmatites from the Little Nahanni Pegmatite Group, NWT, Canada. Lithos 132–133, 21–36. doi:10.1016/j.lithos.2011.11.014

BARRERA, J., FARIAS, P., GONZALEZ, F., MARQUINEZ, J., MARTINS, L., MARTINEZ, J., DEL OLMO, A., DE PABLO, J., 1989. Mapa geologico de Ourense/Verin.Memoria explicativa.

BARTELS, A., BEHRENS, H., HOLTZ, F., SCHMIDT, B.C., FECHTELKORD, M., KNIPPING, J., CREDE, L., BAASNER, A., PUKALLUS, N., 2013. The effect of fluorine, boron and phosphorus on the viscosity of pegmatite forming melts. Chem. Geol., 9th Silicate Melts Workshop 346, 184–198. doi:10.1016/j.chemgeo.2012.09.024

BARTELS, A., VETERE, F., HOLTZ, F., BEHRENDS, H., LINNEN, R.L., 2010. Viscosity of flux-rich pegmatitic melts. Contrib. Mineral. Petrol. 162, 51–60. doi:10.1007/s00410-010-0582-3

BARTLETT, S., 2014. Technical report Alberta-1 rare metals project Galicia, Spain. (report for NI-43-101). Solid Resources Ltd.

BERMAN, M., 1986. Testing for spatial association between a point process and another stochastic process. J. R. Stat. Soc. Ser. C Appl. Stat. 35, 54–62. doi:10.2307/2347865

BERMAN, M., 1977. Distance distributions associated with Poisson processes of geometric figures. J. Appl. Probab. 14, 195–199. doi:10.2307/3213273

BERNARD-GRIFFITHS, J., 1975. Essai sur la signification des âges au strontium dans une série métamorphique, le bas Limousin: Massif central français. (Thèse de doctorat).

BLEACHER, J.E., GLAZE, L.S., GREELEY, R., HAUBER, E., BALOGA, S.M., SAKIMOTO, S.E.H., WILLIMAS, D.A., GLOTCH, T.D., 2009. Spatial and alignment analyses for a field of small volcanic vents south of Pavonis Mons and implications for the Tharsis province, Mars. J. Volcanol. Geotherm. Res., Tectonic and volcanic history of the Tharsis province, Mars 185, 96–102. doi:10.1016/j.jvolgeores.2009.04.008

BLÖCHER, MG., ZIMMERMANN, G., MOECK, I., BRANDT, W., HASSANZADEGAN, A., MAGRI, F., 2010. Numerical modeling of hydrothermal processes during the lifetime of a deep geothermal reservoir. Geofluids 10, 406–421. doi:10.1111/j.1468-8123.2010.00284.x

BONHAM-CARTER, G.F., 1994. Geographic information systems for geoscientists-Modeling with GIS-. Comput. Methods Geosci. 13, 398.

BONHAM-CARTER, G.F., 1985. Statistical association of gold occurrences with Landsat-derived lineaments, Timmins-Kirkland lake area, Ontario. Can. J. Remote Sens. 11, 195–210. doi:10.1080/07038992.1985.10855089

BONS, PD., ARNOLD, J., ELDBURG, M.A., KALDA, J., SOESOO, A., VAN MILLIGEN, B.P., 2004. Melt extraction and accumulation from partially molten rocks. Lithos, Selected Papers presented at the Symposium: "Interaction between Mafic and Felsic Magmas in Orogenic Suites: Dynamics of Processes, Nature of End-Members, Effects" 78, 25–42. doi:10.1016/j.lithos.2004.04.041

BORGES, F., NOROHNA, F., PEREIRA, E., RIBEIRO, A., 1979. Ocorrência de filoes apliticos deformados, com mineralizaçao estanifera (nota prévia). (No. XCI). Publ. Museu Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Porto, Porto.

BOUTAREAUD, S., WIBBERLEY, C.A., FABBRI, O., SHIMAMOTO, T., 2008. Permeability structure and co-seismic thermal pressurization on fault branches: insights from the Usukidani fault, Japan. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 299, 341–361.

BRACE, W.F., 1984. Permeability of crystalline rocks: New in situ measurements. J. Geophys. Res. Solid Earth 89, 4327–4330. doi:10.1029/JB089iB06p04327

BRIGATTI, M.F., KILE, D.E., POPPI, L., 2003. Crystal structure and chemistry of lithium-bearing trioctahedral micas-3T. Eur. J. Mineral. 15, 349–355. doi:10.1127/0935-1221/2003/0015-0349

BRIGATTI, M.F., MEDICI, L., POPPU, L., VACCARO, C., 2001. Crystal chemistry of trioctahedral micas-1m from the Alto Paranaíba igneous province, southeastern Brazil. Can. Mineral. 39, 1333–1345. doi:10.2113/gscanmin.39.5.1333

BRISBIN, W.C., 1986. Mechanics of pegmatite intrusion. Am. Mineral. 71, 644–651.

BROWN, M., 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. Earth-Sci. Rev. 36, 83–130. doi:10.1016/0012-8252(94)90009-4

BROWN, M., RUSHMER, T., 2006. Evolution and differentiation of the continental crust. Cambridge University Press.

BROWN, M., SOLAR, G.S., 1999. The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: a syntectonic granite paradigm. Tectonophysics 312, 1–33. doi:10.1016/S0040-1951(99)00169-9

BRUN, JP., GAPAIS, D., COGNE, J.P., LEDRU, P., VIGNERESSE, J.L., 1990. The Flamanville granite (Northwest France): An unequivocal example of a syntectonically expanding pluton. Geol. J. 25, 271–286. doi:10.1002/gj.3350250310

BURIÁNEK, D., HANŽL, P., HDRLIČKOVÁ, K., 2011. Pegmatite dikes and quartz veins with tourmaline: an example of partial melting in the contact of aureole of the Chandam Massif intrusion, SW Mongolia. J. Geosci. 56, 201-213. doi: 10.3190/jgeosci.091

BURNOL, L., 1974. Géochimie du béryllium et types de concentration dans les leucogranites du massif central français (Thèse d'Etat). Clermont-Ferrand.

BUROV, E., JAUPART, C., GUILLOU-FROTTIER, L., 2003. Ascent and emplacement of buoyant magma bodies in brittle-ductile upper crust. J. Geophys. Res. Solid Earth 108, 2177. doi:10.1029/2002JB001904

CAINE, J., EVANS, J., FORSTER, C., 1996. Fault zone architecture and permeability structure. Geology 24, 1025–1028.

CAMERON, E., JAHNS, R., McNAIR, A., PAGE, L., 1949. Internal structure of granitic pegmatites. Econ. Geol. Monograph 2.

CANTO ROMERA, J., 2011. Technical report on the Alberta 1 property rare element pegmatites in Galicia, Spain. (report for NI-43-101). Solid Resources Ltd.

CARRANZA, E.J.M., 2009. Controls on mineral deposit occurrence inferred from analysis of their spatial pattern and spatial association with geological features. Ore Geol. Rev. 35, 383–400. doi:10.1016/j.oregeorev.2009.01.001

CARRANZA, E.J.M., 2008. Geochemical anomaly and mineral prospectivity mapping in GIS. Elsevier.

CARRANZA, E.J.M., HALE, M., 2002. Mineral imaging with Landsat Thematic Mapper data for hydrothermal alteration mapping in heavily vegetated terrane. Int. J. Remote Sens. 23, 4827–4852. doi:10.1080/01431160110115014

CARTANNAZ, C., ROLIN, P., COCHERIE, A., MARQUER, D., LEGENDRE, O., FANNING, C.M., ROSSI, P., 2007. Characterization of wrench tectonics from dating of syn- to post-magmatism in the northwestern French Massif Central. Int. J. Earth Sciences (Geol. Rundsch) 1-17, 271-287.

CASSARD, D., BILLA, LAMBERT, A., PICOT, J.C., HUSSON, Y., LASSERRE, J.L., DELOR, C., 2008. Gold predictivity mapping in French Guiana using an expert-guided data-driven approach based on a regional-scale GIS. Ore Geol. Rev. 34, 471–500. doi:10.1016/j.oregeorev.2008.06.001

CATHELINEAU, M., BOIRON, M.C., HOLLIGER, P., POTY, B., 1990. Metallogeneis of the French part of the Variscan ororgeny. Part II: Time-space relationships between U, Au, Sn, W ore deposition and geodynamic events- mineralogical and U/Pb data. Tectonophysics 177, 59–79.

CATHLES, L.M., ADAMS, J.J., 2005. Fluid flow and petroleum and mineral resources in the upper (< 20 km) continental crust. Econ. Geol. 100th Anniversary Volume, 77-110.

ČERNÝ, P., 1981. The Cat Lake-Winnipeg River and the Wukusko Lake pegmatite fields, Mannitoba. (No. ER80). Min. Res. Div. Econ. Geol.

ČERNÝ, P., 1989. Exploration Strategy and Methods for Pegmatite Deposits of Tantalum, in: Möller, P., Černý, P., Saupé, F. (Eds.), Lanthanides, Tantalum and Niobium, Special Publication No. 7 of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits. Springer Berlin Heidelberg, pp. 274–302.

ČERNÝ, P., 1991. Fertile granites of Precambrian rare-element pegmatite fields: is geochemistry controlled by tectonic setting or source lithologies. Precambrian Res. 51, 429–468.

ČERNÝ, P., 1992. Geochemical and petrogenetic features of mineralization in rare-element granitic pegmatites in the light of current research. Appl. Geochem., Minerals for Future MaterialsSelected Papers from the Symposium Sponsored by the International Association of Geochemistry and Cosmochemistry, held during the 15th General Meeting of the International Mineralogical Association 7, 393–416. doi:10.1016/0883-2927(92)90002-K

ČERNÝ, P., CHAPMAN, R., STANĚ, J., NOVÁ, M., BAADSGAARD, H., RIEDER, M., KAVALOVÁ, M., OTTOLINI, L., 1995. Geochemical and structural evolution of micas in the Rožná and Dobrá Voda pegmatites, Czech Republic. Mineral. Petrol. 55, 177–201. doi:10.1007/BF01162587

ČERNÝ, P., BLEVIN, P.L., CUNEY, M., LONDON, D., 2005. Granite-related ore deposits. Soc. Econ. Geol. 100th Anniversary, 337–370.

ČERNÝ, P., ERCIT, T.S., 2005. The Classification of Granitic Pegmatites Revisited. Can. Mineral. 43, 2005–2026. doi:10.2113/gscanmin.43.6.2005

CHAMÓN COBOS, C., BOQUERA FILLOL, J., FERNANDEZ POMPA, F., 1972. Mapa geológico de España, 1: 50,000. Hoja de Ribadavia (225), 6-11. Instituto Geológico y Minero de España.

CHAPPELL, B., WHITE, A., 1974. Two constrating granite types. Pac. Geol. 8, 173–174.

CHAROY, B., LHOTE, F., DUSAUSOY, Y., 1992. The crystal chemistry of spodumene in some granitic aplite-pegmatite of northern Portugal. Can. Mineral. 30, 639–651.

CHAROY, B., NORONHA, F., 1996. Multistage Growth of a Rare-Element, Volatile-Rich Microgranite at Argemela (Portugal). J. Petrol. 37, 73–94. doi:10.1093/petrology/37.1.73

CHEILLETZ, A., CUNEY, M., CHAROY, B., ARCHIBALD, D.A., 1992. $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of the Beauvoir topaze-lepidolite leucogranite and the Chedeville sodolithic pegmatite (North French Massif Central). Petrologic and geodynamic signification.

CLARK, P.J., EVANS, F.C., 1954. Distance to nearest neighbor as a measure of spatial relationships in populations. Ecology 35, 445–453. doi:10.2307/1931034

CLAUSER, C., 1992. Permeability of crystalline rocks. Eos Trans. Am. Geophys. Union 73, 233–238.

CLEMENS, J.D., 1998. Observations on the origins and ascent mechanisms of granitic magmas. J. Geol. Soc. 155, 843–851. doi:10.1144/gsjgs.155.5.0843

CLEMENS, J.D., MAWER, C., 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. Tectonophysics 204, 339–360.

COBBOLD, P., 1975. Fold propagation in single embedded layers. Tectonophysics 27, 333–351.

COLLECTIF, 2008. Les minéraux des pegmatites des Monts d'Ambazac. Règne Minéral 1–96.

CONNOLLY, J.A., PODLADCHIKOV, Y., 2007. Decompaction weakening and channeling instability in ductile porous median: Implications for asthenospheric melt seggregation. J. Geophys. Res. Solid Earth 112.

CORSINI, A., CERVI, F., RONCHETTI, F., 2009. Weight of evidence and artificial neural networks for potential groundwater spring mapping: an application to the Mt. Modino area (Northern Apennines, Italy). Geomorphology, GIS and SDA applications in geomorphology 111, 79–87. doi:10.1016/j.geomorph.2008.03.015

COWIE, P.A., SORNETTE, D., VANNESTE, C., 1995. Multifractal scaling properties of a growing fault population. Geophys. J. Int. 122, 457–469. doi:10.1111/j.1365-246X.1995.tb07007.x

CUNEY, M., ALEXANDROV, P., LE CARLIER LE VESLUD, CHEILLETZ, A., RAIMBAULT, L., RUFFET, G., SCAILLET, S., 2002. The timing of W-Sn-rare metals mineral deposit formation in the Western Variscan chain in their orogenic setting: the case of the Limousin area (Massif Central, France). Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 204, 213–228. doi:10.1144/GSL.SP.2002.204.01.13

CUNEY, M., FRIEDRICH, M., BLUMENFIELD, P., BOURGUIGNON, A., BOIRON, M.C., VIGNERESSE, 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.

CUNEY, M., MARIGNAC, C., WEISBROD, A., 1992. The Beauvoir topaz-lepidolite albite granite (Massif Central, France); the disseminated magmatic Sn-Li-Ta-Nb-Be mineralization. Econ. Geol. 87, 1766–1794. doi:10.2113/gsecongeo.87.7.1766

DALLMEYER, R.D., MARTÍNEZ CATALÁN, J., ARENAS, R., GIL IBARGUCHI, J.I., GUTIÉRREZ-ALONSO, G., FARIAS, P., BASTIDA, F., ALLER, J., 1997. Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: Evidence from $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of regional fabrics. Tectonophysics 277, 307–337. doi:10.1016/S0040-1951(97)00035-8

DALLMEYER, R.D., KEPPIE, J.D., 1987. Polyphase late Paleozoic tectonothermal evolution of the southwestern Meguma Terrane, Nova Scotia: evidence from $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral ages. Can. J. Earth Sci. 24, 1242–1254. doi:10.1139/e87-118

DEMARTIS, M., PINOTTI, L.P., CONIGLIO, J.E., D'ERAMO, F.J., TUBÍA, J.M., ARAGÓN, E., AGULLEIRO INSÚA, L.A., 2011. Ascent and emplacement of pegmatitic melts in a major reverse shear zone (Sierras de Córdoba, Argentina). J. Struct. Geol. 33, 1334–1346. doi:10.1016/j.jsg.2011.06.008

DEVEAUD, S., GUMIAUX, C., GLOAGUEN, E., BRANQUET, Y., 2013. Spatial statistical analysis applied to rare-element LCT-type pegmatite fields: an original approach to constrain faults-pegmatites-granites relationships. J. Geosci. 58, 163–182. doi:http://dx.doi.org/10.3190/jgeosci.141

DIAS, G., LETERRIER, J., MENDES, A., SIMÕES, P.P., BERTRAND, J.M., 1998. U–Pb zircon and monazite geochronology of post-collisional Hercynian granitoids from the Central Iberian Zone (Northern Portugal). Lithos 45, 349–369. doi:10.1016/S0024-4937(98)00039-5

DIEZ FERNÁNDEZ, R., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., ARENAS MARTÍN, R., ABATI GÓMEZ, J., 2011. Tectonic evolution of a continental subduction-exhumation channel: Variscan structure of the basal allochthonous units in NW Spain. Tectonics 30, TC3009. doi:10.1029/2010TC002850

DILL, H.G., 2015. Pegmatites and aplites: Their genetic and applied ore geology. Ore Geol. Rev. 69, 417–561. doi:10.1016/j.oregeorev.2015.02.022

DILL, H.G., ŠKODA, R., WEBER, B., BERNER, Z.A., MÜLLER, A., BAKKER, R.J., 2012. A newly discovered swarm of shear-zone-hosted Bi–As–Fe–Mg–P-rich aplites and pegmatites in the Hagendorf–Pleystein pegmatite province, southeastern Germany: A step closer to the metamorphic root of pegmatites. Can. Mineral. 50, 943–974. doi:10.3749/canmin.50.4.943

DINGWELL, D., 1993. Experimental strategies for the investigation of low temperature properties in granitic and pegmatitic melts. Chem. Geol. 108, 19–30.

DINGWELL, D., KNOCHE, R., WEBB, S., 1993. The effect of F on the density of haplogranite melt. Am. Mineral. 78, 325–330.

DOUCE, A.E.P., HARRIS, N., 1998. Experimental constraints on himalayan anatexis. J. Petrol. 39, 689–710. doi:10.1093/petroj/39.4.689

DUTHOU, J.L., 1977. Chronologie Rb-Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la Chaîne Varisque, relations avec le métamorphisme: le Nord limousin, Massif Central français. (Thèse de doctorat). Université de Clermont-Ferrand, Unité d'enseignement et de recherche de sciences exactes et naturelles.

DUTHOU, J.L., CANTAGREL, J.M., DIDIER, J., VIALETTE, Y., 1984. Paleozoic granitoids from the French Massif Central: age and origin studied by 87Rb-87Sr system. Earth Planet. Sci. Intern., 35, 131-144.

DUTROW, B.L., HENRY, D.J., 2011. Tourmaline: A geological DVD. Elements 7 (5), 301-306. doi: 10.2113/gselements.7.5.3

DUTROW, B.L., TRAVIS, B.J., GABLE, C.W., HENRY, D.J., 2001. Coupled heat and silica transport associated with dike intrusion into sedimentary rock: effects on isotherm location and permeability evolution. Geochim. Cosmochim. Acta 65, 3749–3767. doi:10.1016/S0016-7037(01)00704-9

ECKLEY, D.C., CURTIN, K.M., 2013. Evaluating the spatiotemporal clustering of traffic incidents. Comput. Environ. Urban Syst. 37, 70–81. doi:10.1016/j.compenvurbsys.2012.06.004

ELLIOTT, T., JEFFCOATE, A., BOUMAN, C., 2004. The terrestrial Li isotope cycle: light-weight constraints on mantle convection. Earth Planet. Sci. Lett. 220, 231–245. doi:10.1016/S0012-821X(04)00096-2

FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., GONZALES LODEIRO, F., MARTÍNEZ CATALÁN, J., DE PABLO MACIA, J.G., RODRUIGUEZ FERNANDEZ, L.R., 1987. Aportaciones al conocimentio de la litoestratigrafia y estructura de Galicia Central.

FARIAS, P., ORDOÑEZ-CASADO, B., MARCO, A., RUBIO-ORDOÑEZ, A., FANNING, C., 2014. U-Pb zircon SHRIMP evidence for Cambrian volcanism in the schistose domain within the Galicia-Trás-Os-Montes Zone (Variscan Orogen, NW Iberian Peninsula). Geol. Acta 12, 209–218.

FAURE, M., LELOIX, C., ROIG, J.Y., 1997. L'évolution polycyclique de la chaine hercynienne. Bull. Soc. Geol. Fr. 168, 695–705.

FAURE, M., BÉ MÉZÈME, E., DUGUET, M., CARTIER, C., TALBOT, J.Y., 2005. Paleozoic tectonic evolution of medio-Europa from the example of the French Massif Central and Massif Armoricain. Journal of Virtual Explorer. 19, paper 5.

FAURE, M., PONS, J., 1991. Crustal thinning recorded by the shape of the Namurian-Westphalian leucogranite in the Variscan belt of the northwest Massif Central, France. Geology 19, 730–733. doi:10.1130/0091-7613(1991)

FELTRIN, L., 2008. Predictive modelling of prospectivity for Pb–Zn deposits in the Lawn Hill Region, Queensland, Australia. Ore Geol. Rev. 34, 399–427. doi:10.1016/j.oregeorev.2008.05.002

FERNANDEZ, F., DIAZ-GARCIA, F., MARQUINEZ, J., 2011. Kinematics of the Forcarei synform (NW Iberian Variscan belt). Geol. Soc. Lond. 349, 185–201.

FERREIRA, N., IGLESIAS, M., NORONHA, F., PEREIRA, E., RIBEIRO, A., RIBEIRO, M., 1987. Granitoides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico., in: Geologoia de los Granitoides y Rocas Asociadeas del Macizo Hespérico. Bea F, Carnicero A, Gonzalo J.C., Lopez-Plaza M, Rodriguez Alonso M.D. (eds), Madrid, pp. 37–51.

FLAGEOLLET, J., CHANTRAINE, J., RANCHIN, G., BURNOL, MARQUAIRE, C., GEFROY, J., GUYONNAUD, G., 1974. Feuille d'Ambazac (664). Carte géologique de France.

FLESCH, G., 1973. A secondary isotopic standard for $^{6}Li/^{7}Li$ determinations. Int. J. Mass Spectrom. Ion Phys. 12, 265–272.

FLOC'H, J., 1983.A travers une branche de la Chaîne Varisque, depuis l'Aquitaine à la zone d'Argentat (Massif Central, France). (Sciences de la Terre). Université de Limoges, Limoges.

FONTAINE, F.J., RABINOWICZ, M., BOULEGUE, J., 2001. Permeability changes due to mineral diagenesis in fractured crust: implications for hydrothermal circulation at mid-ocean ridges. Earth Planet. Sci. Lett. 184, 407–425. doi:10.1016/S0012-821X(00)00332-0

FOORD, E.E., ČERNÝ, P., JACKSON, L.L., SHERMAN, D.M., EBY, R.K., 1995. Mineralogical and geochemical evolution of micas from miarolitic pegmatites of the anorogenic pikes peak batholith, Colorado. Mineral. Petrol. 55, 1–26. doi:10.1007/BF01162576

FREEZE, R., CHERRY, J., 1979. Groundwater., Prentice-Hall. ed. Old Tappan.

FREI, D., GERDES, A., 2009. Precise and accurate in situ U–Pb dating of zircon with high sample throughput by automated LA-SF-ICP-MS. Chem. Geol., Accessory minerals as tracers of crustal processes 261, 261–270. doi:10.1016/j.chemgeo.2008.07.025

FRIEDRICH, M., 1984. Le complexe granitique hyperalumineux de Saint-Sylvestre Nord-Ouest du Massif Central français (Géol. Géochim. Uranium). Nancy.

FRY, N., 1979. Random point distributions and strain measurements in rocks. Tectonophysics 60, 89–105.

FUERTES FUENTE, M., 1996. Les pegmatitas del area de Lalin-Forcarei (Galicia) y las minerlizaciones de elementos escasos asociadas. (Géologie). Universidad de Oviedo, Oviedo.

FUERTES FUENTE, M., MARTÍN-IZARD, 1998. The Forcarei Sur rare-element granitic pegmatite field and associated mineralization, Galicia, Spain. Can. Mineral. 36, 303–325.

FUERTES FUENTE, M., MARTÍN-IZARD, BOIRON, M.C., VIÑUELA, J., 2000a. P-T path and fluid evolution in the Franqueira granitic pegmatite, central Galicia, northwestern Spain. Can. Mineral. 38, 1163–1175.

FUERTES FUENTE, M., MARTÍN-IZARD, BOIRON, M.C., MANGAS, J., 200b. Fluid evolution of rare-element and muscovite granitic pegmatites from Central Galicia, NW Spain. Miner. Deposita 35, 332–345.

GARCIA IGLESIAS, J., LOREDO PEREZ, MARTÍN-IZARD, A., 1991. Mineralogy, geochemistry and thermobarometry of late hydrothermal veins within the Vilatuxe spodumene-bearing pegmatites, Pontevedra, NW Spain., in: Source, Transport and Deposition of Metals. Pagel & Leroy, Rotterdam, pp. 173–176.

GÉBELIN, A., 2004. Déformation et mise en place des granites (360-300 Ma) dans un segment de la Chaîne Varisque (Plateau de Millevaches, Massif Central). Géologie appliquée. Université Montpellier II, Sciences et Techniques du Languedoc. Français.

GERDES, A., ZEH, A., 2006. Combined U–Pb and Hf isotope LA-(MC-)ICP-MS analyses of detrital zircons: Comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. Earth Planet. Sci. Lett. 249, 47–61. doi:10.1016/j.epsl.2006.06.039

GIORDANO, D., RUSSEL, J., DINGWELL, D., 2008. Viscosity of magmatic liquids: A model. Earth Planet. Sci. Lett. 271, 123–134.

GLOAGUEN, E., 2006. Apports d'une étude intégrée sur les relations entre granites et minéralisations filoniennes (Au et Sn-W) en contexte tardi orogénique (Chaîne Hercynienne, Galice centrale, Espagne). (Géologie structurale et métallogénie). Université d'Orléans, Orléans.

GLOAGUEN, E., BRANQUET, Y., CHAUVET, A., BOUCHOT, V., BARBANSON, L., VIGNERESSE, J.L., 2014. Tracing the magmatic/hydrothermal transition in regional low-strain zones: The role of magma dynamics in strain localization at pluton roof, implications for intrusion-related gold deposits. J. Struct. Geol. 58, 108–121. doi:10.1016/j.jsg.2013.11.006

GLOVER, A.S., ROGERS, W.Z., BARTON, J.E., 2012. Granitic Pegmatites: Storehouses of Industrial Minerals. Elements 8, 269–273. doi:10.2113/gselements.8.4.269

GÖD, R., 1989. The spodumene deposit at "Weinebene", Koralpe, Austria. Miner. Deposita 24, 270–278. doi:10.1007/BF00206391

GUMIAUX, C., GAPAIS, D., BRUN, J.P., 2003. Geostatistics applied to best-fit interpolation of orientation data. Tectonophysics 376, 241–259. doi:10.1016/j.tecto.2003.08.008

GUTTIÉRREZ-ALONZO, G., FERNÁNDEZ-SUAREZ, J., JEFFRIES, T.E., JOHNSTON, S.T., PASTOR-GALÁN, D., MURPHY, B.J., FRANCO, M.P., GONZALO, J.C., 2011. Diachronous post-orogenic magmatism within a developing orocline in Iberia, European Variscides. Tectonics 30 (5), TC5008. doi:10.10.1029/2010TC002845

HAASE, P., 1995. Spatial Pattern Analysis in Ecology Based on Ripley's K-Function: Introduction and Methods of Edge Correction. J. Veg. Sci. 6, 575–582. doi:10.2307/3236356

HARCOUËT-MENOU, V., GUILLOU-FROTTIER, L., BONNEVILLE, A., ADLER, P.M., MOURZENKO, V., 2009. Hydrothermal convection in and around mineralized fault

zones: insights from two- and three-dimensional numerical modeling applied to the Ashanti belt, Ghana. Geofluids 9, 116–137. doi:10.1111/j.1468-8123.2009.00247.x

HENDERSON, I.H.C., IHLEN, P.M., 2004. Emplacement of polygeneration pegmatites in relation to Sveco-Norwegian contractional tectonics: examples from southern Norway. Precambrian Res. 133, 207–222. doi:10.1016/j.precamres.2004.05.011

HESS, K.U., DINGWELL, D., 1996. Viscosities of hydrous leucogranitic melts: A non-arrhenian model. Am. Mineral. 81, 1297–1300.

HIRONO, T., TAKAHASHI, M., NAKASHIMA, S., 2003. In situ visualization of fluid flow image within deformed rock by X-ray CT. Eng. Geol. 70, 37–46. doi:10.1016/S0013-7952(03)00074-7

VAN HISBERG, V.J., HENRY, D.J., MARSCHALL, H.R., 2011. Tourmaline: an ideal indicator of its host environment. Can. Min. 49 (1), 1-16. doi: 103749/canmin.49.1.1

HOLLIGER, P., CUNEY, M., FRIEDRICH, M., TURPIN, L., 1986. Age carbonifère de l'unité de Brame du complexe granitique peralumineux de Saint-Sylvestre (N.O. Massif Central) définit par les données isotopiques U-Pb sur zircon et monazite. C. R. Acad. Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 303, 1309–1314.

HOLTZ, F., JUTEAU, M., 1987 Indications géochronologiques des minéraux accessoires, monazites et zircons, sur la migmatisation hercynienne de la péninsule ibérique. Migmatites de Tourem (Nord Portugal). C. R. Acad. Sci.Série 2 304 (13), 713-717.

HOLTZ, F., JOHANNES, W., 1994. Maximum and minimum water contents of granitic melts: implications for chemical and physical properties of ascending magmas. Lithos 32, 149–159.

HOTTIN, A., DELBOS, R., PELLATON, C., DEPUIS, J., USNARKI, G., MARCHIOL, A., VECSEI, A., 1995. Feuille de Magnac-Laval (640). Carte géologique de France.

HUDLESTON, P., STEPHANSSON, O., 1973. Layers shortening and fold-shape development in the buckling of single layers. Tectonophysics 17, 299–321.

HUENGES, E., ERZINGER, J., KÜCK, J., ENGESER, B., KESSELS, W., 1997. The permeable crust: Geohydraulic properties down to 9101 m depth. J. Geophys. Res. 102, 18255–18265.

HUTTON, D.H.W., 1992. Granite sheeted complexes: evidence for the dyking ascent mechanism. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 272, 377–382. doi:10.1130/SPE272-p377

ICENHOWER, J., LONDON, D., 1995. An experimental study of element partitioning among biotite, muscovite, and coexisting peraluminous silicic melt at 200 MPa (H_2O). Am. Mineral. 80, 1229–1251.

INGEBRITSEN, S., GEIGER, S., HURWITZ, S., DRIESNER, T., 2010. Numerical simulations of magmatic hydrothermal systems. Rev. Geophys. 48.

INGEBRITSEN, S., MANNING, C., 2010. Permeability of the continental crust: dynamic variations inferred from seismicity and metamorphism. Geofluids.

INGEBRITSEN, S., MANNING, C., 2003. Implications of crustal permeability for fluid movement between terrestrial fluid reservoirs. J. Geochem. Explor. 78-79, 1–6.

INGEBRITSEN, S., MANNING, C., 1999. Geological implications of a permeability-depth curve for the continental crust. Geology 27, 1107–1110.

JAHNS, R.H., BURNHAM, C.W., 1969. Experimental studies of pegmatite genesis; l, A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. Econ. Geol. 64, 843–864. doi:10.2113/gsecongeo.64.8.843

JAHN, S., WUNDER, B., 2009. Lithium speciation in aqueous fluids at high P and T studied by ab initio molecular dynamics and consequences for Li-isotope fractionation between minerals and fluids. Geochim. Cosmochim. Acta 73, 5428–5434. doi:10.1016/j.gca.2009.06.017

JAMES, R.H., PALMER, M.R., 2000. The lithium isotope composition of international rock standards. Chem. Geol. 166, 319–326. doi:10.1016/S0009-2541(99)00217-X

JEFFCOATE, A.B., ELLIOTT, T., THOMAS, A., BOUMAN, C., 2004. Precise/ small sample size determinations of lithium isotopic compositions of geological reference materials and modern seawater by MC-ICP-MS. Geostand. Geoanalytical Res. 28, 161–172. doi:10.1111/j.1751-908X.2004.tb01053.x

JOCHUM, K.P., WILLBOLD, M., RACZEK, I., STOLL, B., HERWIG, K., 2005. Chemical Characterisation of the USGS Reference Glasses GSA-1G, GSC-1G, GSD-1G, GSE-1G, BCR-2G, BHVO-2G and BIR-1G Using EPMA, ID-TIMS, ID-ICP-MS and LA-ICP-MS. Geostand. Geoanalytical Res. 29, 285–302. doi:10.1111/j.1751-908X.2005.tb00901.x

JOHNSON, C.M., BEARD, B.L., ALBAREDE, F., 2004. Overview and general concepts. Rev. Mineral. Geochem. 55, 1–24. doi:10.2138/gsrmg.55.1.1

JULIVERT, M., FONTBOTE, J., RIBEIRO, A., CONDE, L., 1974. Memoria explicativa del mapa tectonico de la peninsula Ibérica y Baleares. (E. 1 000 000). Instituto Geologico y Minero de España.

KESLER, S.E., GRUBER, P.W., MEDINA, P.A., KEOLEIAN, G.A., EVERSON, M.P., WALLINGTON, T.J., 2012. Global lithium resources: Relative importance of pegmatite, brine and other deposits. Ore Geol. Rev. 48, 55–69. doi:10.1016/j.oregeorev.2012.05.006

KISKOWSKI, M.A., HANCOCK, J.F., KENWORTHY, A.K., 2009. On the use of Ripley's K-function and its derivatives to analyze domain size. Biophys. J. 97, 1095–1103. doi:10.1016/j.bpj.2009.05.039

KLEIN, E., HILGEN, J.D., 1979. Mapa geológico de España, 1: 50,000. Hoja de Cerdedo (153), 05-09. Instituto de Geológico y Minero de España.

KNOCHE, R., DINGWELL, D.B., WEBB, S.L., 1995. Melt densities for leucogranites and granitic pegmatites: Partial molar volumes for SiO_2, Al_2O_3, Na_2O, K_2O, Li_2O, Rb_2O, Cs_2O, MgO, CaO, SrO, BaO, B_2O_3, P_2O_5, F_2O_{-1}, TiO_2, Nb_2O_5, Ta_2O_5, and WO_3. Geochim. Cosmochim. Acta 59, 4645–4652. doi:10.1016/0016-7037(95)00328-2

KNOX-ROBINSON, C.M., GROVES, D.I., 1997. Gold prospectivity mapping using a Geographical Information System (GIS) with examples from Ylgarn Block of western Australia. Chron. Rech. Minière 529, 127–138.

KNUDBY, A., LEDREW, E., BRENNING, A., 2010. Predictive mapping of reef fish species richness, diversity and biomass in Zanzibar using IKONOS imagery and machine-learning techniques. Remote Sens. Environ. 114, 1230–1241. doi:10.1016/j.rse.2010.01.007

KONTAL, D.J., 2006. Nature and origin of an LCT-suite pegmatite with late-stage sodium enrichment, Brazil Lake, Yarmouth County, Nova Scotia. I. Geological setting and petrology. Can. Mineral. 44, 563–598. doi:10.2113/gscanmin.44.3.563

KONTAK, D.J., CREASER, R.A., HEAMAN, L.M., ARCHIBALD, D.A., 2005. U-Pb tantalite, Re-Os molybdenite, and 40Ar/39Ar muscovite dating of the Brazil Lake pegmatite, Nova Scotia: a possible shear-zone related origin for an LCT-type pegmatite. Atl. Geol. 41.

KONTAK, D.J., KYSER, T., 2009. Nature and origin of an LCT-suite pegmatite with late-stage sodium enrichment, Brazil Lake, Yarmouth County, Nova Scotia. II. Implications of stable isotopes ($\delta^{18}O$, δD) for magma source, internal crystallization and nature of sodium metasomatism. Can. Mineral 47, 745–764.

KRETZ, R., HARTREE, R., JONES, P., 1989. Metasomatic crystallization of muscovite in granite and tourmaline in schist related to pegmatite emplacement near Yellowknife, Canada. Contrib. Mineral. Petrol. 102, 191–204. doi:10.1007/BF00375340

KRIENITZ, M.S., GARBE-SCHÖNBERG, C.D., ROMER, R.L., MEIXNER, A., HAASE, K.M., STRONCIK, N.A., 2012. Lithium isotope variations in Ocean Island Basalts—Implications for the development of mantle heterogeneity. J. Petrol. egs052. doi:10.1093/petrology/egs052

LABBE, J.F., DAW, G., 2012. Panorama 2011 du marché du lithium. (rapport public No. BRGM/RP-61340-FR). BRGM.

LARKIN, R., GUMPERTZ, M., RISTAINO, J., 1994. Geostatistical analysis of Phytophtora epidemic development in commercial bell pepper fields. Phytopathology 84, 191–203.

LE CARLIER DE VESLUD, C., ALEXANDRE, P., RUFFET, G., CUNEY, M., CHEILLETZ, A., 2013. A two-stage exhumation in Western French Massif Central: New geochronological evidences of syn-collisional extension. Lithos 175–176, 1–15. doi:10.1016/j.lithos.2013.04.013

LEDRU, P., AUTRAN, A., 1987. L'édification de la chaîne varisque dans le Limousin, rôle de la faille d' Argentat à la limite Limousin-Millevaches., Géol. Prof. France Thème 3.

LEEMAN, W., SISSON, V., 1996. Geochemistry of boron and its implications for crustal and mantle processes., in: Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry in the Earth's Crust. pp. 645–707.

LEHMANN, B., HALDER, S., RUZINDANA MUNANA, J., DE LA PAIX NGIZIMANA, J., BIRYABAREMA, M., 2014. The geochemical signature of rare-metal pegmatites in Central Africa: Magmatic rocks in the Gatumba tin–tantalum mining district, Rwanda. J. Geochem. Explor., Mining vs. Environment in Africa 144, Part C, 528–538. doi:10.1016/j.gexplo.2013.11.012

LI, J., HUANG, X.L., HE, P.L., LI, W.X., YU, Y., CHEN, L., 2015. In situ analyses of micas in the Yashan granite, South China: Constraints on magmatic and hydrothermal evolutions of W and Ta–Nb bearing granites. Ore Geol. Rev., Applications of Modern Analytical Techniques in the Study of Mineral Deposits 65, Part 4, 793–810. doi:10.1016/j.oregeorev.2014.09.028

LIMA, A., 2000. Structure, minéralogie et genèse des filons aplopegmatitiques à spodumène de la région de Barroso - Alvão (Nord du Portugal). (Sciences de la Terre). Institut National Polytechniqe de Lorraine, Vandoeuvre-lès-Nancy.

LINNEN, R.L., 1998. The solubility of Nb-Ta-Zr-Hf-W in granitic melts with Li and Li + F; constraints for mineralization in rare metal granites and pegmatites. Econ. Geol. 93, 1013–1025. doi:10.2113/gsecongeo.93.7.1013

LINNEN, R.L., CUNEY, M., 2005. Granite-related rare-element deposits and experimental constraints on Ta-Nb-W-Sn-Zr-Hf mineralization, in Linnen R.L. and Samson I.M., eds., rare-element geochemistry and mineral deposits., in: Geological Association of Canada, GAC, Short Course. Canada.

LINNEN, R.L., VAN LICHTERVELDE, M., ČERNÝ, P., Granitic Pegmatites as Sources of Strategic Metals. Elements 8, 275–280. doi:10.2113/gselements.8.4.275

LIU, X.M., RUDNICK, R.L., HIER-MAJUMDER, S., SIRBESCU, M.L.C., 2010. Processes controlling lithium isotopic distribution in contact aureoles: A case study of the Florence County pegmatites, Wisconsin. Geochem. Geophys. Geosystems 11, Q08014. doi:10.1029/2010GC003063

LOCKNER, D., NAKA, H., TANAKA, H., ITO, H., IKEDA, R., 1999. Permeability and strength of core samples from the Nojima fault of the 1995 Kobe earthquake, in: Proceedings. presented at the international workshop on the Nojima fault core and borehole data analysis, H. Ito, K. Fujimoto, H. Tanaka and D. Lockner, Tsukuba, Japan, pp. 147–152.

LONDON, D., 2015. Reply to Thomas and Davidson on "A petrological assessment of internal zonation ni granitic pegmatites" (London, 2014). Lithos 212-215, 469–484.

LONDON, D., 2009. The origin of primary textures in granitic pegmatites. Can. Mineral. 47, 697–724. doi:10.3749/canmin.47.4.697
LONDON, D., 2008. Pegmatites, Canadian Mineralogist Special Publications. ed.
LONDON, D., 1999a. Melt boundary layers and the growth of pegmatite textures. Can. Mineral. 37, 826–827.
LONDON, D., 1999b. Stability of tourmaline in peraluminous granite systems: the boron cycle from anatexis to hydrothermal aureoles. Eur. J. Mineral. 11, 253–262.
LONDON, D., 1990. Internal differentiation of rare-element pegmatites; A synthesis of recent research. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 246, 35–50. doi:10.1130/SPE246-p35
LONDON, D., BURT, D.M., 1982. Chemical models for lithium aluminosilicate stabilities in pegmatites and granites. Am. Mineral. 67, 494–509.
LONDON, D., MANNING, D.A.C., 1995. Chemical variation and significance of tourmaline from Southwest England. Econ. Geol. 90, 495–519. doi:10.2113/gsecongeo.90.3.495
LONDON, D., MORGAN, G.B., 2012. The Pegmatite Puzzle. Elements 8, 263–268. doi:10.2113/gselements.8.4.263
LONDON, D., MORGAN, G.B., HERVIG, R.L., 1989. Vapor-undersaturated experiments with Macusani glass+H_2O at 200 MPa, and the internal differentiation of granitic pegmatites. Contrib. Mineral. Petrol. 102, 1–17. doi:10.1007/BF01160186
LONDON, D., MORGAN, G.B., ICENHOWER, J., 1998. Stability and solubility of pollucite in the granite system at 200 MPa H_2O. Can. Mineral. 36, 497–510.
LUNDSTROM, C.C., 2003. An experimental investigation of the diffusive infiltration of alkalis into partially molten peridotite: Implications for mantle melting processes. Geochem. Geophys. Geosystems 4, 8614. doi:10.1029/2001GC000224
MAALØE, S., SCHEIE, A., 1982. The permeability controlled accumulation of primary magma. Contrib. Mineral. Petrol. 81, 350–357.
MAGNA, T., JANOUŠEK, V., KOHUT, M., OBERLI, F., WIECHERT, U., 2010. Fingerprinting sources of orogenic plutonic rocks from Variscan belt with lithium isotopes and possible link to subduction-related origin of some A-type granites. Chem. Geol. 274, 94–107. doi:10.1016/j.chemgeo.2010.03.020
MAGNA, T., WIECHERT, U.H., HALLIDAY, A.N., 2004. Low-blank isotope ratio measurement of small samples of lithium using multiple-collector ICPMS. Int. J. Mass Spectrom. 239, 67–76. doi:10.1016/j.ijms.2004.09.008
MALONEY, J.S., NABELEK, P.I., SIRBESCU, M.L.C., HALAMA, R., 2008. Lithium and its isotopes in tourmaline as indicators of the crystallization process in the San Diego County pegmatites, California, USA. Eur. J. Mineral. 20, 905–916. doi:10.1127/0935-1221/2008/0020-1823
MAMUSE, A., PORWAL, A., KREUZER, O., BERESFORD, S., 2010. Spatial statistical analysis of the distribution of komatiite-hosted nickel sulfide deposits in the Kalgoorlie Terrane, western Australia: Clustered or Not? Econ. Geol. 105, 229–242. doi:10.2113/gsecongeo.105.1.229
MANNING, C., INGEBRITSEN, S., 1999. Permeability of the continental crust: implications of geothermal data and metamorphic systems. Rev. Geophys. 37, 127–150.
MARCHAL, K.L., SIMMONS, W.B., FALSTER, A.U., WEBBER, K.L., RODA-ROBLES, E., 2014. Geochemistry, mineralogy, and evolution of Li-Al micas and feldspars from the Mount Mica pegmatite, Maine, USA. Can. Mineral. 52, 221–233. doi:10.3749/canmin.52.2.221
MARCON, E., PUECH, F., 2003. Evaluating the geographic concentration of industries using distance-based methods. J. Econ. Geogr. 3, 409–428.

MARCOS, A., LLANA-FUNEZ, S., 2002. Estratigrafia y estructura de la lamina tectonica del Para-autoctono y de su autoctono en el area de Chantada (Galicia, NO de España). Trab. Geol. 23, 53–72.

MARIGNAC, C., CUNEY, M., 1999. Ore deposits of the French Massif Central: insight into the metallogenesis of the Variscan collision belt. Miner. Deposita 34, 472–504. doi:10.1007/s001260050216

MARQUES, F.O., MATEUS, A., TASSINARI, C., 2002. The Late-Variscan fault network in central–northern Portugal (NW Iberia): a re-evaluation. Tectonophysics 359, 255–270. doi:10.1016/S0040-1951(02)00514-0

MARTÍNEZ-CATALÁN, J., ARENAS, R., DIAZ GARCIA, F., ABATO, J., 1997. Variscan accretionary complex of northwest Iberia: Terrane correlation and succession of tectonothermal events. Geology 25, 1103–1106.

MARTÍNEZ-CATALÁN, J., ARENAS, R., ABATI, J., MARTÍNEZ, S.S. GARCÍA, F.D., SUÁREZ, J.F., CUADRA, P.G., CASTIÑEIRAS, P., BARREIRO, J.G., MONTES A.D., CLAVIJO, E.G., PASCUAL, F.J.R., ANDONAEGUI, P., JEFFRIES, T.E., ALCOCK, J.E., FERNÁNDEZ, R.D., CARMONA A.L., 2009. A rootless suture and the loss of the roots of a mountain chain: The Variscan belt of NW Iberia. Comptes Rendus Geosci., Mécanique de l'orogénie varisque : Une vision moderne de le recherche dans le domaine de l'orogénie, Mechanics of Variscan Orogeny: A modern view on orogenic research 341, 114–126. doi:10.1016/j.crte.2008.11.004

MARTÍNEZ-CATALÁN, J., ARENAS, R., DÍAZ GARCIA, F., RUBIO PASCUAL, F.J., ABATI, J., MARQUÍNEZ, J., 1996. Variscan exhumation of a subducted Paleozoic continental margin: The basal units of the Ordenes Complex, Galicia, NW Spain. Tectonics 15, 106–121. doi:10.1029/95TC02617

MARTÍNEZ-CATALÁN, J., RUBIO PASCUAL, F., DIES MONTES, A., DIEZ FERNANDEZ, R., FOMEZ BARREIRO, J., DIAS DA SILVA, Í., GONZALEZ CLAVIJO, E., AYARZA, P., ALCOCK, J., 2014. The late Variscan HT/LP metamorphic event in NW and Central Iberia: relationships to crustal thickening, extension, orocline development and crustal evolution., in: The Variscan Orogeny: Extent, Timescale and the Formation of the European Crust. Schulman, K., Martinez Catalan, J.R., Lardeaux, J.M., Janousek, V. & Oggiano, G. (eds), pp. 225–247.

MARTINS, H.C.B., SANT'OVAIA, H., NORONHA, F., 2013. Late-Variscan emplacement and genesis of the Vieira do Minho composite pluton, Central Iberian Zone: Constraints from U–Pb zircon geochronology, AMS data and Sr–Nd–O isotope geochemistry. Lithos 162–163, 221–235. doi:10.1016/j.lithos.2013.01.001

MARTINS, H.C.B., SANT'OVAIA, H., NORONHA, F., 2009. Genesis and emplacement of felsic Variscan plutons within a deep crustal lineation, the Penacova-Régua-Verín fault: An integrated geophysics and geochemical study (NW Iberian Peninsula). Lithos, Formation and modification of granitic magmas and their significance for monitoring the evolution of continental crustTheme session "Formation and Evolution of Granitic Magmas" (S36), of the 17th V.M. Goldschmidt Conference 111, 142–155. doi:10.1016/j.lithos.2008.10.018

MARTINS, T., 2009. Multidisciplinary study of pegmatites and associated Li and Nb-Ta mineralization from the Barroso - Alvão region. Universidad do Porto, Porto.

MARTINS, T., LIMA, A., SIMMONS, W.B., FALSTER, A.U., NORONHA, F., 2011. Geochemical fractionation of Nb-Ta oxides in Li-bearing pegmatites from the Barroso - Alvão pegmatite field, northern Portugal. Can. Mineral. 49, 777–791. doi:10.3749/canmin.49.3.777

MARTINS, T., RODA-ROBLES, E., LIMA, A., DE PARSEVAL, P., 2012. Geochemistry and evolution of micas in the Barroso–Alvão pegmatite Field, Northern Portugal. Can. Mineral. 50, 1117–1129. doi:10.3749/canmin.50.4.1117

MATHERON, G., 1963. Principles of geostatistics. Econ. Geol. 58, 1246–1266. doi:10.2113/gsecongeo.58.8.1246

MATTE, P., 1986. Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. Tectonophysics 126, 329–374. doi:10.1016/0040-1951(86)90237-4

MCKENZIE, D., 1985. The extraction of magma from the crust and mantle. Earth Planet. Sci. Lett. 74, 81–91.

MELCHER, F., SITNIKOVA, M. GRAUPNER, T., MARTIN, N., OBERTHÜR, T., HENJES-KUNST, F., GÄBLER, E., GERDES, A., DAVIS, D., DEWAELES, S., 2008. Fingerprinting of conflict minerals: columbite-tantalite ("coltan") ores. SGA News, pp. 7–13.

MELLETON, J., GLOAGUEN, E., FREI, D., LIMA, A., 2011. U-Pb dating of columbite-tantalite from Variscan rare-elements granites and pegmatites. Presented at the Goldschmidt, p. 1452.

MELLETON, J., GLOAGUEN, E., FREI, D., NOVÁK, M., BREITER, K., 2012. How Are the Emplacement of Rare-Element Pegmatites, Regional Metamorphism and Magmatism Interrelated in the Moldanubian Domain of the Variscan Bohemian Massif, Czech Republic? Can. Mineral. 50, 1751–1773. doi:10.3749/canmin.50.6.1751

MEZRI, L., LE POURHIET, L., WOLF, S., BUROV, E., 2015. New parametric implementation of metamorphic reactions limites by water content, impact on exhumation along detachment faults. Lithos 236-237, 287–298.

MILLOT, R., 2013. Les isotopes du lithium: exemples d'applications en géochimie. Sciences de la Terre. Université d'Orléans. tel-00910947.

MILLOT, R., GUERROT, C., VIGIER, N., 2004. Accurate and high-precision measurement of lithium isotopes in two reference materials by MC-ICP-MS. Geostand. Geoanalytical Res. 28, 153–159. doi:10.1111/j.1751-908X.2004.tb01052.x

MILLOT, R., SCAILLET, B., SANJUAN, B., 2010. Lithium isotopes in island arc geothermal systems: Guadeloupe, Martinique (French West Indies) and experimental approach. Geochim. Cosmochim. Acta 74, 1852–1871. doi:10.1016/j.gca.2009.12.007

MOLLIER, B., LESPINASSE, M., 1985. Déformation magmatique et plastique en limite Nord du granite de Saint-Sylvestre (Nord-Ouest du Massif Central français): la faille d'Arrênes-Ouzilly. C. R. Acad. Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 300, 681–696.

MOLLIER, M., BOUCHEZ, J.L., 1982. Structuration magmatique du complexe granitique de Brame-St Sylvestre-St Goussaud (Limousin, Massif Central Français) 2, 1329–1333.

MOLYNEUX, S.J., HUTTON, D.H.W., 2000. Evidence for significant granite space creation by the ballooning mechanism: The example of the Ardara pluton, Ireland. Geol. Soc. Am. Bull. 112, 1543–1558. doi:10.1130/0016-7606(2000)112<1543:EFSGSC>2.0.CO;2

MONTERO, P., BEA, F., GONZÁLEZ-LODEIRO, F., TALAVERA, C., WHITEHOUSE, M.J., 2007. Zircon ages of the metavolcanic rocks and metagranites of the Ollo de Sapo Domain in central Spain: implications for the Neoproterozoic to Early Paleozoic evolution of Iberia. Geological Magazine 144 (6), 963-976. doi:10.1017/S00167568070033858

MONTESERIN LOPEZ, V., 1981. Mapa geologico de España, 1: 50,000. Hoja de Puente Caldelas (186), 5-10. Instituto Geologico y Minero de España.

MORGAN, G.B., LONDON, D., 1987. Alteration of amphibolitic wallrocks around the Tanco rare-element pegmatite, Bernic Lake, Manitoba. Am. Mineral. 72, 1097–1121.

MORIGUTI, T., NAKAMURA, E., 1998. High-yield lithium separation and the precise isotopic analysis for natural rock and aqueous samples. Chem. Geol. 145, 91–104. doi:10.1016/S0009-2541(97)00163-0

MORROW, C., LOCKNER, D., 1994. Permeability differences between surface-derived and deep drillhole core samples. Geophys. Res. Lett. 21, 2151–2154.

NABELEK, P.I., RUSS-NABELEK, C., DENISON, J.R., 1992. The generation and crystallization conditions of the Proterozoic Harney Peak Leucogranite, Black Hills, South Dakota, USA: Petrologic and geochemical constraints. Contrib. Mineral. Petrol. 110, 173–191. doi:10.1007/BF00310737

NABELEK, P.I., WHITTINGTON, A.G., SIRBESCU, M.L.C., 2009. The role of H_2O in rapid emplacement and crystallization of granite pegmatites: resolving the paradox of large crystals in highly undercooled melts. Contrib. Mineral. Petrol. 160, 313–325. doi:10.1007/s00410-009-0479-1

NANCE, R.D., GUTIÉRREZ-ALONSON, G., KEPPIE, J.D., LINNEMANN, U., MURPHY, J.B., QUESADA, C., STRACHAN, R.A., WOODCOCK, N.H., 2010. Evolution of the Rheic ocean. Gondwana Res., The Rheic Ocean: Palaeozoic Evolution from Gondwana and Laurussia to Pangaea 17, 194–222. doi:10.1016/j.gr.2009.08.001

NEDELEC, A., BOUCHEZ, J.L., 2011. Pétrologie des granites., Vuibert. ed. Société Géologique de France.

NISHIO, Y., NAKAI, S., 2002. Accurate and precise lithium isotopic determinations of igneous rock samples using multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. Anal. Chim. Acta 456, 271–281. doi:10.1016/S0003-2670(02)00042-9

NORONHA, F., RAMOS, J.M.F., REBELO, J.A., RIBEIRO, A., RIBEIRO, L., 1981. Essai de corrélation des phases de déformation hercyniennes dans le Nord-Ouest Péninsulaire. Leidse Geol. Meded. 52, 87–91.

NORTON, J., 1973. Lithium, cesium, and rubidium -The rare alkali metals., in: United States Mineral Resources. pp. 365–378.

NORTON, J., REDDEN, J., 1990. Relations of zoned pegmatites to other pegmatites, granite and metamorphic rocks, in southern Black Hills, South Dakota. Am. Mineral. 75, 631–655.

OLSON, P., CHRISTENSEN, U., 1986. Solitary wave propagation in a fluid conduit within a viscous matrix. J. Geophys. Res. Solid Earth 91, 6367–6374. doi:10.1029/JB091iB06p06367

ORDÓÑEZ CASADO, B., GEBAUER, D., SCHÄFER, H.J., IBARGUCHI, J.I.G., PEUCAT, J.J., 2001. A single Devonian subduction event for the HP/HT metamorphism of the Cabo Ortegal complex within the Iberian Massif. Tectonophysics 332, 359–385. doi:10.1016/S0040-1951(00)00210-9

PARKINSON, I.J., HAMMOND, S.J., JAMES, R.H., ROGERS, N.W., 2007. High-temperature lithium isotope fractionation: Insights from lithium isotope diffusion in magmatic systems. Earth Planet. Sci. Lett. 257, 609–621. doi:10.1016/j.epsl.2007.03.023

PARTINGTON, G.A., 1990. Environment and structural controls on the intrusion of the giant rare metal Greenbushes Pegmatite, Western Australia. Econ. Geol. 85, 437–456. doi:10.2113/gsecongeo.85.3.437

PARTINGTON, G.A., MCNAUGHTON, N.J., WILLIMAS, I.S., 1995. A review of the geology, mineralization, and geochronology of the Greenbushes Pegmatite, Western Australia. Econ. Geol. 90, 616–635. doi:10.2113/gsecongeo.90.3.616

PATERSON, S.R., VERNON, R.H., 1995. Bursting the bubble of ballooning plutons: A return to nested diapirs emplaced by multiple processes. Geol. Soc. Am. Bull. 107, 1356–1380. doi:10.1130/0016-7606(1995)107<1356:BTBOBP>2.3.CO;2

PATUREAU, J., 1982. Etude des pegmatites des Monts d'Ambazac (Margnac, Le Mas Barbu), (Haute-Vienne). (Thèse de doctorat). Université Paul Sabatier, Toulouse.

PEARCE, N.J.G., PERKINS, W.T., WESTGATE, J.A., GORTON, M.P., JACKSON, S.E., NEAL, C.R., CHENERY, S.P., 1997. A Compilation of new and published major and trace element data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 glass reference materials. Geostand. Newsl. 21, 115–144. doi:10.1111/j.1751-908X.1997.tb00538.x

PERRIER, A., 1962. Guide géologique de la Haute-Vienne. pp. 59–61.

PERRY, G.L.W., MILLER, B.P., ENRIGHT, N.J., 2006. A comparison of methods for the statistical analysis of spatial point patterns in plant ecology. Plant Ecol. 187, 59–82. doi:10.1007/s11258-006-9133-4

PERSON, M., HOFSTRA, A., SWEETKIND, D., STONE, W., COHEN, D., GABLE, C., BANERJEE, A., 2012. Analytical and numerical models of hydrothermal fluid flow at fault intersections. Geofluids 12, 312–326.

PESQUERA, A., TORRES-RUIZ, J., GIL-CRESPO, P.P., JIANG, S.Y, 2005. Petrographic, chemical and B-isotopic insights into the origin of tourmaline-rich rocks and boron reclycling in the Martinamor Antiform (Central Iberian Zone, Salamanca, Spain). J. Petrol. 46 (5), 1013-1044. doi:10.1093/petrology/egi009

PETFORD, N., 1996. Dykes or diapirs? Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 315, 105–114.

PETFORD, N., LISTER, J.R., KERR, R.C., 1994. The ascent of felsic magmas in dykes. Lithos 32, 161–168. doi:10.1016/0024-4937(94)90028-0

PEUCAT, J.J., BERNARD-GRIFFITHS, J., IBARGUCHI, J.I.G., DALLMEYER, R.D., MENOT, R.P., CORNICHET, J., DE LEON, M.I.P., 1990. International IGCP Conference Project 233 Geochemical and geochronological cross section of the deep Variscan crust: The Cabo Ortegal high-pressure nappe (northwestern Spain). Tectonophysics 177, 263–292. doi:10.1016/0040-1951(90)90285-G

PICHAVANT, M., KONTAK, D.J., BRIQUEU, L., HERRERA, J.V., CLARK, A.H., 1988. The Miocene-Pliocene Macusani Volcanics, SE Peru. Contrib. Mineral. Petrol. 100, 325–338. doi:10.1007/BF00379742

POLLARD, P.J., 1995. A special issue devoted to the geology of rare metal deposits; geology of rare metal deposits; an introduction and overview. Econ. Geol. 90, 489–494. doi:10.2113/gsecongeo.90.3.489

PORWAL, A., CARRANZA, E.J.M., HALE, M., 2003. Knowledge-driven and data-driven fuzzy models for predictive mineral potential mapping. Nat. Resour. Res. 12, 1–25. doi:10.1023/A:1022693220894

PORWAL, A., GONZÁLEZ-ÁLVAREZ, I., MARKWITZ, V., MCCUAIG, T.C., MAMUSE, A., 2010. Weights-of-evidence and logistic regression modeling of magmatic nickel sulfide prospectivity in the Yilgarn Craton, Western Australia. Ore Geol. Rev., Mineral Prospectivity Analysis and Quantitative Resource Estimation 38, 184–196. doi:10.1016/j.oregeorev.2010.04.002

RAIMBAULT, L., 1998. Composition of complex lepidolite-type granitic pegmatites and of constituent columbite-tantalite, Chedeville, Massif Central, France. Can. Mineral. 36, 563–583.

RAIMBAULT, L., BURNOL, L., 1998. The Richemont rhyolite dyke, Massif Central, France; a subvolcanic equivalent of rare-metal granites. Can. Mineral. 36, 265–282.

RAMSAY, J., HUBER, M., 1983. The techniques of moderne structural geology, Academic Press. ed. London.

RIBEIRO, A., 1974. Contribution à l'étude tectonique de Trás-Os-Montes oriental. (monograph No. 24). Servicos geologicos de Portugal, Lisboa.

RICHARD, G., KANJILAL, S., SCHMELING, H., 2012. Solitary-waves in geophysical two-phase viscous media: A semi-analytical solution. Phys. Earth Planet. Inter. 198-199, 61–66.

RICHTER, F.M., DAVIS, A.M., DE PAOLO, D.J., WATSON, E.B., 2003. Isotope fractionation by chemical diffusion between molten basalt and rhyolite. Geochim. Cosmochim. Acta 67, 3905–3923. doi:10.1016/S0016-7037(03)00174-1

RICHTER, F.M., MCKENZIE, D., 1984. Dynamical Models for Melt Segregation from a Deformable Matrix. J. Geol. 92, 729–740.

RIPLEY, B.D., 1977. Modelling Spatial Patterns. J. R. Stat. Soc. Ser. B Methodol. 39, 172–212.

RIVERA NAVARRO, S., RUBIO NAVAS, J., CORRETGE CASTAÑO, J.G., 1980. Mapa geologico de España 1: 50,000. Hoja de Puente Areas (224), 5-11. Instituto Geologico y Minero de España.

ROBLES, E., PERÉZ, A.P., ROLDAN, F.V., FONTAN, F., 1999. The granitic pegmatites of the Fregeneda area (Salamanca, Spain): characteristics and petrogenesis. Mineral. Mag. 63, 535–535. doi:10.1180/002646199548709

RODA, E., PEREZ, D.A.P., ROLDAN, F.V., 1995. Micas of the muscovite-lepidolite series from the fregeneda pegmatites (Salamanca, Spain). Mineral. Petrol. 55, 145–157. doi:10.1007/BF01162585

RODA, E., PESQUERA, A., VELASCO, F., 1995. Tourmaline in granitic pegmatites and their country rocks, Fregeneda area, Salamanca, Spain. Can. Mineral. 33, 835–848.

RODA-ROBLES, E., PESQUERA, A., GIL-CRESPO, P.P., TORRES-RUIZ, J., DE PARSEVAL, P.D., 2006. Mineralogy and geochemistry of micas from the Pinilla de Fermoselle pegmatite (Zamora, Spain). Eur. J. Mineral. 18, 369–377. doi:10.1127/0935-1221/2006/0018-0369

ROLIN, P., MARQUER, D., COLCHEN, M., CARTANNAZ, C., COCHERIE, A., THIÉRY, V., QUENARDEL, J. -M., ROSSI, P., 2009. Femenno-Carboniferous (370-320 Ma) strike slip tectonics monitored by syn-kinematic plutons in the French Variscan belt (Massif Armoricain and French Massif). Bull. Soc. géol. Fr. 180 (3), 231-246

ROLIN, P., MARQUER, D., CARTANNAZ, C., ROSSI, P., 2014. Carboniferous magmatism related to progressive pull-apart opening in the Western French Massif Central. Bull. Soc. géol. Fr. 185 (3), 171-189

ROMER, R.L., MEIXNER, A., FÖRSTER, H.J., 2014. Lithium and boron in late-orogenic granites – Isotopic fingerprints for the source of crustal melts? Geochim. Cosmochim. Acta 131, 98–114. doi:10.1016/j.gca.2014.01.018

ROMER, R.L., WRIGHT, J.E., 1992. U-Pb dating of columbites: A geochronologic tool to date magmatism and ore deposits. Geochim. Cosmochim. Acta 56, 2137–2142. doi:10.1016/0016-7037(92)90337-I

ROSENBERG, N.D., SPERA, F.J., 1990. Role of anisotropic and/or layered permeabelity in hydrothermal convection. Geophys. Res. Lett. 17, 235–238. doi:10.1029/GL017i003p00235

ROSKILL, 2009. The economics of lithium, ^{11}th edition. ed.

ROUBAULT, M., 1963. Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant Lamarre-Poinat, pp.303.

ROZAS, V., ZAS, R., SOLLA, A., 2009. Spatial structure of deciduous forest stands with contrasting human influence in northwest Spain. Eur. J. For. Res. 128, 273–285. doi:10.1007/s10342-009-0263-9

SAAR, M., MANGA, M., 2004. Depth dependence of permeability in the Oregon Cascades inferred from hydrogeologic, thermal, seismic, and magmatic modeling constraints. J. Geophys. Res. 109.

SABET SARVESTANI, M., IBRAHIM, A.L., KANAROGLOU, P., 2011. Three decades of urban growth in the city of Shiraz, Iran: A remote sensing and geographic information systems application. Cities 28, 320–329. doi:10.1016/j.cities.2011.03.002

SARCIA, J., 1957. Les gîtes lithinifères du S-E des Monts d'Ambazac. Mines Métallurgie 723–728.

SCAILLET, B., HOLTZ, F., PICHAVANT, M., 1998. Phase equilibrium constraints on the viscosity of silicic magmas: 1. Volcanic-plutonic comparison. J. Geophys. Res. Solid Earth 103, 27257–27266. doi:10.1029/98JB02469

SCAILLET, B., HOLTZ, F., PICHAVANT, M., SCHMIDT, M., 1996. Viscosity of Himalayan leucogranites: Implications for mechanisms of granitic magma ascent. J. Geophys. Res. Solid Earth 101, 27691–27699.

SCAILLET, S., CHEILLETZ, A., CUNEY, M., FARRAR, E., ARCHIBALD, D.A., 1996. Cooling pattern and mineralization history of the Saint Sylvestre and western Marche leucogranite pluton, French Massif Central: I. ^{40}Ar/ ^{39}Ar isotopic constraints. Geochim. Cosmochim. Acta 60, 4653–4671. doi:10.1016/S0016-7037(96)00291-8

SCANLON, B.R., MACE, R.E., BARRETT, M.E., SMITH, B., 2003. Can we simulate regional groundwater flow in a karst system using equivalent porous media models? Case study, Barton Springs Edwards aquifer, USA. J. Hydrol. 276, 137–158. doi:10.1016/S0022-1694(03)00064-7

SCOTT, D., STEVENSON, D., 1986. Magma ascent by porous flow. J. Geophys. Res. 91, 9283–9296.

SCOTT, D., STEVENSON, D., 1984. Magma solitons. Geophys. Researc Lett. 11, 1161–1164.

SELWAY, J.B., ČERNÝ, P., HAWTHORNE, F.C., 1998. Feruvite from lepidolite pegmatites at Red Cross Lake, Manitoba. Can. Mineral. 36, 433–439.

SHAW, H.R., 1963. Obsidian-H_2O viscosities at 1000 and 2000 bars in the temperature range 700° to 900°C. J. Geophys. Res. 68, 6337–6343. doi:10.1029/JZ068i023p06337

SIBSON, R., 1996. Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. J. Struct. Geol. 18, 1031–1042.

SILVERMAN, B.W., 1986. Density estimation for statistics and data analysis. CRC Press.

SIMMONS, W.B., WEBBER, K.L., 2008. Pegmatite genesis: state of the art. Eur. J. Mineral. 20, 421–438. doi:10.1127/0935-1221/2008/0020-1833

SIMMONS, W., FOORD, E., FALSTER, A., KING, V., 1995. Evidence for an anatectic origin of granitic pegmatites, western Maine, USA. Geol Soc Am abstracts with programs 27, 411.

SIRBESCU, M.L.C., NABELEK, P.I., 2003. Crustal melts below 400 °C. Geology 31, 685–688. doi:10.1130/G19497.1

SLACK J.F., PALMER, M.R., STEVENS, B.P.J., BARNES, R.G., 1993. Origin and significance of tourmaline-rich rocks in the Broken Hill District, Australia. Econ. Geol. 88, 505–541. doi:10.2113/gsecongeo.88.3.505

SLÁMA, KOŠLER, J., CONDON, D.J., CROWLEY, J.L., GERDES, A., HANCHAR, J.M., HORSTWOOD, M.S.A., MORRIS, G.A., NASDALA, L., NORBERG, N., SCHALTEGGER, U., SCHOENE, B., TUBRETT, M.N., WHITEHOUSE, M.J., 2008. Plešovice zircon — A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. Chem. Geol. 249, 1–35. doi:10.1016/j.chemgeo.2007.11.005

SORNETTE, A., DAVY, P., SORNETTE, D., 1990. Growth of fractal fault patterns. Phys. Rev. Lett. 65, 2266–2269. doi:10.1103/PhysRevLett.65.2266

STEACY, S.J., SAMMIS, C.G., 1991. An automaton for fractal patterns of fragmentation. Nature 353, 250–252. doi:10.1038/353250a0

STEWART, D., 1978. Petrogenesis of lithium-rich pegmatites. Am. Mineral. 63, 970–980.

STILLING, A., ČERNÝ, P., VANSTONE, P.J., 2006. The Tanco Pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. Xvi. Zonal and Bulk Compositions and Their Petrogenetic Significance. Can. Mineral. 44, 599–623. doi:10.2113/gscanmin.44.3.599

STOBER, I., BUCHER, K., 2006. Hydraulic properties of the crystalline basement. Hydrogeol. J. 15, 213–224. doi:10.1007/s10040-006-0094-4

STURGES, H.A., 1926. The choice of a class interval. Journal of the American Statistical Association, 21 (153), 65-66

TALBOT, C.J., 1970. The minimum strain ellipsoid using deformed quartz veins. Tectonophysics 9 (1), 47-74.

TENG, F.Z., MCDONOUGH, W.F., RUDNICK, R.L., DALPÉ, C., TOMASCAK, P.B., CHAPPELL, B.W., GAO, S., 2004. Lithium isotopic composition and concentration of the upper continental crust. Geochim. Cosmochim. Acta 68, 4167–4178. doi:10.1016/j.gca.2004.03.031

TENG, F.Z., MCDONOUGH, W., RUDNICK, R., WALKER, R., SIRBESCU, M.L.C., 2006a. Lithium isotopic systematics of granites and pegmatites from the Black Hills, South Dakota. Am. Mineral. 91, 1488–1498.

TENG, F.Z., MCDONOUGH, W., RUDNICK, R., WALKER, R., 2006b. Diffusion-driven extreme lithium isotopic fractionation in country rocks of the Tin Mountain pegmatite. Earth Planet. Sci. Lett. 243, 701-710.

TENTHOREY, E., FITZ GERALD, J., 2006. Feedbacks between deformation, hydrothermal reaction and permeability evolution in the crust: Experimental insights. Earth Planet. Sci. Lett. 247, 117–129.

THOMAS, R., DAVIDSON, P., 2014. Comment on "A petrologic assessment of internal zonation in granitic pegmatites" by David London (2014). Lithos 212-215, 462–468.

THOMAS, R., DAVIDSON, P., 2012. Water in granite and pegmatite-forming melts. Ore Geol. Rev. 46, 32–46. doi:10.1016/j.oregeorev.2012.02.006

THOMAS, R., DAVIDSON, P., BEURLEN, H., 2012. The competing models for the origin and internal evolution of granitic pegmatites in the light of melt and fluid inclusion research. Mineral. Petrol. 106, 55–73. doi:10.1007/s00710-012-0212-z

THOMAS, R., WEBSTER, J.D., 2000. Strong tin enrichment in a pegmatite-forming melt. Miner. Deposita 35, 570–582. doi:10.1007/s001260050262

THOMAS, R., WEBSTER, J.D., HEINRICH, W., 2000. Melt inclusions in pegmatite quartz: complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids at low pressure. Contrib. Mineral. Petrol. 139, 394–401. doi:10.1007/s004100000120

THOMPSON, A., 1982. Dehydratation melting of pelitic rocks and the generation of H_2O-undersaturated granitic liquids. Am. J. Sci. 282, 1567–1595.

TISCHENDORF, G., GOTTESMANN, B., FOERSTER, H.J., TRUMBULL, R.B., 1997. On Li-bearing micas; estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. Mineral. Mag. 61, 809–834.

TOMASCAK, P.B., CARLSON, R.W., SHIREY, S.B., 1999. Accurate and precise determination of Li isotopic compositions by multi-collector sector ICP-MS. Chem. Geol. 158, 145–154. doi:10.1016/S0009-2541(99)00022-4

TOMASCAK, P.B., TERA, F., HELZ, R.T., WALKER, R.J., 1999. The absence of lithium isotope fractionation during basalt differentiation: new measurements by multicollector sector ICP-MS. Geochim. Cosmochim. Acta 63, 907–910. doi:10.1016/S0016-7037(98)00318-4

TOMASCAK, P., LYNTON, S., WALKER, R., KROGSTAD, E., 1995. Li isotope geochemistry of the Tin Mountain pegmatite, Black Hills, South Dakota. US Geol. Surv. Circ, pp. 151–152.

TRUEMAN, D., ČERNÝ, P., 1982. Exploration for rare-element granitic pegmatites, in: Granitic Pegmatite Science and Industry, Mineralogical Association of Canada. pp. 463–494.

TURCOTTE, D., SCHUBERT, G., 2014. Flows in porous media., in: Geodynamics.

U.S. GEOLOGICAL SURVEY, 2004. Cesium: U.S. Geological Survey, Open-File Report 2004-1432, p. 13.

U. S. GEOLOGICAL SURVEY, 2015. Mineral commodity summaries 2015: U.S. Geological Survey, 196 p. http://dx.doi.org/10.3133/70140094.

VAILLANT, M., JOUANY, J.M., DEVILLERS, J., 1995. A multicriteria estimation of the environmental risk of chemicals with the SIRIS method. Toxicol. Model. 1, 57–72.

VALVERDE-VAQUERO, P., VALLAURE, A.M., ARQUER, P.F., SUÁREZ, G.M.G., 2005. U-Pb dating of Ordovician felsic volcanism in the Schistose Domain of the Galicia-Trás-os-Montes Zone near Cabo Ortegal (NW Spain). Geol. Acta 3, 27.

VAN CALSTEREN, P.W.C., BOELRIJK, N.A.I.M., HEBEDA, E.H., PRIEM, H.N.A., DEN TEX, E., VERDURMEN, E.A.T., VERSCHURE, R.H., 1979. Isotopic dating of older elements (including the Cabo Ortegal mafic-ultramafic complex) in the Hercynian orogen of NW Spain: Manifestations of a presumed Early Paleozoic mantle-plume. Chem. Geol. 24, 35–56. doi:10.1016/0009-2541(79)90011-1

VAN LICHTERVELDE, M., 2006. Métallogénie du tantale: application aux différents styles de minéralisations en tantale dans la pegmatite de Tanco, Manitoba, Canada. (Thèse de doctorat). Université Paul Sabatier, Toulouse.

VAN LICHTERVELDE, M., DE SAINT BLANQUAT, M., OLIVIER, P., GRAND'HOMME, A., GERDES, A., MELGAREJO, J., DRUGUET, E., 2015. U-Pb geochronology on zircon and columbite-group minerals of the Cap de Creus pegmatites, Spain. Presented at the Mineral Resources in a Substainable World, 13th SGA Biennial Meeting 2015, SGA, Nancy, pp. 233–236.

VELDE, B., DUBOIS, J., MOORE, D., TOUCHARD, G., 1991. Fractal patterns of fractures in granites. Earth Planet. Sci. Lett. 104, 25–35. doi:10.1016/0012-821X(91)90234-9

VERNON, R., 1986. K-feldspar megacrysts in granites- phenocrysts, not porphyroblasts. Earth Sci. Rev. 23, 1–63.

VIDAL, J., GENTER, A., SCHMITTBUHL, J., 2015. How do permeable fractures in the Triassic sediments of Northern Alsace characterize the top of hydrothermal convective cells? Evidence from Soultz geothermal boreholes (France). Geotherm. Energy 3.

VIDAL, P., BERNARD-GRIFFITHS, J., COHERIE, A., LE FORT, P., PEUCAT, J.J., SHEPPARD, S.M.F., 1984. Geochemical comparison between Himalayan and Hercynian leucogranites. Phys. Earth Planet. Inter. 35, 179–190. doi:10.1016/0031-9201(84)90041-4

VIEIRA, R., RODA-ROBLES, E., PRESQUERA, A., LIMA, A., 2011. Chemical variation and significance of micas from the Fregeneda-Almendra pegmatitic field (Central-Iberian Zone, Spain and Portugal). Am. Mineral. 96, 637–645.

WEBSTER, J.D., THOMAS, R., RHEDE, D., FÖRSTER, H.J., SELTMANN, R., 1997. Melt inclusions in quartz from an evolved peraluminous pegmatite: Geochemical evidence for strong tin enrichment in fluorine-rich and phosphorus-rich residual liquids. Geochim. Cosmochim. Acta 61, 2589–2604. doi:10.1016/S0016-7037(97)00123-3

WEINBERG, R.F., MARK, G., REICHARDT, H., 2009. Magma ponding in the Karakoram shear zone, Ladakh, NW India. Geol. Soc. Am. Bull. 121, 278–285. doi:10.1130/B26358.1

WEINBERG, R., PODLADCHIKOV, Y., 1994. Diapiric ascent of magmas trough power law crust and mantle. J. Geophys. Res. 99, 9543–9559.

WENGER, M., ARMBRUSTER, T., 1991. Crystal chemistry of lithium: oxygen coordiniation and bonding. Eur. J. Mineral. 3, 387–399.

WIBBERLEY, C.A.J., SHIMAMOTO, T., 2005. Earthquake slip weakening and asperities explained by thermal pressurization. Nature 436, 689–692. doi:10.1038/nature03901

WILKINS, D.E., FORD, R.L., 2007. Nearest neighbor methods applied to dune field organization: The Coral Pink Sand Dunes, Kane County, Utah, USA. Geomorphology 83, 48–57. doi:10.1016/j.geomorph.2006.06.009

WOLF, M.B., LONDON, D., 1997. Boron in granitic magmas: stability of tourmaline in equilibrium with biotite and cordierite. Contrib. Mineral. Petrol. 130, 12–30. doi:10.1007/s004100050346

WUNDER, B., MEIXNER, A., ROMER, R.L., FEENSTRA, A., SCHETTLER, G., HEINRICH, W., 2007. Lithium isotope fractionation between Li-bearing staurolite, Li-mica and aqueous fluids: An experimental study. Chem. Geol. 238, 277–290. doi:10.1016/j.chemgeo.2006.12.001

WUNDER, B., MEIXNER, A., ROMER, R.L., JAHN, S., 2011. Li-isotope fractionation between silicates and fluids: Pressure dependence and influence of the bonding environment. Eur. J. Mineral. 23, 333–342. doi:10.1127/0935-1221/2011/0023-2095

YAMATO, P., TARTÈSE, R., DURETZ, T., MAY, D., 2012. Numerical modelling of magma transport in dykes. Tectonophysics 526-529, 97–109.

YARUSHINA, V., PODLADCHIKOV, Y., CONNOLLY, J.A., 2015. (De)compaction of porous viscoelastoplastic media: Solitary porosity waves. J. Geophys. Res. Solid Earth 120, 4843–4862.

ZALDUEGUIA, J.F.S., SCHÄRER, U., IBARGUCHI, J.I.G., 1995. Isotope constraints on the age and origin of magmatism and metamorphism in the Malpica-Tuy allochthon, Galicia, NW Spain. Chem. Geol. 121, 91–103. doi:10.1016/0009-2541(94)00123-P

ZASEDATELEV, A., 1977. Quantitative model of metamorphic generation of rare-metal pegmatite with lithium mineralization. Dokl. Acad. Sci. URSS Earth Sci. Ser. 236, 219–221.

ZASEDATELEV, A., 1974. Possible accumulation of lithium in host rocks of lithium pegmatite veins during old sedimentation processes. Dokl. Acad. Sci. URSS Earth Sci. Ser. 218, 196–198.

Liste des figures

Figure I-1: Les éléments rares dits incompatibles sont définis par les LILE (Large-Ion Lithophile Elements) auxquels sont associés le lithium (Li), le béryllium (Be), et l'étain (Sn), et par les HFSE (High-Field Strengh Elements) représentés par les 14 lanthanides (prométhium exclu), le zirconium (Zr), le niobium (Nb), l'hafnium (Hf) et le tantale (Ta). _____ I-16
Figure I-2: Texture dite graphique caractéristique des pegmatites granitiques. Cette texture cunéiforme est due à l'inter-croissance du quartz et du feldspath. Texture observée dans l'unité dite graphique de la pegmatite de Margnac, Monts d'Ambazac (France). _____ I-19
Figure I-3: Zonation interne « idéale » observée dans les pegmatites granitiques, d'après London (2008), modifié d'après Cameron et al. (1949). _____ I-19
Figure I-4: Classification géologique, paragénétique et géochimique des pegmatites granitiques revisitée par Černý & Ercit (2005). _____ I-20
Figure I-5: Modèle du granite parent revisité par London (2008). Les magmas pegmatitiques évolués à éléments rares dérivent d'une seule et même source granitique hyperalumineuse à deux micas. _____ I-21
Figure I-6: Modèle schématique illustrant le comportement des éléments dans la constitutional zone refining. Les éléments incompatibles (ronds de couleur marron et vert) quittent le cristal pour se concentrer dans la zone de fusion, favorisant ainsi la croissance de cristaux._____ I-25
Figure I-7: Evolution de la viscosité d'un magma granitique hyperalumineux et d'un magma pegmatitique en fonction de la teneur en H2O % (g/g) pour une température fixée à 700°C, d'après Thomas & Davidson (2012). I-25
Figure I-8: Diagramme P-T de stabilité des pegmatites granitiques. Le champ de stabilité des pegmatites à éléments rares (RE) est représenté par un rectangle bleu (London, 2008)._____ I-26
Figure I-9: Scénarios proposés par London (2008) pour la génération de champs de pegmatites zonés, depuis un pluton granitique parent. _____ I-27
Figure I-10: Modèle thermique de refroidissement par conduction d'un pluton granitique et distances parcourues par les magmas pegmatitiques en fonction du temps et de la distance au granite, d'après Baker (1998)._____ I-29
Figure I-11: Modèle schématique proposé par D'lemos et al. (1992) pour la genèse, l'ascension et la mise en place des magmas granitiques en contexte transpressif. _____ I-30
Figure I-12: (a) Modèle schématique de fracturation proposé par Demartis et al. (2011) pour la génération d'espaces favorables à l'injection des magmas pegmatitiques, modèle inspiré du modèle de fracturation type Riedel. (b) Rôle des fractures P sur la mise en place des pegmatites à faible pendage et volumineuses le long des fractures T. Ces fractures P sont interprétées comme des couloirs chenalisant les magmas pegmatitiques.___ I-31
Figure I-13: Modèle schématique du magma-pumping proposé par Demartis et al. (2011) pour la création d'espaces et l'attraction des magmas pegmatitiques. _____ I-32
Figure I-14: Exploitation de la pegmatite à spodumène de Greenbushes (Australie). Mine de spodumène (et tantalite) exploitée à ciel ouvert depuis 1983 par la société Talison Lithium. © www.talison-lithium.com. __ I-37
Figure I-15: Répartition mondiale des gisements classe mondiale de minéraux lithinifères (carrés rouges) et des dépôts de saumûres lithinifères (croix bleues), d'après Kesler et al. (2012). Les rectangles associés aux gisements du plateau Puna et des lacs chinois représentent la distribution géographique des salars. _____ I-39
Figure I-16: Evolution de la production minière de tantale depuis 1990, jusqu'à 2014. Notez le transfert brutal de la production depuis l'Australie vers l'Afrique Centrale et la région des grands lacs à partir de 2009. Données disponibles sur www.mineralinfo.fr._____ I-43
Figure II-1: Représentation schématique de la méthode d'analyse spatiale statistique basée sur le calcul des distances euclidiennes entre les individus dits d'intérêt et les structures avoisinantes dans une zone d'étude prédéfinie. _____ II-52
Figure II-2: Représentation schématique de l'analyse spatiale statistique basée sur l'estimation par noyau (i.e. densité de Kernel). Dans l'exemple choisit, la valeur de densité de failles est extraite aux coordonnées x et y de

chaque pegmatite. Les distributions de référence et d'intérêt sont par la suite comparées pour souligner les éventuelles anomalies de la distribution. II-53
Figure II-3: Carte géologique simplifiée du Nord Massif Central modifiée d'après Faure et al. (2005). Une coupe géologique tracée suivant un profil A-B à travers la bordure nord du massif y est associée. Les différentes unités tectono-métamorphiques y sont également représentées. Les occurrences du magmatisme à éléments rares sont représentées par les étoiles rouges. II-54
Figure II-4: Compilation des âges de fusion partielle et d'intrusions granitiques associées au Nord du massif de Millevaches réalisée par Rolin et al., (2014). Les intrusions syn- et post cinématiques ont été différenciées ainsi que les régimes de déformation (ductile vs. cassant). II-56
Figure II-5: Carte géologique simplifiée du Complexe Granitique de Saint-Sylvestre (Limousin, NO Massif Central). Les symboles noirs correspondent aux différents types de pegmatites affleurant dans le massif de Saint-Sylvestre. Ces derniers seront discutés ultérieurement dans ce chapitre. II-57
Figure II-6: Classification des pegmatites des Monts d'Ambazac d'après la structuration interne de chacun des types, d'après Vlassov (1952) et Collectif (2008). II-62
Figure II-7: Liste non-exhaustive des cavités visitées sur le terrain. (a) entré de la cavité de Margnac II, (b) cavité souterraine de Chèdeville (c) accès à la pegmatite de Chabannes, (d) une des nombreuses galeries de la cavité de Chabannes, (e) paroi et cavité de la pegmatite du Mas Barbu fortement exposées à l'altération de surface et (f) paroi et entrée de la cavité de la Vilatte Haute. Les coordonnées de ces cavités sont disponibles sur le supplément électronique. II-63
Figure II-8: (a) Geological map of Saint Sylvestre Granitic Complex (SSGC) and localization of the recognized pegmatites. White dotted lines illustrate the large sheared-corridor (e.g. Mollier & Bouchez, 1982; Mollier & Lespinasse, 1985; Cuney et al., 1990; Hottin et al., 1995). (b) Zoom on Monts d'Ambazac pegmatite field and the γ2 Fanay and γ3 Les Sagnes granitic injections located in this part of the Saint Sylvestre granite. II-69
Figure II-9: (a) Stereographic projection of 21 pegmatite strikes measured during field campaign from 16 pegmatite occurrences. (b) Distribution of the strike. The main direction corresponds to N015° ± 16° (2σ). II-71
Figure II-10: (a) Relative and cumulative frequency distributions of the Distance to Nearest Neighbor (DNN) for the 118 pegmatites considered in the whole SSGC; in the 400 m bin size of the histogram ranges is fixed fallowing the Sturges's law (Sturges, 1926). (b) Ratio (R; (eq. (1)) computed from the observed average DNN value over the expected average DNN value (eq. 2). The calculated R value of 0.36 highlights the high clustering rate of the pegmatites throughout the SSGC. (c) Ripley's L'derivative fuction (eq. 5) computed to detect spatial deviations from a homogeneous Poisson distribution (i.e. Ripley's L'-function value = 0). The computed Ripley's L'-function value = 3700 m corresponds to a high clustering rate of the pegmatite distribution, with a clustering distance of 2000 m and Ripley's L'-function value = 4500 m for a maxium reference distance (see MRD, Allanic & Gumiaux, 2013) equals to 5000 m. See text for further explanation. II-74
Figure II-11: (a) In order to illustrate the histogram analysis, a synthetic case is presented corresponding to a geological map with the four lithological units (A, B, C and D), associated with the deposits points set (white stars) and faults set. (b) Theoretical Normal Distribution (ND) observed with any spatial anomaly is highlighted between deposits and any geological objects –lithological units, faults). (c) Frequency value of deposits relative to the surface area of each lithological unit. A Normal Distribution (ND) is observed when pegmatite frequency values are similar to, or lower than, the reference distribution (see grey bars), and a High Abnormal Distribution (HAD) is highlighted when the pegmatite frequency value rises as the surface area of lithological units' decreases. II-77
Figure II-12: Domainal distribution of 680 extracted fault strike values in the SSGC. Rose diagram illustrates the same fault strike distribution in the N0-N180° range. II-79
Figure II-13: Results of the geostatistical tests; proximity and density calculation analyzed with pegmatite, faults and fault intersection points. II-83
Figure II-14: Results of the spatial proximity analysis computed from each type of pegmatites and γ2, γ3 granitic facies. II-88
Figure II-15: Cluster's spatial extent and trend computed in the whole SSGC for each of the pegmatite types (K, SK, SK-L and SL). Number in parentheses corresponds to the pegmatite points included in each standard deviational ellipse. Arrows are centered on the barycenter of each ellipse and give the direction of the pegmatite points' alignment (Allanic & Gumiaux, 2013). Pegmatite points' clusters distribution computed in the Monts

d'Ambazac pegmatite field for all pegmatite types. Numbers in parentheses corresponds to the pegmatite points included in each group ID according to the clustering distances of 2000 m. The size of each arrow is proportional to the number of pegmatite points. See text for details. _____ II-91
Figure II-16: (a) High density of the A-type faults is parallel to the large sheared-band located in the central part of the SSGC with pegmatites and clusters trends automatically mapped in this area (see Fig.II-13). (b) Schematic model illustrating the High Abnormal Distributions of pegmatites in the vicinity of A-type faults and the high density zones of B- or C-type faults._____ II-95
Figure II-17: Répartition et délimitation des concessions attribuées pour la prospection des pegmatites granitiques lithinifères dans la région de Barroso - Alvão (Nord-Potugal). Carte disponible sur site du Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG)._____ II-97
Figure II-18: Carte schématique de la répartition des unités Varisques par rapport à la position de la suture océanique Rhéïque (d'après Nance et al, 2010 ; Gloaguen, 2006). Abbréviations de la Chaîne Ibérique : (CZ) Cantabrian Zone (WALZ) West Asturian-Leones Zones (GTOMZ) Galica Trás-Os-Montes Zone (CIZ) Central Iberian Zone (OMZ) Ossa-Morena Zone (SPZ) Southern Portuguese Zone. Abbréviations de la chaîne Hercynienne : (FAM) French Armorican Massif (FMC) French Massif Central. Abbréviations du champ de pegmatites : (BAPF) Barroso Alvão Pegmatite Field. _____ II-98
Figure II-19: Coupe géologique réalisée à travers les massifs autochtones et allochtones situés au NO du massif ibérique (Riberio et al. 2007). Les structures orogéniques faisant suite à la collision du Gondawana avec la Laurussia sont présentées sur la vignette (A). La localisation du profil associé à la coupe est disponible sur la vignette (B). Notez que la coupe passe légèrement au Sud du champ de pegmatites de Barroso - Alvão (domaine parautochtone). _____ II-99
Figure II-20: Carte géologique schématique de la région de Barroso - Alvão (Nord-Portugal). Carte géologique réalisée d'après Martins et al. (2012), Barbosa da Silva (2014). Abbréviations : (CSD) Carrazedo Structural Domain, (TMSD) Três Minas Structural Domain, (GTMZ) Galicia Trás-Os-Montes Zone, (CIZ) Central Iberian Zone, (OMZ) Ossa Morena Zone, (SPZ) South Potuguese Zone. Le polygone noir marque la délimitation de notre zone d'étude. _____II-102
Figure II-21: Exemples d'intrusions pegmatitiques à l'affleurement dans la région de Barroso - Alvão. (a) Exemple de pegmatite stérile observée dans la région de Boticas, au Nord du champ de pegmatites (David Silva et moi pour l'échelle), (b) pegmatite à spodumène observée dans la région d'Adagoï (Jéremie Melleton pour échelle), (c) minéralisation à lithium typique des pegmatites d'Adagoï, (d) cristaux de pétalite observés dans une pegmatite de la région de Lousas,à l'Ouest d'Adagoï (e) paroi massive d'une pegmatite à pétalite dans la concession minière de Felmica S.A, et (f) schistosité S3 sub-verticale associée aux pegmatites lithinifères de Lousas. _____II-103
Figure II-22: Fonction L' ; dérivée seconde de la fonction K de Ripley calculée pour détecter les déviations spatiales de la distribution des pegmatites minéralisées (courbe verte) et de toutes les pegmatites confondues (courbe bleue) depuis une distribution de référence homogène, type distribution de Poisson (i.e. y = 0). La valeur L' = 2500 correspond au degré de regroupement le plus élevé des pegmatites lithinifères pour une distance maximale au voisin le plus proche (i.e. DNN) égale à 1800 m. _____II-107
Figure II-23: Histogramme de cumulation de fréquences des pegmatites en fonction de la densité de pegmatites par km². La fréquence maximale de pegmatites égale à 25 % est obtenue pour une densité de pegmatites égale à 12 pegmatites/km², contre seulement 2 pegmatites/km² pour la distribution de référence. Se référer au texte pour des explications supplémentaires._____II-108
Figure II-24: Histogrammes de cumulation de fréquences de toutes les pegmatites (a), des pegmatites riches en pétalite (b) et à spodumène (c) en fonction de la distance au granite de Cabeceiros de Basto granite._____II-110
Figure II-25: Analyse de la distribution spatiale de toutes les pegmatites (a) et des pegmatites lithinifères (b) en fonction de la densité de failles par km² (toutes orientations confondues). _____II-111
Figure II-26: Analyse de la distribution spatiale des pegmatites (tous types confondus) (a) et des pegmatites lithinifères (b) en fonction de la distance aux failles avoisinantes (toutes orientations confondues)._____II-112
Figure II-27: Histogramme de répartition des failles en fonction de leur orientation angulaire (°). Notez les 2 domaines directionnels notés α et β, respectivement définis par les intervalles [N180-N091°] et [N092-N179°]. La ligne de base (ou seuil) correspond au bruit de fond, 1,8% des failles ne sont pas prises en compte dans la déconvolution de l'histogramme. _____II-113

Figure II-28: Analyse de la distribution spatiale de toutes les pegmatites (a) et des pegmatites minéralisées (b) en fonction de la distance aux failles de type α (préférentiellement orientées dans la direction N030°). ____II-114
Figure II-29: Analyse de la distribution spatiale de toutes les pegmatites (a) et des pegmatites minéralisées en fonction de la distance aux failles de type β (préférentiellement orientées dans la direction N150°). _____II-115
Figure II-30: Exemples de modélisation de variogrammes expérimentaux et krigeage de données directionnelles (type schistosité). (a) Détermination de la déviation angulaire maximale à l'échelle du champ directionnel, (b) détermination des relations entre les anisotropies directionnelles et les variations de périodicité des variogrammes (i.e. variogramme orienté dans le cas présent) et, (c) distinction des domaines de directions préférentielles faisant suite à l'interpolation des trajectoires de schistosité. _____II-116
Figure II-31: Carte d'interpolation des trajectoires de schistosité à l'échelle du champ de pegmatites de Barroso - Alvão. Les linéaments (i.e. failles) issus des images satellites et de la carte géologique (1 : 50, 000) sont également reportés. _____II-117
Figure II-32: Histogramme de répartition des pegmatites en fonction de leur orientation (direction°). Les trois familles d'orientations préférentielles déterminées par la déconvolution de l'histogramme sont représentées avec la valeur de l'orientation principale. _____II-119
Figure II-33: Représentation schématique de la mise en place des pegmatites LCT du champ de Barroso - Alvão. Les orientations des grandes structures ainsi que des différents types de pegmatites y sont représentés. L'échelle verticale a été fortement exagérée pour plus de clarté. _____II-123
Figure II-34: (a) Modèle de fracturation dans une zone de cisaillement simple en contexte transpressif proposé par Ramsay & Burnes (1983). (b) Proposition d'un modèle de mise en place des différents types de pegmatites, dans une zone de cisaillement simple, en contexte transpressif. La famille de pegmatites A se met préférentiellement en place suivant l'orientation des Riedel et des fractures extensives (notées R et E, respectivement). La famille C s'injecte préférentiellement suivant les plans de cisaillement C et enfin la famille B pourrait être principalement injectée le long de la schistosité S2-S3. _____II-124
Figure III-1: Log litho-stratigraphique du domaine schisteux de Galice (i.e. allochtone inférieur), adapté d'après Farias et al. (2014) et Gloaguen (2006). A gauche, log du domaine schisteux à travers le synforme de Verín (Galice Centrale) à droite, log du domaine à travers le flanc NE du synforme de Verín, à proximité du complexe de Cabo Ortegal. _____III-133
Figure III-2: Carte géologique des unités tectono-stratigraphiques de la zone Nord-Ouest Ibérique, d'après Nance et al (2010) et Martínez-Catalán et al, (1997, 2007). Notez à l'Ouest de la coupe, le chevauchement de l'allochtone inférieur (i.e. domaine schisteux de Galice) par les unités ophiolitiques - marqueurs de la suture varisque - et des unités basales du complexe allochtone (i.e. groupe de Forcarei-Lalín dans notre zone d'étudeIII-136
Figure III-3: Carte géologique simplifiée de la zone de Forcarei-Lalín (Galice, Espagne) adaptée d'après Barrera et al.(1989), Gloaguen (2006), cartes géologiques au 1 : 50,000 de l'IGME : feuilles de Cerdedo (n° 153, Klein & Hilgen, 1979), Lalín (n° 154, Abril et al., 1972), Puente Caldelas (n° 186, Monteserín López, 1981), Puente Areas (n° 224, Rivera Navarro et al., 1980) et Ribadavia (n° 225, Chamón Cabos et al., 1972). Projection Univerval Transverse Mercator zone 29 N, European Datum 1950. _____III-138
Figure III-4: Carte géologique simplifiée de la bordure Est du granite G2 de Cerdedo et localisation des implantations de sondages réalisés par Solid Mines España S.A., sur la propriété Alberta 1 (Bartlett, 2014). _III-144
Figure III-5: Carte de répartition des différents types d'intrusions répertoriés sur le terrain. Les 7 zones distinguées dans le cadre de cette étude sont délimitées par les rectangles rouges. (Projection UTM Zone 29N, datum ED 50). _____III-147
Figure III-6: Pegmatites de type 1 en intrusion dans le granite G2 de Cerdedo : a) aplo-pegmatite à tourmaline, (b) poche pegmatitiques à Qz + Tur + Ms, (c) cristaux de tourmaline tronqués et disséminnés. Pegmatites intrusives dans le granite G1 d'Avíon : (d) surcroissance des cristaux des Kfs de la pegmatite sur les phénocristaux de Kfs marquant la foliation magmatique (Fm) et (e) veine à Qz + Kfs + Ms sécante sur la foliation magmatique. _____III-148
Figure III-7: Exemple de tourmalinisation intense observée au contact des intrusions de type 2, dans la zone d'étude de Taboazas. _____III-149

Figure III-8: Pegmatites de type 2. (a) Pli ptygmatitique dont les charnières de plis sont subparallèles à la schistosité S3, (b) orientation préférentielle des Kfs dans une charnière de pli ptygmatitique, (c) pli ptygmatitique caractérisée par des charnières régulières, bien arrondies et concordantes avec la schistosité S3, (d) pegmatite plissée dont la charnière (seule visible) est injectée dans la schistosité subhorizontale S2 dans le district de Lalín, (e) boudinage asymétrique de type dominos, (f) structure en dominos des cristaux de Kfs. Le sens de cisaillement est antithétique au sens de cisaillement régional, (g) pegmatite boudinée et sécante sur la foliation S3 et (h) enclave de micaschistes crénulés au cœur d'une pegmatite de type 2. _____ III-150
Figure III-9: Coupe géologique schématique O-E réalisée à travers la zone de Coveliño, suivant un profil E-O. _____ III-152
Figure III-10: Exemples représentatifs des pegmatites de type 2'. (a) filon pegmatitique vertical concordant avec la schistosité S3, (b) poche granitique à quartz + muscovite + k-feldspaths intra-micaschistes boudinée au contact de la pegmatite, (c) exemple de filons ptygmatitique affleurant dans la zone. Les charnières de plis arrondies sont subparallèles à la schistosité encaissante. (d) Filon pegmatitique concordant avec la schistosité S3 encaissante, (e) exemple d'assemblage minéralogique à quartz + k-feldspaths + muscovite + tourmaline + grenat, (f) linéation minérale marquée par l'alignement des cristaux de grenat et tourmaline et l'allongement de la muscovite. (g) Exemple de granitoïde à schlieren affleurant à l'Ouest de la zone de Coveliño, (h) métatexites observées à l'Ouest de la zone. Les leucosomes présentent des textures pegmatitiques à quartz + muscovite + k-feldspaths + tourmaline. _____ III-153
Figure III-11: Exemples représentatifs des pegmatites de type 3. (a) Orientation globale N-S des filons dans la zone de Rega de Vella, (b) zonation interne litée, alternance des unités aplitiques vs. pegmatitiques, (c) litage à Qz + Tur + Grt observable dans les unités aplitiques, (d) cristaux de tourmaline cristallisés en bordure de pegmatite, (e) cristal centimétrique de béryl en association avec des cristaux pluri-centimétriques de Kfs observés dans l'unité supposée à blocs interne de la pegmatite, (f) bouquet de muscovite en feuillets observé dans une unité pegmatitique intercalée avec une unité aplitique, (g) tourmalinisation et muscovitisation intenses de l'encaissant métasédimentaire en contact avec les pegmatites et enfin (h) phénocristaux de grenat cristallisés dans les lits aplitiques et observés au microscope optique (LPA). _____ III-155
Figure III-12: Exemples des textures et de l'assemblage minéralogique caractéristiques des pegmatites de type 4. (a) Structure interne litée avec al'aternance des faciès pegmatitiques et aplitiques. (b) Unité à blocs représentative des pegmatites de type 4. La présence de la cassitérite est suspectée. (c) Altération type des cristaux de spodumène échantillonés au cœur d'une pegmatite de type 4. L'altération se caractérise par le développement de fractures en bordures de grains remplies par des cristaux de micas blancs (e.g. muscovite et phengite). (d) Association cassitérite + spodumène observée sur l'unité externe de bordure d'une pegmatite de type 4, à proximité du village de Vilatuxe. _____ III-158
Figure III-13: Pegmatites de type 4 observées dans la zone de Lalín. (a) pegmatite à spodumène sécante sur la schistosité subhorizontale S2, (b) faciès greisen observé aux épontes des pegmatites minéralisées à spdm, (c) veines hydrothermales quartz + arsénopyrite. Notez l'orientation préférentielle E-O partagée par la pegmatite et les veines hydrothermales. (d) altération typique associée aux cristaux de spdm. Les clivages (encore visibles) des spdm soulignent l'axe préférentiel d'allongement. (e) cristaux centimétriques de spdm frais observés sur une pierre volante et (d) tourmalinisation des micachistes à std + grt encaissants visible aux épontes des pegmatites minéralisées. _____ III-159
Figure III-14: Coupe géologique schématique orientée O-E à travers la zone de Presqueiras, au Nord du district de Forcarei. _____ III-161
Figure III-15: Exemples représentatifs des pegmatites de type 5. (a) Vue planaire d'une intrusion aplitique concordante avec la schistosité S3 subverticale. Les cristaux d'albite en forme de sigmoïdes indiquent un cisaillement planaire à cinématique senestre vers le Sud. (b) Exemple d''une intrusion aplitique concordante avec la schistosité et plissée. Les charnières de plis sont concordantes également avec la schistosité locale S3. (c) Exemple de sill aplitique. Intrusion discordante sur la schistosité et plissée. Les charnières de plis sont concordantes avec la schistosité S3 locale. (d) Tourmalinisation massive à l'éponte d'une aplite de type 5, observée au microscope optique en LPNA. (e) Faciès greisen de bordure d'aplite riche en spodumène, observé au microscope optique (LPA). Notez la présence des deux clivages à ~ 90° sur les sections basales de spodumène. (f) Minéralisation stannifère classique rencontrée dans une aplo-pegmatites de type 5. Notez la présence de microcristaux de muscovite + spodumène en bordure de grains. (g) Fabrique interne observée en

bordure d'intrusion, en LPA. Le cristal d'albite présente une forme de sigmoïde symétrique. Le remplissage des fractures par la muscovite indique que la déformation s'est effectuée pendant la consolidation de la pegmatite. h) Cristallisation pervasive des microcristaux de spodumène en bordure de joints de grains, observée en bordure de pegmatites _____ III-163
Figure III-16: Indices de minéralisations à pétalite (Pet) observés dans la zone de Presqueiras, sur le permis Alberta 1. (a) cristaux frais de pétalite, (b) altération rosée typique de la pétalite. _____ III-163
Figure III-17: Micaschiste à deux micas de l'unité Paraño échantilloné dans la zone de Presqueiras. (a) sigmoïde symétrique de plagioclase moulé par la schistosité. La schistosité est soulignée par l'allongement préférentiel des cristaux de muscovite et biotite, observé en LPNA, (b) allongement préférentiel d'un porphyroblaste, moulé par la schistosité, observé en LPA. _____ III-164
Figure III-18: Exemples représentatifs de l'intensité de la déformation dans la zone de Presqueiras. (a) Schistosité S3 subverticale suivant la direction ~ N-S majoritaire dans la zone. (b) Sigmoïdes de quartz à cinématique senestre dirigée vers le Sud observés dans les micaschistes à deux micas tourmalinisés de Paraño. (c) Pegmatite de type 5 affectée par un cisaillement simple à cinématique senestre vers le Sud, (d) fabrique interne du granite G2 de Cerdedo marquée par l'allongement préférentiel des grains de quartz et de la muscovite suivant la direction N-S. Notez la présence des grains de quartz néoformés aux joints de grains des quartz 1 déformés. (e, f) Exemples de veines hydrothermales à quartz-tourmaline et de pegmatites stériles au préalable cisaillées et affectées par des décrochements dextres post-D3, orientés suivant la direction globale E-O. _ III-166
Figure III-19: Projection stéréographique des plans de schistosités S2, S3 et des orientations des différents types de filons pegmatitiques (Fp) (projection Schmidt, hémisphère inférieur). Par défaut, les plans de schistosité dépourvus d'étiquettes correspondent à la schistosité S3, la plus exprimée dans notre zone d'étude. _____ III-167
Figure III-20: Exemples représentatifs de l'intensité de déformation associée à l'unité métasédimentaire de Paraño dans la zone de Lalín. (a, b) Crénulation de la schistosité S2 subhorizontale. Le resserrement local des plis P3 témoigne de la variabilité de l'intensité de la déformation D3 dans cette zone. (c) Intrusion d'une pegmatite de type 4 dans la charnière d'un pli P3. (d) Pegmatite de type 4 sécante sur la schistosité S2 subhorizontale. La schistosité S2 est légèrement crénulée, la linéation l3 est peu marquée. (e, f) Verticalisation de la schistosité S2 au contact d'une pegmatite stérile de type 2. L'intensité de la déformation (marquée par le resserrement des plis S3) s'estompe vers l'Est, avec la distance au contact de l'intrusion pegmatitique. __ III-170
Figure III-21: Tourmalinisation associée à l'intrusion granitique de Cerdedo. (a) Cristaux trapus de tourmaline observés dans une poche pegmatitique intra-granitique. (b) Tourmalinisation intense des plans de schistosité S3 à proximité du granite G2 de Cerdedo. (c) Agglomérat de sections basales de tourmaline observé en LPNA et (d) linéation minérale des micaschistes de Paraño marquée par la muscovite et la tourmaline, observée en LPA. _ III-172
Figure III-22: Exemples représentatifs des veines hydrothermales à Qz + Tur. (a) Veine hydrothermale à Qz + Tur + (Pl + Ms) parallèle à la schistosité S3 régionale. (b) Zoom sur l'assemblage minéralogique typique de ces veines hydrothermales "bréchifiées". (c) Relation de recoupemement des veines hydrothermales à Qz + Tur par une pegmatite de type 5, observée dans la zone d'Alfonsín. (d) Exemple d'une veine hydrothermale boudinée observée sur le permis d'Alberta 1. Les boudins asymétriques indiquent un décrochement senestre dirigé vers le Sud. (e) Assemblage minéralogique des veines hydothermales observé en LPNA. Notez la présence des oxydes de Fe-Ti en association avec la tourmaline. (f) Fractures remplies par des cristaux de muscovite au sein d'une matrice à Qz + Pl majoritaires. (g) Baguettes de tourmaline recoupées par une veine de Qz. L'orientation des cristaux est isotrope. La fracturation des tourmalines s'effectue perpendiculairement à l'axe préférentiel d'allongement (tronçonnage). (h) Orientation préférentiel des grains de quartz en association avec les cristaux tabulaires de tourmaline. _____ III-174
Figure III-23: Tourmalinisation associée aux intrusions felsiques pegmatitiques. (a) Contact franc tourmalinisé entre les micaschistes à deux micas et une aplo-pegmatite de type 5, observée dans la zone de Presqueiras. (b) Baguettes de tourmaline concentrées dans les plans de la schistosité S3. Notez le moulage des exsudats de quartz contenus dans les micaschistes, moulés par le fluage de la tourmaline. _____ III-176
Figure III-24: Tourmalinisation massive associée aux intrusions felsiques pegmatitiques. (a) exemple de tourmalinisation massive des micaschistes encaissants au contact d'une pegmatite de type 5, observée en LPNA. (b) Sections basales de tourmaline associées à la schistosité S3. Les cristaux de tourmaline sont préférentiellement associés à la biotite, en cours de déstabilisation. (c) Déstabilisation totale de la biotite.

Apparition du rutile en association avec la tourmaline et la muscovite. (d) Tourmalinite classique retrouvée aux épontes des pegmatites de type 4 et 5. Les tourmalines s'amalgament pour former des gerbes > 2 mm. La présence du rutile souligne là encore la déstabilisation totale de la biotite. _____ III-177
Figure III-25: Diagramme de composition des différents membres du groupe de la colombite, d'après Ercit (1986) et adapté par Van Lichtervelde (2006). _____ III-186
Figure III-26: Imagerie des grains de colombo-tantalite prélevés dans la pegmatite de type 5 de Presqueiras (localisation Fig.III-5), sur le permis d'Alberta 1 (microscope électronique à balayage, BRGM, Orléans). Les zonations chimiques correspondent aux variations des teneurs en Nb et Ta. _____ III-188
Figure III-27: Diagrammes concordia inverse reportant les âges U/Pb obtenus sur la colombo-tantalite de la pegmatite de type 5, située dans la zone de Presqueiras. (a) Diagramme concordia inverse calculé pour n = 14 et (b) diagramme concordia inverse calculé pour n = 3. Acquistion laboratoire Gésociences Rennes. _____ III-189
Figure III-28: Cristaux de tourmaline observés en LPNA dans les différents types de pegmatites, (a) de type 2, (b) de type 2', (c, d) de type 3. _____ III-191
Figure III-29: Métatexites observées au Nord du district de Forcarei. (a) Leucosome à texture pegmatitique, parallèle à la schistosité du protolite hérité, (b) assemblage minéralogique du leucosome à la loupe binoculaire, (c) déstabilisation de la muscovite observée au microscope optique (en LPA), (d) gerbes de sillimanite pervasive sur les cristaux de quartz et de feldspaths et produit de la fusion partielle potentiel caractérisé par une texture de type granophyre. _____ III-192
Figure III-30: Textures observées dans le granite inhomogène d'A Cañiza. (a) diatexites observées dans la zone de Coveliño. La texture type schlieren correspond à une concentration des éléments ferromagnésiens, (b) leucosomes à textures pegmatitiques observés dans des métatexites. Les mélanosomes sont caractérisés par une concentration de biotite et de tourmaline. (c) leucosome observé dans des roches diatexitiques, en LPNA. Notez la présence de la tourmaline dans l'assemblage minéralogique primaire. (d) Sections basales de tourmalines associées à des cristaux de quartz néoformés._____ III-193
Figure III-31: Modèle schématique 3D de la mise en place du granite à deux micas de Cerdedo. Intrusion des veines hydrothermales à quartz-tourmaline et de veines pegmatitiques stériles le long de la schistosité subverticale S3. Accumulation du liquide de fusion partielle dans les charnières de plis P3. Les échelles verticales et horizontales ont été exagérées pour plus de clareté. _____ III-195
Figure III-32: Remontée du front de fusion partielle et mise en place des pegmatites de type 2' dans la zone Sud de Coveliño pendant le raccourcissement horizontal E-O. Les veines hydrothermales et magmatiques au préalable consolidées sont déformées par l'activation du décrochement planaire senestre. _____ III-196
Figure III-33: Mise en place des pegmatites de type 5 au pic de la déformation D3. Développement de plis ptygmatitiques et moulage des intrusions à Ab-Sn par la schistosité S3. _____ III-197
Figure III-34: Modèle schématique global pour justifier la mise en place des pegmatites de type 4 riches en spodumène, dans le district de Lalín et de type 3 dans la zone de Rega da Vella (Ouest du granite de Boborás). Le front de fusion partielle remonte dans une charnière de pli P3, de grande échelle. La densité de pegmatites à l'Ouest est justifiée par le drainage des magmas pendant le développement de la schistosité de plan axial S3 et l'accommodation du raccourcissement E-O par un décrochement senestre._____ III-198
Figure IV-1: δ7Li (‰) available in the literature and measured on whole rocks and Li micas from granite-pegmatite systems. Error bar represent the δ7Li (‰) dispersion obtained for each pegmatite and/or granite. __IV-216
Figure IV-2: Geological map of the rare-element Monts d'Ambazac Pegmatite Field (MAPF), modified from Deveaud et al. (2013). Each pegmatite dike sampled during this study is located on the map. Pegmatites as are grouped according to their degree of differentiation, from Type II to Type VI pegmatites._____IV-218
Figure IV-3: A) Example of Type II pegmatitic dike. B) Skeletal texture of biotite and quartz crystals observed in intermediate unit of some Type III pegmatites. C) Extensive biotitization at the exocontact of a Type IV pegmatitic intrusion. Discontinuous layered aplite is visible above this metasomatic contact. D) Quartz core showing centimetric beryl crystals in the inner portion of a Type IV pegmatite. E) Disrupted layered aplite in external portion of a Type V pegmatite. F) Blocky zone in Type VI pegmatite with centimetric crystals enclosed in a layered albite- lepidolite- quartz matrix. Mineral abbreviations according to Whitney & Evans (2010). __IV-220

Figure IV-4: Microscopic cross-polarized light observations of various mics from MAPF. (A) Apatite and zircon inclusions in biotite from Saint-Sylvestre granite. (B) Primary Type IV biotite. (C) Primary generation of muscovite in Type V pegmatite. (D) Pervasive sericitic alteration in k-feldspar crystals from Type III pegmatite. € Massive quartz- lepidolite crystals observed only in Type VI pegmatite. (F) Handpicked fresh muscovite from Type IV pegmatite. Mineral abbreviations according to Whitney & Evans (2010). IV-222
Figure IV-5: Compositional fields of natural trioctahedral and dioctahedral micas plotted on a diagram [Mg-Li] vs. [Fetot+ Mn+ Ti- AlVI] after Tischendorf et al. (1997). Major elements and Li content (ppm) obtained o separated mica mounts by the CAMECA microprobe (ISTO, Orléans) and LA- ICP-MS (LMV, Clermont-Ferrand, respectively. IV-224
Figure IV-6: Structural components of biotite: AlIV vs. Fe/(Fe + Mg), AlVI vs. Fe/(Fe +Mg), Ti4+ vs. Fe/(Fe + Mg), and Mn2+ vs. Fe/(Fe + Mg) for each pegmatite type from MAPF, obtained by the CAMECA microprobe (ISTO, Orléans) on separated mica mounts. IV-226
Figure IV-7: Li content of each biotite and muscovite solution plotted against the K/Rb ratio, obtained by ICP-AES (Laboratory Division, BRGM). Elemental K/Rb ratio is used as marker of pegmatite-forming melt differentiation. IV-227
Figure IV-8: Trace-element composition of white and dark mica solutions (Li, Cs, Be and Sn, in ppm) as a function of the K/Rb ratio's evolution. IV-230
Figure IV-9: δ7Li values (‰) of biotite (rings) and muscovite (triangles) plotted against Li content (ppm) of each aliquot Pegmatite types from less evolved (Type II) to more evolved (Type V) are distinguished. IV-231
Figure IV-10: Evolution of δ7Li content in dark and white mica as function of rare-element content (in ppm) for Be, Cs, Rb, and Nb/Ta ratio. IV-232
Figure IV-11: δ7Li values (‰) versus Li content (ppm) measured on whole rocks and separated Li micas from granite–pegmatite systems given in the Electronic supplementary material. δ7Li values (‰) from the present study are represented by black squares. δ7Li values (‰) measured on lepidolite and granite biotite are distinguished from the other pegmatite micas. IV-236
Figure V-1: Evolution des contrastes de densité en fonction de la viscosité du magma et du diamètre du conduit vertical dans lequel l'écoulement s'effectue. Les valeurs de viscosité de quelques granitoïdes calco-alcalins ont été reportées par Petford et al. (1994). Les droites obliques correspondent à la délimitation des différentes gammes de largeur de conduit pour lesquelles l'ascension du magma est possible, pour une valeur de viscosité donnée. V-248
Figure V-2: Résultats expérimentaux portant sur l'ascension d'un magma granitique le long d'un conduit étroit (1 m de large) induite par un gradient de pression intermédiaire d'après Yamato et al. (2012). Les bordures externes grises correspondent à la matrice fluide visqueuse. Le conduit est représenté par les gris clairs, tandis que le magma fluide en rouge est dissocié de la phase cristalline solide, en noire. La viscosité du magma est fixée à 10^4Pa.s. La ségrégation et l'ascension du magma s'initient à partir t = 3827s. Se référer au texte pour plus de détails. V-249
Figure V-3: Solution analytique stationnaire obtenue pour la porosité et la pression efficace à l'intérieur d'un soliton formé dans une matrice viscoplastique. Le tracé en pointillé correspond à la solution analytique obtenue avec les mêmes paramètres dans un régime purement visqueux (ductile), d'après Yarushina et al. (2015). Se référer au texte pour le détail des paramètres et équations utilisées. V-253
Figure V-4: Géométrie du modèle. Les équations sont résolues dans le plan xy. La longueur L = 1,5 km et la hauteur H = 500 m. La géométrie est située à 10 km de profondeur suivant l'axe y. La base du modèle est considérée comme la source magmatique chaude, et est fixée à 800°C. V-256
Figure V-5: Compilation des valeurs de perméabilité mesurées en laboratoires et pendant les campagnes de forages en fonction de l'échelle de mesure, d'après Clauser (1992). Les barres noires représentent la variabilité des valeurs de perméabilité mesurées pour une échelle fixée. Les ronds noirs représentent la valeur d'un seul échantillon analysé. V-259
Figure V-6: Loi de décroissance de la perméabilité avec la profondeur, dans la croûte continentale proposée par Ingebritsen & Manning (1999) et basée sur des modèles thermiques et les systèmes métamorphiques (réactions chimiques s'effectuant en profondeur). V-261
Figure V-7: Evolution de la perméabilité en fonction de la distance à la gouge de faille, d'après une compilation de données in-situ effectuées par Boutareaud et al. (2008). V-262

Figure V-8: Evolution de la viscosité des magmas granitiques hyperalumineux et pegmatitiques en fonction de la teneur en H_2O (g/g), pour température fixée à 700°C, d'après Thomas & Davidson (2012). _____ V-265
Figure V-9: Evolution de la viscosité des magmas pegmatitiques en fonction de la concentration en (K_2O+Li_2O+H_2O), pour les températures fixées à 600 et 1200°C, d'après Bartels et al. (2013). Les symboles correspondent aux différentes compositions de départ. _____ V-267
Figure V-10: Initiation de la convection hydrothermale pour k fixée à 5 x 10^{-9} m². Résultats du calcul au temps t(0) + 500 ans (a), t(0) + 1000 ans (b) et t(0) + 1500 ans (c). Les contours blancs représentent les isothermes, les flèches blanches, le champ de vitesse du fluide _____ V-268
Figure V-11: Résultats du modèle pour les temps: a) t = 1800ans, b) t = 1820 ans, c) t = 1840 ans, d) t = 1850 ans, e) t = 1860 ans et f) t = 1900 ans. La température du fluide est représentée en surface (comprise entre 300 et 800°C). La perméabilité k est fixée à 10^{-8} m² et l'anisotropie verticale de la perméabilité est égale à 3. ___ V-269
Figure V-12: Evolution au cours du temps de la température (a) et de la vitesse de circulation du fluide (b) suivant un transect horizontal y = - 9600 m. _____ V-270
Figure V-13: Evolution au cours du temps du nombre Péclet (a) et du flux de chaleur convectif (b) suivant un transect horizontal y = - 9600 m. _____ V-271
Figure V-14: Evolution de la vitesse de circulation du fluide (a) et de la température (b) en fonction de la perméabilité, au temps t = 1840 ans et pour une viscosité du fluide fixée à 30 Pa.s. _____ V-272
Figure V-15: Résultats du modèle pour une perméabilité fixée à k = 10^{-10} m², au temps t = 10^4 ans. La viscosité est thermo-dépendante. La vitesse de circulation du fluide est exprimée en surface (en m.s^{-1}). _____ V-273
Figure V-16: Résultats du modèle pour une viscosité fixée à 10^{-1} Pa.s et une perméabilité k = 8*10^{-11} m². La température (exprimée en °C) est représentée en surface. Les isothermes sont représentées par les courbes blanches. (a) t = 5600ans, (b) t = 5630 ans, (c) t =5645 ans, (d) t = 5660 ans, (e) t = 5675 ans, (f) t = 5690 ans, (g) t = 5705 ans et (h) t = 5720 ans. _____ V-275
Figure V-17: Evolution au cours du temps de la température (a, b), de la vitesse de circulation du fluide (c, d) et du nombre de Péclet (d, e). Les diagrammes sur la gauche, correspondent à des transects verticaux effectués à travers la zone en pleine désolidarisation.Les diagrammes sur la droite correspondent aux transects horizontaux effectués en y = -9700m. _____ V-276
Figure V-18: Valeurs du champ de vitesse et de la perméabilité pour lesquelles la convection hydrothermale (cercles) et la désolidarisation du fluide (ronds) ont lieu. Les résultats présentés sont également dépendants de la viscosité μ et de l'anisotropie verticale de la perméabilité Ar. _____ V-279
Figure V-19: Vitesse du fluide pegmatitique en fonction de la perméabilité dynamique et de l'anisotropie verticale de la perméabilité. _____ V-281
Figure V-20*:* Représentation shématique du rôle de la perméabilité dynamique sur la désolidarisation des magmas pegmatitiques et sur leur morphologie. _____ V-283

Liste des tables

Table II-1: Inventaire des données disponibles sur les différents faciès granitiques affleurant dans le complexe granitique de St Sylvestre, d'après Barbier & Ranchin (1969), Flageollet et al. (1974), et Burnol (1974). __ II-59
Table II-2: Review of different calculations performed to realize the clusters automatic mapping of all pegmatites and each pegmatite types with clustering distances of 5000 and 2000 m, respectively. _____ II-90
Table III-1: Classification des pegmatites de type LCT du champ de Forcarei-Lalín, publiée par Fuertes Fuente &Martín Izard (1998). Abréviations minéralogiques d'après Whitney & Evans (2010). _____ III-142
Table III-2: Tableau récapitulatif des différentes occurrences de tourmaline associées à l'altération hydrothermale régionale._____ III-173
Table IV-1: Major and trace element compositions of biotite, muscovite and lepidolite crystals sampled for this study, measured by the SX5-CAMECA electron microprobe. _____IV-225
Table IV-2: Major and trace element compositions of mica aliquots used for Li isotope analyses, measured by ICP-AES. _____IV-228
Table IV-3: Measurements of δ^7Li values (‰) in the MAPF micas associated with Li content. _____IV-229
Table V-1: Description des propriétés physiques utilisées pour modéliser l'écoulement du fluide pegmatitique à travers une matrice poreuse. Plus de détails sont donnés en Annexe (4). _____ V-257
Table V-2: Liste des propriétés physiques utilisées pour modéliser le transfert de chaleur, transportée par le fluide à travers la zone perméable. Les détails sont fournis en Annexe (4). _____ V-258

Annexes

-Annexe 1-

Analyse Spatiale Statistique : Automatic clusters mapping

Références Article : Allanic, C., Gumiaux, C., 2013. Are they any active faults within the Lepontine dome (central Alpes)? Bulletin de la Société Géologique de France, v.184, 427-440.

Clusters automatic mapping

Separation of points set in groups is computed following a very simple principle: giving a maximum reference distance (MRD), two points separated of a maximum of MRD own to the same group. The algorithm of the program developed in this work follows a suite type mathematical function and can be summarised, as follows.

Giving a fixed MRD value:

Definition of a new *reference point P* from the points data set (choosing a point which has not yet been used as a *reference point*);

1- Calculation of the separation Euclidian distance in between the *reference point* and another new point *P'* (which has not yet been used as a *reference point*) of the set;

2.1- If the distance is over the MRD: go to *step 2* and chose another point with increment on the index value;

2.2- If the distance is shorter or equals the MRD:

2.2.1- If no *group number* is affected to any of the two points considered: give a new *group identification number* with a unit increment on the group number value [and go to *step 2*];

2.2.2- or if a *group number* is affected to only one of the two points: give this number to the other point considered [and go to *step 2*];

2.2.3- or if different *group numbers g1* and *g2* are affected to the two distinct points:

2.2.3.1- If *g1* < *g2*: give the *g1* number to all points of the data set bearing the *g2 group number* value [and go to *step 2*];

2.2.3.2- or if *g1*>*g2*: give the *g2* number to all points of the data set bearing the *g1 group number* value [and go to *step 2*];

3- Go to *step 1* when all possible points of the set have been used as *P'*;

4- Stops computing when all the points of the set have been used as a *P reference point.*

It results in a point data set with a *group identification number* affected to all points owning to a cluster. A zero *group identification number* stands for isolated points (which thus stay at a distance to their closer neighbour point longer than the MRD).

<u>Computation of the standard deviational ellipse of a group of points</u>

Considering a group of *n* clustered points (see the first computing stage, above), the corresponding map (2D) *standard deviational ellipse* is built as follows.

The ellipse's centre is located at the barycentre of the points group with coordinates (see Figure A):

$$\bar{x} = \sum_{i=1}^{n} \frac{x_i}{n} \quad \textbf{(1)} \qquad \text{and} \qquad \bar{y} = \sum_{i=1}^{n} \frac{y_i}{n} \quad \textbf{(2)}$$

Orientation angle θ of the ellipse is given by (e.g. Mitchell, 2005):

$$\tan\theta = \frac{a+b}{c} \quad \textbf{(3)}$$

with:

$$a = \sum_{i=1}^{n} \left(x_i - \bar{x}\right)^2 - \sum_{i=1}^{n} \left(y_i - \bar{y}\right)^2 \quad \textbf{(4)}$$

$$c = 2 \cdot \sum_{i=1}^{n} \left[\left(x_i - \bar{x}\right) \cdot \left(y_i - \bar{y}\right)\right] \quad \textbf{(5)}$$

$$b = \sqrt{a^2 + c^2} \quad \textbf{(6)}$$

Axes values of the *standard deviational ellipse* are given by (see Figure A):

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}\left[\left(x_i - \bar{x}\right)\cdot\cos\theta - \left(y_i - \bar{y}\right)\cdot\sin\theta\right]^2}{n}} \qquad \textbf{(7)}$$

and:

$$\sigma_y = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}\left[\left(x_i - \bar{x}\right)\cdot\sin\theta - \left(y_i - \bar{y}\right)\cdot\cos\theta\right]^2}{n}} \qquad \textbf{(8)}$$

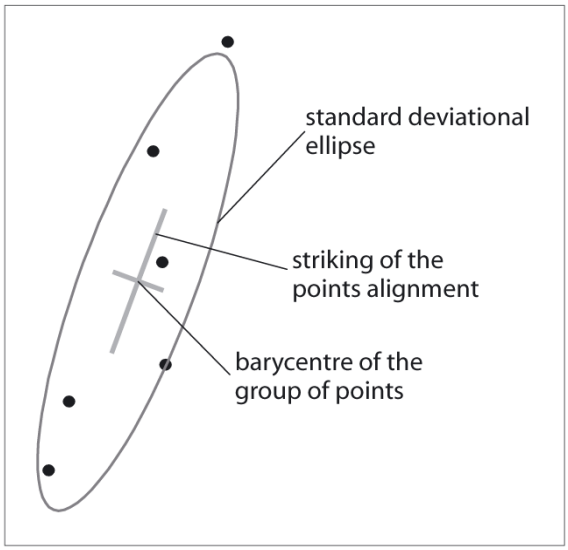


Fig. A. - Example of a standard deviational ellipse computed for a group of six clustered points, in map view. Striking angle θ of the ellipse's long axis gives the direction of the points' alignment. The resulting ellipse is centred on the barycentre of the cluster. Axes are displayed as 2*sigma values.

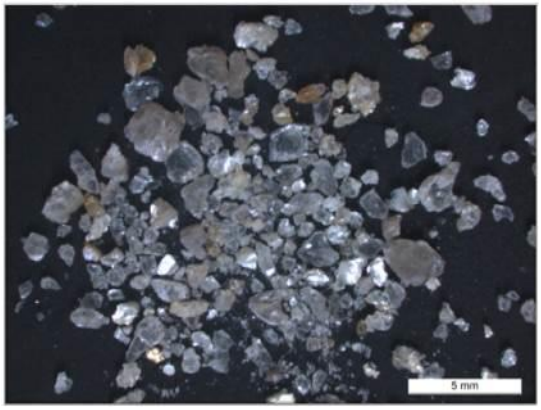
Fig. A. - Exemple d'une ellipse d'écart type calculée pour un groupe de six points en amas, en carte. L'azimuth de l'axe long de l'ellipse donne la direction de l'alignement des points. L'ellipse est centrée sur le barycentre de l'amas. Les axes représentés correspondent à des valeurs de 2*sigma.

-Annexe 2-

Géochimie Isotopique du Lithium : Protocole Expérimental

Étape 1 : Sélection des échantillons

Les analyses isotopiques ayant été privilégiées sur des micas séparés, chacun des échantillons prélevés dans les pegmatites a été broyé. Par la suite, les micas ont été sélectionnés à la main, sous la loupe binoculaire (Fig.IV-13). Les cristaux prélevés doivent être les plus frais possible. Tout cristal altéré pouvant enregistrer une signature isotopique secondaire liée aux interactions fluide-minéral. Par la suite, ces cristaux ont été broyés à l'aide d'un mortier et d'un pilon en agate. De l'éthanol a été ajouté au cours du broyage pour faciliter ce dernier et permettre de nettoyer les grains de toute pollution organique (e.g. mousse, poussière).



Exemple d'une population de muscovites fraîches prélevée après sélection à la loupe binoculaire.

Étape 2 : Mise en solution des échantillons

Comme explicité dans la *section IV.1.c)* les échantillons doivent être dissous pour libérer les atomes de Li de leur matrice. L'attaque acide, à chaud a pour but de détruire le réseau cristallin des micas.

2.1. Attaque à l'acide (HF- HNO_3- $HClO_4$)

- HF : 10 ml

L'acide fluorhydrique (HF) à la capacité de dissoudre les silicates par destruction de leur réseau cristallin.

- HNO_3 : 1 ml

L'acide nitrique (HNO_3) a la capacité de dissoudre les métaux.

- $HClO_4$: 3/4 gouttes

L'acide perchlorique ($HClO_4$) est un agent oxidant utilisé pour empêcher la précipitation après la dissolution des micas.

2.2 Mise en solution - Evaporation

De manière à accélérer la mise en solution, les échantillons sont disposés sur une plaque chauffante portée à 95-100°C, pendant environ 8 jours. Ensuite, cette solution est évaporée.

2.3. Reprise à l'HCl

- HCl = 5 ml

Cette nouvelle attaque acide permet de dissoudre le résidu de l'évaporation. Une fois encore, les échantillons sont placés sur une plaque chauffante, portée à 95-100°C pendant 8 jours.

2.4. Reprise à l'HNO_3

- HNO_3 = 1 ml

Après l'introduction de l'acide nitrique, les échantillons sont soumis à une évaporation (T°95-100°C) pendant quelques heures.

2.5. Reprise à l'HNO_3

- HNO_3 = 1.5 ml

Afin d'optimiser la dissolution, de l'acide nitrique dosé à 3% est ajouté dans l'échantillon. Le volume restant du bécher est complété par de l'eau distillée, jusqu'à atteindre 50 ml de solution.

2.6 Dosage ICP-AES

Comme précisé dans la *section IV.2.*, chaque aliquote doit être analysé pour déterminer les concentrations en traces souhaitées. Pour ce faire, 15 ml de solution sont prélevés dans chacun des échantillons.

2.7. Nettoyage

Comme après toute manipulation, les béchers doivent être premièrement rincés à l'H_2O. Puis, ces derniers vont baigner dans un bain H_2O + HCl + HNO_3 pendant environ 4 jours.

<u>Étape 3 :</u> Purification du lithium

Quelques étapes sont nécessaires pour obtenir la quantité de Li requise pour la mesure de ses isotopes. Le protocole analytique décrit par la suite est basé sur celui de Jeffcoate et al. (2004).

Les solutions sont dans un premier temps diluées pour obtenir la quantité de Li nécessaire à son élution (~ 60 ng). Cette étape de dilution est nécessaire afin de prélever des volumes suffisants (quelques centaines de µl) lors de la prise d'essai compte tenu des très fortes concentrations en Li de ces échantillons. Les coefficients de dilution sont déterminés en fonction de la concentration en Li présente dans chacun des aliquotes. A titre d'exemple, les concentrations en Li varient entre 646 et 43 473 $\mu g.L^{-1}$ dans les échantillons des pegmatites des Monts d'Ambazac.

Une fois les dilutions effectuées, la quantité requise pour 60 ng de Li est prélevée. Pour l'étape de purification des échantillons des Monts d'Ambazac, les volumes prélevés variaient entre 0,014 ml (pour les plus concentrés en lithium) et 0,929 ml.

Avant toute introduction des échantillons dans les colonnes en téflon (cf. Fig.IV-14), ces dernières doivent être rincées à l'HCl 6N et H_2O. Ensuite 7 ml d'HCl 0.2N sont introduits dans chacune des colonnes dans lesquelles se trouve la résine échangeuse d'ions. Cette dernière ne doit jamais être laissée à l'air libre pour éviter qu'elle ne s'assèche.

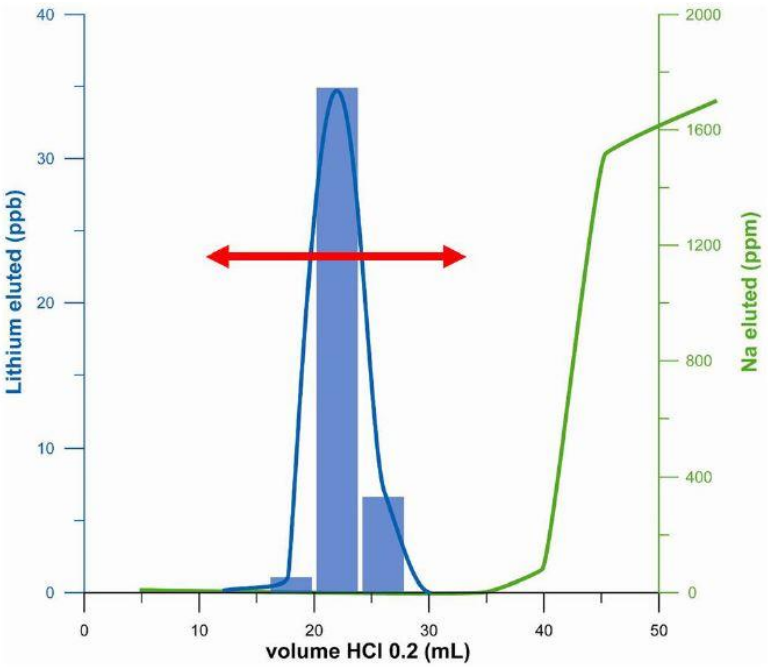
Colonnes en téflon utilisées pour la purification du lithium. La résine cathionique échangeuse d'ions est contenue dans ces mêmes colonnes. Ces colonnes sont placées sous une hotte, localisée dans une salle blanche.

L'échantillon (à peine visible à l'œil nu) est remis en solution par l'ajout de 500 µl d'HCl 0.2N. Ces derniers sont chauffés à 95°C pendant 15 minutes, puis placés dans un bain à ultrasons. Cette technique permet de remobiliser la totalité des ions mis en solution.

Enfin, les échantillons sont prélevés à l'aide d'une pipette graduée à 600 µl (pour être certain de récupérer la totalité de l'échantillon) et introduits dans les colonnes.

Les béchers, vides, sont rincés à l'HNO3 suprapur et chauffés pendant 35 min à 95°C. Ces derniers seront ensuite rincés à l'H_2O distillée avant d'être réutilisés pour l'élution du Li.

Par la suite, 500 µl, 5 ml, et 5 ml supplémentaires d'HCl 0.2 N seront ajoutés successivement. Cette première étape d'élution, permet dans un premier temps de piéger les cations majeurs (e.g. Mg^{2+}, K^{+}, Ca^{2+}) sur la résine cationique. L'effluent récupéré dans chacun des béchers est jeté.



Courbes d'élution du lithium et du sodium en milieu acide (HCl 0.2 N) pour une matrice type eau de mer, d'après Millot (2013). La flèche rouge horizontale correspond au volume d'acide requis pour une élution optimale du lithium. Seule la fraction d'acide comprise entre 10 et 35 mL est collectée pour la mesure du rapport isotopique $^{7}Li/^{6}Li$ et ne contient que du lithium (au contraire des e la fraction comprise entre 5 et 10 mL).

La seconde étape correspond à l'élution du Li. Cette dernière arrive tardivement et très légèrement différente de la courbe d'élution du Na (Figure ci-dessus). Avant toute introduction supplémentaire d'acide, les béchers sont placés sous chacune des colonnes. L'objectif ici étant de récupérer la totalité du lithium contenu au préalable, avant l'élution (rendement de 100 %).

Par la suite, 21 mL d'HCl 0.2N seront progressivement ajoutés dans les colonnes. Cette quantité d'acide correspond au volume requis pour une élution optimale du lithium. La fraction comprise entre 10 et 35 mL d'HCl 0.2 N collectée ne contient que du Li (le sodium n'étant pas élué pour ces fractions), cf. Fig. 3. À la fin de l'élution, chacun des béchers est placé sur la plaque chauffante à 95°C pendant 24 heures, pour évaporer la totalité de l'acide chlorhydrique.

<u>Étape 4 :</u> Mesure des rapports isotopiques $^{7}Li/^{6}Li$

Avant l'introduction des échantillons dans le spectromètre de masse (Neptune ICP-MS), chaque résidu de l'évaporation est repris dans 2 ml d'acide nitrique surprapur (HNO_3 3%). Après 30 min de chauffage à 95°C et 15 min d'ultrasons, la totalité du lithium est remis en solution.

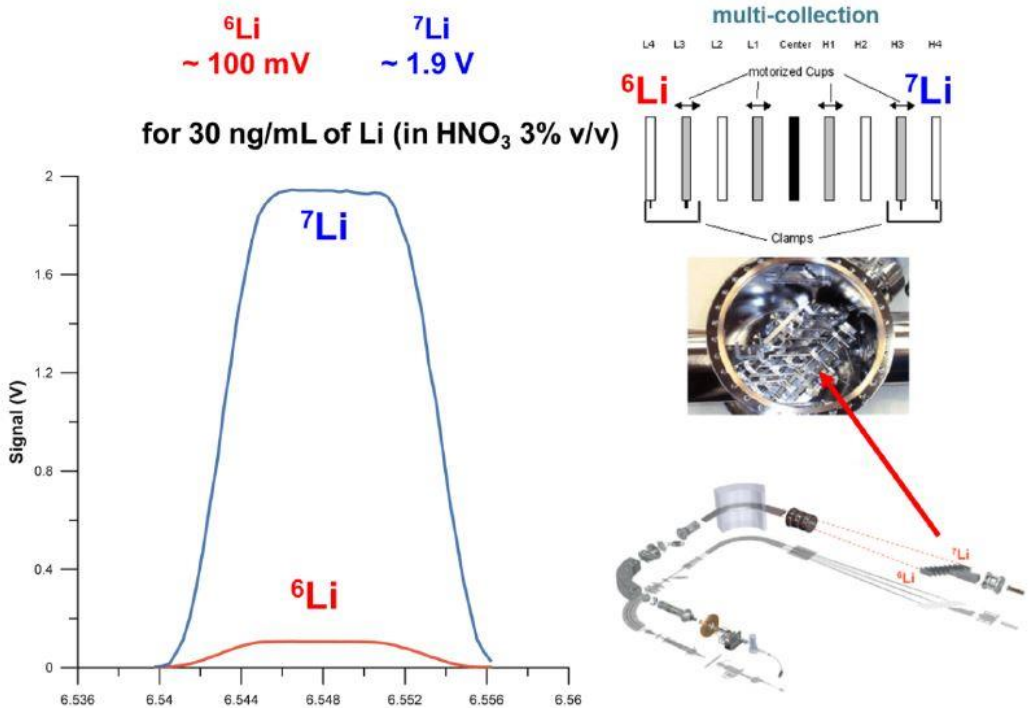
Les tests de stabilité du Neptune s'effectuent en mesurant les rapports isotopiques des 3 standards internes au laboratoire (Li6-N, LiCl-N et Li7-N). Ces standards internes présentent des valeurs respectives de - 8 ‰, ~ 10 ‰ et + 30 ‰ (Carignan et al., 2007). Pour la mesure d'une solution standard de 30 $ng.mL^{-1}$ de lithium, les signaux sont proches de 2V et 0.1V pour les masses 7 et 6, respectivement (Figure ci-dessous).

Afin de corriger le biais de masse instrumental induit pendant l'ionisation de l'échantillon par la source plasma, la mesure de l'échantillon est encadrée par celle du standard de référence L-SVEC (NIST- 8545). Cette méthode dite du « sample standard bracketing » permet également de corriger des « blancs » (i.e. milieu acide dans lequel l'échantillon est introduit, HNO_3 3% suprapur). Le signal du blanc étant faible sur la masse 7 du lithium (~ 0,2 % du signal de l'échantillon), un rinçage en milieu acide pendant 5 minutes, entre chaque mesure suffit à corriger la mesure de l'échantillon (Millot, 2013). Ainsi, au cours d'un cycle d'analyses nous retrouvons la suite suivante :

Début du cycle d'analyse : Li6-N, LiCl, Li7-N ➔ blanc ➔ L-SVEC ➔ blanc ➔ **<u>échantillon 1</u>** ➔ blanc ➔ L-SVEC ➔ blanc ➔ **<u>échantillon 2</u>** ➔ etc.. ➔ Li6-N, LiCl, Li7-N : *fin du cycle.*

Chaque cycle d'analyses débute et se termine par l'analyse des 3 standards internes afin de tester la justesse de la mesure.

Les statistiques de mesures réalisées au BRGM fournissent une erreur interne de l'ordre de 0,1 à 0,2 ‰ ($2\sigma_m$), Millot et al. (2004). La quantité d'échantillon consommée pendant une analyse correspond à 500 µl d'une solution concentrée à 30 $ng.L^{-1}$ de lithium, correspondant à une quantité totale de 15 ng de lithium (Millot, 2013).



Configuration requise du spectromètre pour la mesure des isotopes du lithium sur les cages de Faraday L4 (^{6}Li) et H4 (^{7}Li), d'après Millot (2015). Les spectres de masse, obtenues pour les masses 6 et 7 sont exprimés pour la mesure d'une solution standard concentrée à 30 ng. L^{-1} de lithium.

-Annexe 3-

Géochimie isotopique U/Pb

<u>Datation par méthode U/Pb :</u> pegmatite de type 5, Forcarei-Lalín, Galice, Espagne

					Rapports isotopiques				Âges					
Analysis	*Pb^{207}/Pb^{206}*	*Pb^{206}/U^{238}*	*Pb^{207}/U^{235}*	*Pb^{208}/Th^{232}*	*238/206*	*err%*	*207/206*	*err%*	*Pb^{207}/Pb^{206}*	*err*	*Pb^{206}/U^{238}*	*err*	*Pb^{207}/U^{235}*	*err*
5140915	0,05989	0,05186	0,42819	1,34834	19,28268	1,176244	0,05989	1,085323	599,8	23,38	325,9	3,76	361,9	3,8
6140915	0,05658	0,05098	0,39765	0,50815	19,61554	1,176932	0,05658	1,060445	474,5	23,39	320,5	3,7	339,9	3,53
7140915	0,05305	0,05078	0,37144	0,09087	19,69279	1,181568	0,05305	1,112158	331,1	25,12	319,3	3,69	320,7	3,51
9140915	0,09457	0,05729	0,74699	10,46891	17,45505	1,186944	0,09457	1,046844	1519,6	19,59	359,1	4,13	566,5	5,27
10140915	0,07218	0,05425	0,53979	3,22278	18,43318	1,179724	0,07218	1,094486	990,9	22,18	340,5	3,94	438,3	4,48
12140915	0,07003	0,05578	0,53851	1,59498	17,92757	1,18322	0,07003	1,113808	929,2	22,79	349,9	4,05	437,4	4,53
14140915	0,0614	0,05301	0,44876	2,06008	18,86437	1,188455	0,0614	1,123779	653,3	24,01	333	3,86	376,4	4,03
18140915	0,05328	0,04955	0,36396	0,05272	20,18163	1,190716	0,05328	1,107357	340,7	24,97	311,7	3,62	315,2	3,45
19140915	0,05388	0,05105	0,37919	0,14622	19,58864	1,194907	0,05388	1,095026	365,8	24,41	321	3,72	326,4	3,49
20140915	0,06277	0,05233	0,45286	2,23911	19,1095	1,184789	0,06277	1,099251	700,5	23,25	328,8	3,81	379,3	3,99
21140915	0,08787	0,05451	0,66032	12,11197	18,34526	1,192442	0,08787	1,069762	1379,6	20,42	342,1	3,96	514,8	5
22140915	0,0721	0,05498	0,54652	3,04865	18,18843	1,200437	0,0721	1,137309	988,8	23,02	345	4	442,7	4,64
23140915	0,05923	0,05035	0,41119	1,02171	19,86097	1,191658	0,05923	1,198717	575,7	25,73	316,7	3,69	349,7	3,96
26140915	0,06349	0,0528	0,46214	1,73312	18,93939	1,193182	0,06349	1,212789	724,6	25,64	331,7	3,87	385,7	4,37

rapports isotopiques conservés pour l'âge concordia inverse

Rapports isotopiques Pb^{207}/Pb^{206}, $Pb^{206}/U2^{38}$, Pb^{208}/Th^{232}, $U2^{38}/PB^{206}$, Pb^{207}/Pb^{206} mesurés sur les minéraux séparés du groupe de la colombite de la pegmatite à Ab-Sn de Presqueiras, permis Alberta 1, Galice, Espagne.

<u>Nom de la pegmatite :</u> Presqueiras, permis Alberta 1

<u>Système de projection :</u> UTM Zone 29 N

<u>Datum :</u> European Datum 1950

<u>Coordonnées :</u> x : 553731, 403103

y : 4707108, 764943

<u>Nombre de grains :</u> 15

<u>Charactéristiques des grains analysés (imagerie MEB) :</u> legères zonations chimiques observées sur certains grains reflètant les variations du Nb et du Ta.

<u>Taille des grains (µm):</u> variable entre 50 et > 200 µm.

-Annexe 4-

Rapport modèle numérique : désolidarisation et ascension

Equations :

- **Darcy's Law**
- **Convection and conduction in porous media**

Constants :

Name	Expression	Description
perm	10^{-10}	Permeability in porous media
etadet	30	Viscosity of pegmatitic fluid

Scalar expressions :

Name	Expression	Unit	Description
rho_peg	2300*(1-5^{e}-5*(T-293.15))	K	Density of pegmatitic fluid

Mesh statistics :

Number of degrees of freedom	154424
Number of mesh points	19443
Number of elements	38327
Triangular	38327

DARCY'S LAW : APPLICATION MODE PROPERTIES

Property	Value
Default element type	Lagrange – Quadratic
Variable	Pressure analysis
Analysis type	Transient

Boundary settings

Boundary		1-3, 5, 8-10	4, 6	7
Type		Zero flux/ symmetry	Continuity	Pressure
Pressure (p0)	Pa	0	0	**2.15^{e}8**

Subdomain settings :

Subdomain		1-3
Storage term (S)	1	eps

Saturated permeability (kaps)	m²	perm
Anisotropy ratios	1	{1, 0 ; 0, 3}
Density, fluid (rhof)	Kg/m^3	rho_peg
Viscosity, fluid (eta)	Pa/s	etadet
Subdomain initial value		1-3
Pressure (p)	Pa	1^{e}5 + 2400 * 9.82 * (- y)

CONVECTION & CONDUCTION IN POROUS MEDIA : APPLICATION MODE PROPERTIES

Boundary settings :

Boundary		1, 3, 5, 5, 8-10	**2** (basal)	4, 6	**7** (top)
Type		Thermal insulation	Temperature	Continuity	Temperature
Temperature (t0)	K	273.15	**273.15 + 800**	273.15	**273.15 + 300**

Subdomain settings :

Subdomain		1-3
Time-scaling coefficient (Dts)	1	1/3600/24/365
Equivalent volume heat capacity (Ceq)	J/m^3.K)	724*2742
Volume heat capacity, mobile fluid (CL)	J/m^3.K)	1100*rho_peg
x- velocity (u)	m/s	u_esdl
y- velocity (v)	m/s	v_esdl
Volume fraction (thetaL)	1	0.1
Density (rho_L)	Kg/m^3	rho_peg
Specific heat capacity (CpL)	J/(kg/K)	0
Thermal conductivity (KL)	W/(m.K)	1.1
Volume fraction (thetaP)	1	0.9
Density (rho_P)	Kg/m^3	2742
Specific heat capacity (CpP)	J/(kg/K)	724
Thermal conductivity (KP)	W/(m.K)	2.66
Temperature (T)	K	273.15 + 300 + (500/500) * (-y – 9500)

SOLVER SETTINGS

Solver type: Linear system solver (Direct UMFPACK)

Time stepping :

Parameter	**Value**
Times	range(0,10,5000) range(5000,15,10000)
Relative tolerance	0.001 → no reheating inside blobs
Absolute tolerance	0.0001 → no reheating inside blobs

Sarah DEVEAUD

Caractérisation de la mise en place des champs de pegmatites à éléments rares de type LCT : exemples représentatifs de la chaîne Varisque

Les pegmatites à éléments rares de type LCT sont depuis longtemps étudiées et exploitées pour leurs gemmes et les métaux rares qu'elles contiennent. Malgré de nombreuses études réalisées sur les processus d'enrichissement en éléments rares, ou les mécanismes à l'origine de leurs textures, très peu d'études ont été dédiées aux mécanismes de mise en place des pegmatites et à leur répartition spatiale à l'échelle du champ. Afin de déterminer les mécanismes moteurs à l'origine de l'ascension de ces magmas, une étude multidisciplinaire a été menée sur 3 champs de pegmatites à éléments rares, répartis à l'échelle de la chaîne Varisque. Les résultats démontrent la proximité entre la localisation des pegmatites minéralisées et l'intensité de la déformation encaissante. De plus, la mise en place de ces magmas semble facilitée par un certain mode de fracturation. La modélisation numérique de la mise en place des magmas dans ces zones crustales fragilisées indique que l'ascension est facilitée par leurs faibles viscosité et densité, mais aussi par des perméabilités crustales très élevées (> 10^{-12} m²), à des profondeurs de l'ordre de 10 km. Enfin, d'après les signatures isotopiques du Li mesurées sur des micas pegmatitiques, le lithium ne fractionne pas depuis le granite voisin, jusqu'aux pegmatites les plus différenciées, puisque les valeurs δ^7Li (‰) sont toutes comprises dans une gamme de - 2 à + 2 ‰, similaire à celle rencontrée dans les granites orogéniques. Nous suggérons donc que la genèse des magmas pegmatitiques est commune à celle des granites hyperalumineux. Les mécanismes de fracturation et d'attraction (« magma-pumping ») sont envisagés pour avoir favorisé l'ascension de ces magmas résiduels, enrichis en éléments rares, de faibles volumes, au cours de transitions brutales et de courtes durées (~ 10^3 ans), de la perméabilité. L'ensemble de ces résultats permet de remettre en question le modèle du granite parent classiquement utilisé pour la prospection de ces gisements, et de proposer un modèle revisité couplant la genèse et la mise en place de ces magmas.
Mots clés : pegmatites LCT, isotopes du Li, désolidarisation et ascension des magmas pegmatitiques, perméabilité

Characterisation of the emplacement of LCT-type rare-element pegmatite fields at the scale of the Variscan belt

LCT-type rare-element pegmatites have long been studied and exploited for their gems and rare metals they contain. Despite many studies about the rare-element enrichment, or about the mechanisms leading their exotic textures, very few studies have been dedicated to the mechanisms controlling their emplacement and their spatial distribution at the scale of the pegmatite field. To better investigate the origin of ascent-driving mechanisms of these magmas, a multidisciplinary study was conducted on 3 rare-element pegmatite fields across the Variscan belt. The results demonstrate the spatial proximity of the rare-metals-rich pegmatites with the intensity of deformation of the hosting rocks. In addition, spatial statistical analyses suggest that the emplacement of such magmas has been facilitated by fracture-controlled model. According to numerical models, the rise of these pegmatite-forming melts along weakened crustal zones would be facilitated by their peculiar physico-chemical properties (low viscosity and density), but also by very high crustal permeability (> 10^{-12} m²) at depths around 10 km. Finally, accordingly to Li isotope signatures measured on pegmatitic micas, lithium does not fractionate from neighbouring granite up to the more differentiated pegmatites, since all δ^7Li (‰) fall within a range of - 2 to + 2 ‰, as for orogenic granites. Therefore, we suggest that the genesis these pegmatite-forming melts is common to that of peraluminous granites. Mechanisms of fracturation and magma-pumping may have favoured the rise of these low volumes of residual melts, enriched in rare-elements, during short periods (~ 10^3 yrs) of strong permeability increase. These results question the granitic model commonly used for the exploration of this type of mineral deposits. We suggest a revisited model accounting for both genesis and emplacement controlling mechanisms of the pegmatite-forming melts.
Key words: LCT-type pegmatites, Li-istopes, uncoupling and acent of pegmatitic melts, permeability

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans
CNRS/INSU, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France