

Document public

Ressources métropolitaines en lithium et analyse du potentiel par méthodes de prédictivité

Rapport final

BRGM/RP-68321-FR

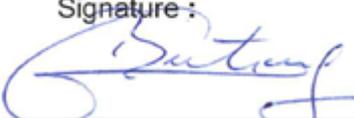
Décembre 2018

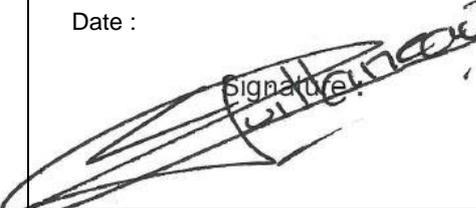
Étude réalisée dans le cadre des opérations de Service public du BRGM 2018
avec le soutien du Ministère de la Transition Écologique et Solidaire

Eric Gloaguen, Jérémie Melleton, Gaëtan Lefebvre, Bruno Tourlière, Silvain Yart

Avec la collaboration de

Blandine Gourcerol (Laboratoire d'Économie d'Orléans)

<p>Vérificateur :</p> <p>Nom : Guillaume BERTRAND</p> <p>Date : 13/12/2018</p> <p>Signature :</p> 
--

<p>Approbateur :</p> <p>Nom : Jean-Claude GUILLANEAU</p> <p>Date :</p> <p>Signature :</p> 

Le système de management de la qualité et de l'environnement
est certifié par AFNOR selon les normes ISO 9001 et ISO 14001.

Contact : qualité@brgm.fr



Mots clés : Lithium, France, Économie, Procédés, Potentiel, Ressources, Prédicativité, Exploration.

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

Gloaguen E., Melleton J., Lefebvre G., Tourlière B., Yart S. avec la collaboration de **Gourcerol B.**(2018). Ressources métropolitaines en lithium et analyse du potentiel par méthodes de prédictivité. Rapport final. Rapport BRGM/RP-68321-FR, 126 p., 63 fig., 11 tab.

Synthèse

Le lithium est un élément métallique très léger, deux fois moins dense que l'eau, et qui possède une forte électronégativité. Ses utilisations sont très variées, dominées depuis 2015 par le secteur des batteries rechargeables. Les enjeux du marché du lithium en 2018 portent sur des perspectives de croissance extrêmement fortes. Le principal moteur est la consommation de lithium à destination des batteries rechargeables de types Lithium-Ion pour le développement très rapide de l'électromobilité et du stockage d'énergie. Cette part de marché ne cesse de croître et l'impact est majeur sur la demande mondiale en lithium et donc sur les prix. La consommation totale de lithium a doublé en 10 ans. Aujourd'hui, le principal secteur tirant la vente de ces batteries Lithium est la production de véhicules électriques et cette situation devrait perdurer pendant plus de 10 ans avant une éventuelle rupture technologique et de possibles batteries sans lithium. La croissance moyenne de la demande de lithium devrait se situer autour de 18 %/an. La part du secteur des batteries devrait être comprise entre 60 % et 86 % du total vers 2025. La Chine est devenue un acteur incontournable du marché du lithium et les entreprises chinoises s'orientent progressivement vers le contrôle de mines en dehors de leur territoire et la fabrication et l'assemblage des batteries Li-ion au sein de « méga-usines » en Chine. Un des principaux enjeux du marché du lithium dans les années à venir est la verticalisation des différents acteurs, l'objectif est de limiter les risques liés aux investissements en jeu, mais aussi de capter le maximum de valeur ajoutée de la production de composés de lithium. Si la ressource en lithium est abondante à l'échelle mondiale, le développement industriel des gisements et des procédés adaptés reste un important défi pour les années à venir, afin d'exploiter au mieux les potentialités de ce marché en croissance.

La concentration moyenne du Lithium dans la croûte continentale supérieure est de l'ordre de 35 ± 11 ppm, trois fois plus importante que dans la croûte océanique et les basaltes. Les granites auraient en moyenne une concentration de 30 ppm mais cette moyenne masque une très grande variabilité. Les sédiments marins riches en argiles sont relativement riches, en moyenne de l'ordre de 60 à 80 ppm. Les sédiments détritiques alumineux semblent avoir en moyenne une teneur en lithium au-dessus de la moyenne de la croûte continentale supérieure, ainsi que les granites crustaux qui dérivent de la fusion de sédiments. Dans les processus géologiques, le lithium peut être concentré dans des formations superficielles (argilites, bauxites). Ainsi, la concentration en lithium dans les métapelites est plus importante lorsqu'elles sont issues de domaines continentaux à forte altération supergène. Dans les processus hydrothermaux, le lithium peut se concentrer dans les fluides géothermaux de haute température. La mise en place de granites riches en lithium exsolve des fluides magmatiques riches en lithium qui peuvent former des minéralisations filonniennes à quartz-amblygonite. Les processus métamorphiques ont un effet majeur sur la préservation ou la perte du lithium initial. Les transformations minéralogiques vont contrôler le stock de lithium et les transformations dans le faciès des amphibolites semblent critiques pour le stock lithium des formations géologiques. Ainsi une formation sédimentaire de type métapelite pourrait perdre 20 à 90 % de son contenu initial en lithium lors des réactions de déshydratation métamorphique entre 250 et 650 °C. Dans les processus magmatiques, lors de la cristallisation de magmas de composition granitique, la cristallisation d'environ 90 % de minéraux anhydres comme le feldspath potassique, le quartz et les plagioclases a pour effet d'augmenter la concentration relative du magma résiduel en éléments incompatibles (H_2O , Li, P, LILE, HFSE) car le coefficient de partage minéral/magma granitique pour le lithium est très en faveur du magma. Cependant, une partie de ces éléments va être intégrée dans les minéraux hydratés et les oxydes. Une partie du lithium est intégré dans les ~10 % restants de micas blancs et noirs dans lesquels le lithium est compatible. Des phénomènes de cristallisations fractionnées successives au sein de complexes intrusifs granodioritique à granitique doivent conduire à la génération de magmas résiduel enrichis en eau dissoute et en éléments volatils.

Un minimum de 115 espèces minérales contenant du lithium sont recensées par l'International Mineralogical Association dont 14 sont les plus communes et/ou les porteuses de l'essentiel du lithium contenu dans différents types de gisements. Les espèces minérales contenant le plus de lithium sont : phosphates > inosilicates > néosilicates > phyllosilicates. Une ressource en lithium dépend du ou des espèces minérales à lithium présentes et de leurs proportions relatives. Les principaux types de gisements de lithium sous la forme de roches dures (par opposition aux évaporites, saumures et eaux géothermales) sont: i) les pegmatites de la famille LCT, à spodumène ou pétalite et/ou lépidolite. Certaines pegmatites de sous-type béryl-colombite-phosphates peuvent contenir de la lépidolite mais dans des proportions faibles qui n'en font que des indices; ii) les granites peralumineux à métaux rares riches en phosphore; iii) les greisens développés dans ou au contact des granites à métaux rares riches ou pauvres en phosphore. Pour ces gisements, il existe deux modèles proposés pour expliquer leur genèse, soit une origine par cristallisation fractionnée liée à la mise en place de complexes granitiques ou une origine par fusion partielle à faible taux de roches crustales.

Pour la recherche de ces gisements, les guides d'exploration sont :

- la recherche de zones régionales où les encaissants et/ou les granites crustaux présentent des enrichissements en lithium ;
- la recherche des zones de plus haut grade métamorphique marqués par la présence de minéraux de métamorphisme, de fusion partielle, de granites d'anatexie, souvent située sous les empilements de nappes ;
- la prospection de la périphérie des zones de fusion partielle en intégrant le rôle des failles comme drain qui permettent aux pegmatites de se mettre en place plus haut dans la croûte ;
- la recherche de granites fractionnés peralumineux de type S, notamment riches en lithium ;
- les zones de cisaillements recoupant ou proches de ces granites pouvant servir de drains aux pegmatites ;
- les zones en dilatance autour et en sommet de plutons dans lesquelles les pegmatites devraient se localiser préférentiellement ;
- pour les granites à métaux rares, on recherchera plus spécifiquement :
 - la proximité des grandes zones de cisaillements ductile décrochants (~5 km de part et d'autre) ;
 - des zones régionales où les encaissants et/ou les granites crustaux présentent des enrichissements en lithium et la proximité de paleosurfaces préservées, par exemple marquées par la présence proche de bassins Carbonifères ou d'altérites Carbonifères.

L'Europe continentale renferme de nombreuses occurrences de lithium sous forme de roches dures incluant entre autres les pegmatites LCT, les granites à métaux rares, greisens et le gisement de Jadar en Serbie. Un inventaire européen des projets miniers et des occurrences de lithium en Europe entrepris en 2017 fait état de 527 occurrences de lithium, 39 projets significatifs ou gisements et 15 compagnies d'exploration et/ou exploitation minérales recensés. En 2018, les ressources européennes sont estimées à environ 52 Mt d'oxyde de lithium soit environ 24 Mt de lithium métallique et les réserves à environ 660 000 t d'oxyde de lithium soit 333 000 t de lithium métallique. En terme de distribution des gisements, l'Espagne, le Finlande, la France, l'Ukraine et le Portugal sont les plus représentés et également les plus actifs au niveau de la prospection lithinifère. Les pegmatites LCT présentent en général un faible tonnage et de fortes teneurs ($\approx 1\%$ Li_2O), les greisens européens présentent un fort tonnage avec de relativement faibles teneurs ($\approx 0,5\%$ Li_2O) et les granites à métaux rares (ex. Beauvoir, Montebrias) présentent des tonnages et teneurs intermédiaires aux gisements de type greisen et pegmatite. Enfin, le gisement Jadar présente un fort tonnage et de fortes teneurs ($\approx 1,2\%$) en Li_2O . Un des problèmes majeurs pour l'extraction et la production de lithium à partir de minéraux lithinifères est la diversité de formes minéralogiques. En effet, de

nombreux minéraux porteurs ont été identifiés (ex. spodumène, pétalite, zinnwaldite) nécessitant des procédés d'extraction divers. Le coût de ces procédés représente un élément clé dans la potentielle mise en production d'un gisement. À ce jour, plusieurs procédés sur différents minéraux sont en cours de développement mais ne sont applicables qu'à une échelle pilote.

En termes de comparaison des coûts de production à l'échelle mondiale, les gisements associés aux saumures présentent de plus faibles coûts de production comparés aux gisements de lithium sous la forme de roche dure. Ceci est principalement dû à de faibles coûts d'exploitation et de faibles investissements initiaux pour les saumures. Toutefois, cette estimation ne prend pas en compte les potentiels coproduits et sous-produits tels que le tantale, l'étain ou le tungstène dans le cas des gisements associés aux minéraux lithinifères pouvant contrebalancer les coûts de production plus élevés que les saumures dont les coproduits (chlorure, sulfate de potassium) présentent généralement une plus faible valeur marchande. De plus, le concentré de lithium issu des minéraux lithinifères permet de produire un carbonate de lithium de qualité métallurgique en général de qualité supérieure à celui des saumures. L'évaluation des projets européens indique que leur prix de production est en adéquation avec une diminution significative du prix de vente du carbonate de lithium dans les années à venir (6 900 US\$/t en 2020), ce qui suggère que les projets miniers puissent être rentables à moyen terme. En 2018, 15 compagnies principalement internationales ont été identifiées, témoignant d'une dynamique positive autour de ce métal. Parmi celles-ci, les compagnies australiennes sont très largement représentées alors que les compagnies européennes sont relativement peu présentes.

Pour la présente étude, l'ensemble des gisements et le plus grand nombre possible d'occurrences de minéraux lithinifères ont été compilés pour la France métropolitaine. 41 ressources et occurrences de lithium ont été répertoriées en France métropolitaine appartenant à 6 types de gisements différents :

- 6 granites à métaux rares ou équivalent volcanique, essentiellement de type granite peralumineux à métaux rares riche en phosphore ;
- 2 types greisen ;
- 11 pegmatites sous-type lépidolite qui peuvent représenter des ressources potentielles mais également uniquement des indices quand les tonnages ou la quantité de minéraux lithinifère sont trop faibles ;
- 19 pegmatites sous-type béryl-colombite ou béryl-colombite-phosphate à mica lithinifère, qui ne sont que des indices sans potentiel ;
- 1 occurrence de pegmatite sous-type spodumène *a priori* sans potentiel ;
- 1 occurrence à tosudite et une occurrence atypique (Hectorite dans une zone d'altération supergène à l'île de Groix cité pour mémoire).

Parmi ceux-ci, on compte 6 gisements à fort ou faible potentiel porté par les granites à métaux rares : Beauvoir (potentiel de l'ordre de 320 000 t Li₂O), Tréguennec Prat-ar-Hastel (potentiel de l'ordre de 66 000 t Li₂O), Richemont (potentiel de l'ordre de 20 000 t Li₂O), microgranite de Montebbras (potentiel de l'ordre de 30 000 t Li₂O), le Brunet (greisen, potentiel de l'ordre de 8700 t Li₂O) dont l'évaluation normée des ressources est recommandée.

La France métropolitaine possède donc un important potentiel avec un nombre important de ces granites à métaux rares qui contiennent des co-produits et sous-produits à forte valeur ajoutée (Sn, Ta, Be principalement). Dans ces granites, les micas de la série lépidolite (polylithionite-trilithionite), sont le porteur minéralogique principal du lithium. Cependant, une production de lithium à partir de roche dure ne pourrait donc être réalisée qu'avec le développement de procédés d'extraction du lithium d'échelle industrielle à partir de minéraux

comme la série de la lépidolite, de la zinnwaldite et de la série amblygonite-montebbrasite. Les pegmatites LCT de sous-type lépidolite comme celles du district de Chèdeville représentent également un potentiel à condition qu'elles soient suffisamment puissantes et nombreuses.

L'étude de prédictivité Lithium réalisée avec la méthode Cell-Based Association (CBA) met en évidence les alentours des districts connus dans lesquels d'autres découvertes sont probables. Le Massif central apparaît clairement comme le domaine le plus prospectif, notamment ses parties ouest, nord, centre et est. Les massifs varisques isolés de la Montagne Noire, des Maures-Tanneron et des Vosges et les massifs cristallins externes des Alpes, le sud du Massif Armoricaïn et dans une moindre mesure le bloc du Léon apparaissent également très favorables. En prospection stratégique à l'échelle des districts il est suggéré prioritairement des recherches de granites peralumineux à métaux rare riches en phosphore, dans les districts de Beauvoir, de Montebbras, de Richemont et de Tréguennec. Les résultats de prédictivités incitent à la prospection de nouvelles zones, prioritairement, le triangle Montebbras – massif de Montmarault – Beauvoir, le nord de la Margeride et le flanc ouest du massif du Millevaches.

Sommaire

1. Le Lithium : propriétés, utilisation, marché.....	15
1.1. PROPRIÉTÉS PHYSICO-CHIMIQUES ET UTILISATIONS	15
1.2. LE MARCHÉ DU LITHIUM EN 2018	16
2. Comportement et distribution du lithium dans les processus géologiques	19
2.1. DISTRIBUTION DU LITHIUM DANS LES LITHOLOGIES	19
2.2. COMPORTEMENT DU LITHIUM DANS PROCESSUS GÉOLOGIQUES.....	20
2.2.1. Processus supergènes	20
2.2.2. Processus hydrothermaux	20
2.2.3. Processus métamorphiques.....	21
2.2.4. Processus magmatiques.....	21
2.3. PORTEURS MINÉRALOGIQUES DU LITHIUM.....	22
3. Métallogénie des gisements de lithium, traitement et projets d'exploration	25
3.1. PRINCIPAUX TYPES DE MINÉRALISATIONS À LITHIUM SOUS LA FORME DE ROCHES DURES EN FRANCE MÉTROPOLITAINE.....	25
3.1.1. Pegmatites à Lithium-Césium-Tantale	25
3.1.2. Granites à métaux rares.....	32
3.1.3. Greisens	35
3.1.4. Autres types de lithologies à minéraux lithinifères	36
3.2. ORDRES DE GRANDEURS DES TENEURS ET TONNAGES DES DIFFÉRENTS TYPES DE GISEMENTS DE LITHIUM EN EUROPE.....	39
3.3. APERÇU DES PROCÉDÉS DE TRAITEMENT DES MINÉRAIS DE LITHIUM	41
3.3.1. Procédés	41
3.3.2. Obtention d'un concentré à partir du minerai.....	42
3.3.3. Traitement du concentré de minéraux riches en Lithium	42
3.3.4. Traitement du carbonate de lithium en hydroxyde de lithium.....	45
3.3.5. Coûts de production.....	46
3.4. APERÇU DES PROJETS D'EXPLORATION LITHIUM EN EUROPE	48
4. Synthèse des gisements et districts.....	49
4.1. VUE D'ENSEMBLE.....	49
4.2. MASSIF ARMORICAIN.....	52
4.2.1. District de Pont-L'Abbé	52
4.2.2. District de Nantes.....	59
4.2.3. Autres indices	60

4.3. MASSIF CENTRAL.....	61
4.3.1. Cadre géologique	61
4.3.2. District des Monts d’Ambazac et rhyolite de Richemont.....	64
4.3.3. District de la Marche : granite à métaux rares - greisen de Montebras et pegmatites de Crozant.....	76
4.3.4. Granite à métaux rares de Beauvoir	82
4.3.5. Granite à métaux rares de Chavence.....	87
4.3.6. Margeride - District de Saint-Chély-d’Apcher	88
4.3.7. Montagne Noire - District de Brassac.....	89
4.4. PYRÉNÉES - DISTRICT DES ALBÈRES	92
5. Identification des zones favorables par méthodes prédictives.....	95
5.1. PRINCIPE DE LA MÉTHODE CELL-BASED ASSOCIATION (CBA)	95
5.2. ADAPTATION DE LA CARTE GÉOLOGIQUE AU 1 MILLION POUR LA RÉALISATION DE CARTES PRÉDICTIVES POUR LE LITHIUM.	95
5.3. CALCUL DE FAVORABILITÉ AVEC LA MÉTHODE CBA (CELL-BASED ASSOCIATION)	96
5.4. RÉSULTATS.....	96
5.4.1. CBA par signature exacte	96
5.4.2. CBA par Ranking	97
6. Bilan sur le potentiel et recommandations.....	107
6.1. BILAN	107
6.1.1. Ressources connues	107
6.1.2. Ressources présumées	107
6.2. RECOMMANDATIONS POUR L’EXPLORATION.....	108
6.2.1. En prospection tactique	108
6.2.2. En prospection stratégique	108
7. Remerciements.....	109
8. Bibliographie	111

Liste des figures

Figure 1 : Usages mondiaux du Lithium en 2015 (Source : Roskill Information Services Ltd., 2016).	15
Figure 2 : Prix du carbonate et de l'hydroxyde de lithium entre 2005 et 2018 sur la base des contrats USA et Europe (ne représentant pas les contrats et le marché spot en Chine). ...	16
Figure 3 : Concentration théorique maximale en lithium (exprimé en pourcentage poids de Li ₂ O) dans les minéraux lithinifères les plus communs. Vert : phosphates, bleu clair : phyllosilicates, orange : Inosilicates, bleu foncé : Nesosilicates, gris foncé : cyclosilicates, gris clair : hydroxydes. Source des données : International Mineralogical Association (http://rruff.info/ima/). La lépidolite (non figurée) n'est pas une espèce minérale mais le nom d'une série qui représente la solution solide polyolithionite-trilithionite de formule générale $K(Li,Al)_3(Si,Al)_4O_{10}(F,OH)_2$.	23
Figure 4 : Exemples de pegmatites et de textures spécifiques des pegmatites. Clichés E. Gloaguen.	26
Figure 5 : Exemple de variations du rapport K/Rb en fonction de la teneur en césium au sein d'un monocristal de feldspath (Red Sucker Lake, Canada), au sein d'une pegmatite (Tanco, Canada) et au sein d'un groupe de pegmatites (Red Cross Lake, Canada). Au fur et à mesure de la cristallisation le rapport K/Rb doit diminuer notamment du fait de la cristallisation des feldspaths et le contenu en Césium doit augmenter car c'est un élément incompatible qui se concentre préférentiellement dans le liquide magmatique résiduel. Cette tendance démontre l'existence de phénomènes de fractionnement lors de la cristallisation des pegmatites. Modifié d'après London (2008).	29
Figure 6 : Exemple de modélisation numérique de séparation liquide-cristaux dans un dyke en sommet de pluton. Les bandes de couleurs horizontales (gris clair/gris sombre et rouge clair/rouge sombres n'ont pas de propriétés différentes, elles servent à visualiser les déplacements des magmas au cours du temps. A t ₀ il y a dans le dyke un magma (gris) et dans le granite un magma (rouge) de même propriétés physiques avec en plus des cristaux. On observe que lors de l'ascension du magma (rouge) dans le dyke, celui-ci se sépare des cristaux dans certaines conditions liées la concentration en cristaux dans le magma, la taille des cristaux, le contraste de densité magma-cristaux, et dans une moindre mesure à la largeur du dyke et au gradient de pression. Modifié d'après Yamato <i>et al.</i> (2015).	29
Figure 7 : Représentation schématique de l'évolution chimique (et donc minéralogique) des magmas proportionnellement à leur mise en place à distance du granite parent. Modifié d'après London (2008).	30
Figure 8 : Exemple de modélisation numérique d'ascension de magma pegmatitique à partir d'une source crustale chaude et perméable à t = 820 ans après le début de l'ascension. On observe que la partie supérieure du corps magmatique (soliton) en cours d'ascension c'est séparé d'une partie inférieure du corps ce qui pourrait expliquer un fractionnement. D'après Deveaud <i>et al.</i> (2015).	31
Figure 9 : Exemples de granites à métaux rares Français et de leurs différents faciès. Clichés E. Gloaguen.	33
Figure 10 : Exemple de développement d'un greisen (blanchiment lié à la disparition de la biotite noire) aux épontes d'une veine à tourmaline (noire). Lizio, Morbihan. Cliché E. Gloaguen.	35
Figure 11 : Indices de cookéite (ronds verts) d'après Jullien et Goffé (1993) reportés sur les formations de l'Aalénien (polygones noirs) issus de la cartographie au 1/50 000 sur un fond géologique simplifié de la carte géologique de France au 1/1 000 000.	37
Figure 12 : Aspect des enveloppes d'altération hydrothermales du gisement du Châtelet, d'après Piantone <i>et al.</i> (1994). A gauche, bloc diagramme du filon Maurice entouré des enveloppes d'altération (hachurées). Les traits droits correspondent aux sondages carottés. À droite, bloc diagramme montrant en 1 l'altération à kaolinite-tosudite-sidérite (traits horizontaux) avec en 2 l'altération qui évolue progressivement en un assemblage illite-sidérite-pyrite aux épontes des filons puis en 3 l'arsénopyrite et quartz (en noir).	38

Figure 13 : Distribution des occurrences (A) et des gisements (B) de lithium en fonction des pays européens.....	39
Figure 14 : Rapport teneur/tonnage pour les différents types de gisement lithinifère identifiés en Europe. Les teneurs et tonnages des gisements de classe mondiale de Greenbushes (Australie) et Whabouchi (Canada) ont été reportés pour comparaison.....	40
Figure 15 : Évaluation des teneurs et tonnages en fonction du type de gisement de lithium.....	40
Figure 16 : Schéma d'un procédé simplifié permettant la production de concentré de minéral porteur de lithium.....	42
Figure 17 : Procédés de traitement des concentrés de spodumène et de pétalite à travers une voie acide et par sulfatage et carbonatation.	44
Figure 18 : Procédé par voie basique du traitement de la lépidolite (d'après European Metals Holdings Ltd, 2017).	45
Figure 19 : Procédé de traitement du carbonate de lithium en solution pour l'obtention d'hydroxide de lithium (European Lithium, 2018).	46
Figure 20 : Capacité cumulée de production de diverses compagnies minières et leur prix de production associé.....	47
Figure 21 : Distribution des principaux gisements de lithium en Europe et leur actionnaires majoritaires.	48
Figure 22 : Principales ressources et occurrences de lithium en France métropolitaine, classées par type de ressource. Granite = granite peralumineux à métaux rares, Pegmatite = pegmatite LCT, type Complexe, sous-type lépidolite, pétalite, spodumène, béryl-colombite-phosphate indifférencié.....	50
Figure 23 : Carte géologique simplifiée du district de Pont-l'Abbé (Finistère sud). Les filons de leucogranite sont figurés en noir sur le flanc nord de l'orthogneiss de Plonéour-Lanvern (voir cartographie détaillée figure suivante), les différents types de pegmatites stériles à minéralisés sont représentées par des symboles indiqués dans la légende de la carte. Données sur les pegmatites d'après Chauris (1988) et données BRGM non publiées.	52
Figure 24 : Carte géologique simplifiée du secteur de Tréguennec-Plonéour-Lanvern, d'après Lulzac et Apolinarski (1986), montrant en noir les filons leucogranitiques. Les filons minéralisés de Prat-ar-Hastel et Tréluan (encadrés par des rectangles) et les filons stériles (filons noirs non encadrés) sont localisés de façon discontinue le long des 10 km de la bordure nord de l'orthogneiss de Plonéour-Lanvern. Coordonnées projetées RGF Lambert 93.	54
Figure 25 : Carte géologique simplifiée des filons de granite à métaux rares de Prat-ar-Hastel (commune de Tréguennec), modifié s'après Lulzac et Apolinarski (1986), sur un modèle numérique de terrain LIDAR IGN RGE ALTI® 1 m avec le parcellaire cadastral. ..	55
Figure 26 : Coupes interprétatives N-S du dyke de granite mylonitisé de Prat-ar-Hastel (Tréguennec) passant par les sondages SC4-SC5 et SC6 avec indication des passes minéralisées. Les zones à scheelite disséminée sont indiquée « scheelite ». Modifié d'après Lulzac et Apolinarski (1986).....	56
Figure 27 : Planche photographique de faciès du granite à métaux rares mylonitique de Prat-ar-Hastel (Tréguennec), d'encaissants et de marqueurs de la déformation. Clichés E. Gloaguen.....	57
Figure 28 : Carte géologique simplifiée des filons de granite à métaux rares de Tréluan (Commune de Tréguennec).	58
Figure 29 : Clichés de la pegmatite du Guilvinec. Clichés E. Gloaguen.....	59
Figure 30 : District pegmatitique de Nantes. Localisation des pegmatites à béryl (ronds verts) et à lépidolite (rond violet) d'après Chauris (1988) et Chauris et al. (1969). Fond géologique issu de l'harmonisation au 1/50 000 de la Loire-Atlantique.....	60
Figure 31 : Schéma structural des principales unités constituant le Massif central, d'après Ledru <i>et al.</i> (1989) et Faure <i>et al.</i> (2005).	62

Figure 32 : Localisation des minéralisations lithinifères dans le nord du Massif central. Schéma structural d'après Gébelin et al. (2009). Ages argon d'après Cuney <i>et al.</i> (2002) ; Ages Rb/Sr sur lépidolites recalculés d'après Vialette (1963) ; Ages U/Pb d'après Melleton <i>et al.</i> (2015).....	64
Figure 33 : Schéma structural du Haut-Limousin centré sur le complexe de Brême-Saint-Sylvestre-Saint-Goussaud représenté avec ses trois intrusions principales. UMP : Unité Parautochtone, UIG : Unité Inférieure des Gneiss, USG : Unité Supérieure des Gneiss. Simplifié d'après la carte géologique harmonisée au 1/50 000. Coordonnées en mètres Lambert 93.	65
Figure 34 : Faciès de dykes de granites à grain fin et pegmatites recoupant le complexe BSSSG. Les dykes de granite de type Chateauponsac (violet) recoupent le granite de la Brême et les dykes de granite de type Fanay (rose) recoupent le granite de Saint-Sylvestre. Les points représentent la localisation des pegmatites, classées par type. On note que les pegmatites sont principalement localisées dans le granite de Saint-Sylvestre. Géologie simplifiée d'après la carte géologique de France au 1/50 000, pegmatites compilées d'après Burnol (1974) ; Deveaud (2015) ; Deveaud et al. (2013) ; Girard (1990) ; Raimbault (1998).	66
Figure 35 : Cartographie des filons de microgranite et de lamprophyres réalisée à partir des travaux miniers, modifié d'après les données d'AREVA (2004). Ces dykes se localisent préférentiellement dans le granite de Saint-Sylvestre comme les pegmatites, figure précédente.....	67
Figure 36 : Localisation des dykes de pegmatites minéralisées à Lépidolite-pétalite d'après Sarcia (1957), Burnol (1974) et Raimbault (1998), recoupant à la fois le granite de Saint-Sylvestre et les gneiss du Thaurion (unité inférieure des gneiss). Ombrage : modèle numérique de terrain LIDAR IGN RGE ALTI® 1 m.	68
Figure 37 : Coupe verticale schématique d'un filon de pegmatite-aplite minéralisé en lithium à Chêdeville.	69
Figure 38 : Modèle 3D photogrammétrique d'une partie d'une cavité du dyke de pegmatite-aplite de Chêdeville.	70
Figure 39 : Carte géologique simplifiée des Monts d'Ambazac et des pegmatites recoupant le granite de Saint-Sylvestre. Les pegmatites minéralisées en lithium sont les pegmatites sodolithiques (en violet). Voir figures précédentes pour le code couleur et les sources de données.	71
Figure 40 : Contrôle structural des failles sur la mise en place des pegmatites potassiques et sodi-potassiques des Monts d'Ambazac, modifié d'après Deveaud et al. (2013). Les failles de la famille A (en moyenne N007) qui contrôlent la mise en place des pegmatites. Les failles de la famille B (N034) sont des failles de même orientation que les failles normales RN20 et Noémie observées dans les travaux miniers (Girard, 1990). Là où les failles A recoupent des failles B il y a une plus importante densité de pegmatite. Les failles de la famille C sont les failles minéralisées postérieurement en Uranium.....	72
Figure 41 : Représentation schématique en carte des différentes unités de la pegmatite sodi-potassique de Chabannes. Fond topographique réalisé par P. Picard, P. Parrotin, J.M. Gorgeon (Spéléo club de la Haute-Vienne, 2001).	73
Figure 42 : Dyke nord-sud (en bleu) de rhyolite de Richemont (localité indiquée par un rond vert). Géologie harmonisée au 1/50 000 du département de la Haute-Vienne.....	75
Figure 43 : Schéma structural du Plateau d'Aigurande et de la Chaîne de la Marche, modifié d'après Faure et al., (2005), avec localisation (étoiles noires) des pegmatites LCT à lithium de Crozant et de l'intrusion à métaux rares de Montebras.	76
Figure 44 : Carte géologique de Montebras, synthèse d'après les données de la carte géologique de France au 1/50 000, Aubert (1969), carte géologique IMERYS tirée de Patureau (2013) et données d'exploration du BRGM. Triangles : sondages. Fond topographique (ombré) de l'exploitation de Montebras issu de la topographie IMERYS et reste des données topographiques issues du modèle numérique de terrain LIDAR IGN RGE ALTI® 1 avec le parcellaire cadastral.	78

Figure 45 : Modèle 3D Geomodeller de l'intrusion de Montebas.	81
Figure 46 : Vues 3D en perspectives suivant différentes directions du modèle 3D Geomodeller de l'intrusion de Montebas. Pour des raisons de lisibilité, le granite encaissant de Chanon est invisible (transparent) et les 2 faciès de l'intrusion de Montebas semi-transparentes. La géométrie du toit est relativement contrainte à l'inverse de la base représentée suivant une hypothèse arbitraire d'enracinement sur la faille de la Marche. Les cubes gris sont les bâtiments issus du cadastre.	82
Figure 47 : Carte géologique d'une partie de la série de la Sioule (para-autochtone), d'après la carte géologique de France au 1/50 000. Le granite des Colettes est intrusif dans un antiforme au centre des micaschistes para-autochtones en vert. Le granite de Beauvoir est la petite intrusion au sud du granite des Colettes, mis en place entre ce granite et son encaissant.	84
Figure 48 : Carte géologique du granite de Beauvoir, modifié d'après Aubert (1969) et Négroni (2015) avec indication d'un certain nombre de sondages existants dont le sondage GPF de 900 m indiqué sur la carte par un triangle blanc. En pointillé trait de la coupe passant par le sondage GPF.	85
Figure 49 : Coupe SSW-NNE passant par le sondage GPF (non figuré) montrant les 3 faciès du granite de Beauvoir recoupant le stockwerk à tungstène de la Bosse (veines bleu cyan dans les micaschistes) et recoupant le granite des Colettes. Modifié d'après Cuney <i>et al.</i> (1985, 1986, 1992).	86
Figure 50 : Schéma structural du massif granitique de la Margeride, intrusif dans l'édifice de nappes du Massif central. Modifié d'après Talbot <i>et al.</i> (2005). Les pegmatites contenant des minéraux lithinifères sont indiquées par des étoiles noires (Données de Teissandier, 1977).	89
Figure 51 : Carte structurale de la Montagne Noire modifié d'après Faure <i>et al.</i> (2010). La localisation des pegmatites à lépidolite de Castelneau de Brassac sont indiquées par l'étoile noire.	90
Figure 52 : A) Photo de l'emplacement de la pegmatite de Castelneau-Brassac (Le Clap) en juillet 2016, seule l'éponte du contact N avec l'orthogneiss est encore visible, la totalité du coeur de la pegmatite a été excavé. B) Schéma de la pegmatite à lépidolite de Castelneau de Brassac modifié d'après Gayraud <i>et al.</i> (2012). C) Échantillon de la pegmatite de Castelneau de Brassac : baguettes d'elbaïte rose (variété de tourmaline à lithium) dans matrice de quartz et feldspaths. D) Échantillon de la pegmatite de Castelneau de Brassac : mica lépidolite rose-pourpre dans une matrice de quartz.	91
Figure 53 : Champ de pegmatites-aplites (figurées en noir) du massif des Albères (Pyrénées orientales) au niveau de la frontière avec l'Espagne. En blanc, la mer à l'est et au nord toutes les formations post carbonifère y compris les alluvions. Les pegmatites à minéraux à lithium sont figurées par des ronds verts. Modifié d'après la carte géologique de la France au 1/50 000, feuille Argelès-sur-Mer – Cerbères (1097). La frontière France-Espagne est indiquée par un trait noir pointillé sur fond gris, identique au trait de côte.	93
Figure 54 : Résultat de la CBA par signature exacte basée sur les gisements à l'échelle de la France métropolitaine.	97
Figure 55 : Résultat de la CBA par signature exacte basée sur les gisements à l'échelle de la France métropolitaine, carte de détail sur le Massif armoricain.	98
Figure 56 : Résultat de la CBA par signature exacte basée sur les gisements à l'échelle de la France métropolitaine, carte de détail sur le Massif central.	99
Figure 57 : Résultat de la CBA par signature exacte basée sur les gisements à l'échelle de la France métropolitaine, carte de détail sur le massif des Maures-Estérel et les Alpes.	100
Figure 58 : Résultat de la CBA par signature exacte basée sur les gisements à l'échelle de la France métropolitaine, carte de détail sur le Massif des Vosges.	101
Figure 59 : Résultat de la CBA par ranking basée sur les gisements à l'échelle de la France métropolitaine.	101

Figure 60 : Résultat de la CBA par ranking basée sur les gisements à l'échelle de la France métropolitaine, carte de détail pour le Massif armoricain.	102
Figure 61 : Résultat de la CBA par ranking basée sur les gisements à l'échelle de la France métropolitaine, carte de détail pour le Massif central.	103
Figure 62 : Résultat de la CBA par ranking basée sur les gisements à l'échelle de la France métropolitaine, carte de détail pour le Massif des Maures-Taneron et les Alpes.	104
Figure 63 : Résultat de la CBA par ranking basée sur les gisements à l'échelle de la France métropolitaine, carte de détail pour les Vosges.	105

Liste des Tableaux

Tableau 1 : Teneur moyenne en lithium dans différents réservoirs terrestres, types de roches, sédiments et sols, d'après les données de Li (2000) et Teng <i>et al.</i> (2004). Std = standard.....	19
Tableau 2 : Coefficients de partage minéral/magma du lithium pour les minéraux majeurs constituant les granites.	22
Tableau 3 : Contenu en lithium (% poids), formules structurales, groupe minéralogique et poids moléculaire des principales espèces minérales contenant du lithium. Source : IMA.	22
Tableau 4 : Classification des pegmatites d'après Černý et al. (2012), modifié d'après Černý et Ercit (2005). Les pegmatites qui constituent des gisements de lithium <i>sensu lato</i> sont en gras.	27
Tableau 5 : Nouveaux procédés en cours de développement adaptés à différents types de minéraux lithinifères. L'année d'industrialisation est indiquée si disponible. Source : données des compagnies.....	41
Tableau 6 : Coût et capacité de production de différents projets lithinifères européens et internationaux.....	47
Tableau 7 : Liste des gisements et indices de lithium en France métropolitaine. Coordonnées géographique WGS 1984. Granite PMR-RP : Granite peralumineux à métaux rares riche en phosphore ; Granite PMR-PP : Granite peralumineux à métaux rares pauvre en phosphore ; Pegmatite Béryl : Pegmatite LCT sous-type Béryl-Colombite et sous-type Béryl-Colombite-Phosphates ; Pegmatite Lépidolite : Pegmatite LCT sous-type Lépidolite ; Pegmatite Spodumène.	51
Tableau 8 : Tonnage minéral, teneurs en métaux contenus et tonnage métal dans le dyke de granite à métaux rares mylonitisé de Prat-ar-Hastel, d'après les données de Lulzac et Apolinarski (1986).	58
Tableau 9 : Estimation de ressources mesurées sur le granite de Beauvoir entre l'altitude 747,5 m et 687, 5 m (tranche minéralisée de 60 m) avec une géométrie de fosse évitant une découverte. Évaluation de Cabrol and Robida (1982). NC : non calculé.	87
Tableau 10 : Signature exacte des gisements de référence par lecture des valeurs 1 ou 0. Les codes renvoient à la légende de la carte géologique de France au millionième. G : granitoïdes, bk, bo : formation paradérivée d'âge Ediacarien, k, ko : formation paradérivée d'âge Cambrien, os : formation paradérivée d'âge Ordovicien à Silurien, ECLO : présence d'éclogites dans l'environnement (1, sinon 0), METAM : encaissant métamorphique (1), non métamorphique (0) Les valeurs de fréquence utilisées pour le ranking sont sur la dernière ligne, en rouge.....	98
Tableau 11 : Ressources en lithium de France, production, ressources mesurées, indiquée et supposées.....	108

1. Le Lithium : propriétés, utilisation, marché

1.1. PROPRIÉTÉS PHYSICO-CHIMIQUES ET UTILISATIONS

Le lithium est le troisième élément du tableau périodique. C'est un élément métallique très léger avec une densité de 0,53, c'est-à-dire deux fois moins dense que l'eau pure. Le lithium existe sous la forme de deux isotopes naturels et stables, le ${}^6\text{Li}$ (7,5%) et le ${}^7\text{Li}$ (92,5 %). La grande différence de masse (~16 %) entre ${}^6\text{Li}$ et ${}^7\text{Li}$ peut permettre un fractionnement isotopique important dans les systèmes terrestres avec une variation du $\delta^7\text{Li}^1$ de plus de 50 ‰ (Tomascak, 2004). Sous forme métallique (pure) c'est un métal mou et sécable qui fond à basse température (180,5 °C). À l'inverse, sa température d'ébullition est élevée (1 342 °C). Il possède une forte électronégativité de 0,98. C'est l'élément qui possède la chaleur massique la plus élevée. Du fait de sa très grande réactivité, notamment avec l'eau ou l'air, il n'existe pas à l'état natif. Comparativement aux autres métaux alcalins comme le sodium et le potassium qui sont des constituants majeurs de la croûte continentale supérieure, le lithium est beaucoup moins abondant dans avec une abondance moyenne de seulement 0,002 % (Taylor et McLennan, 1985).

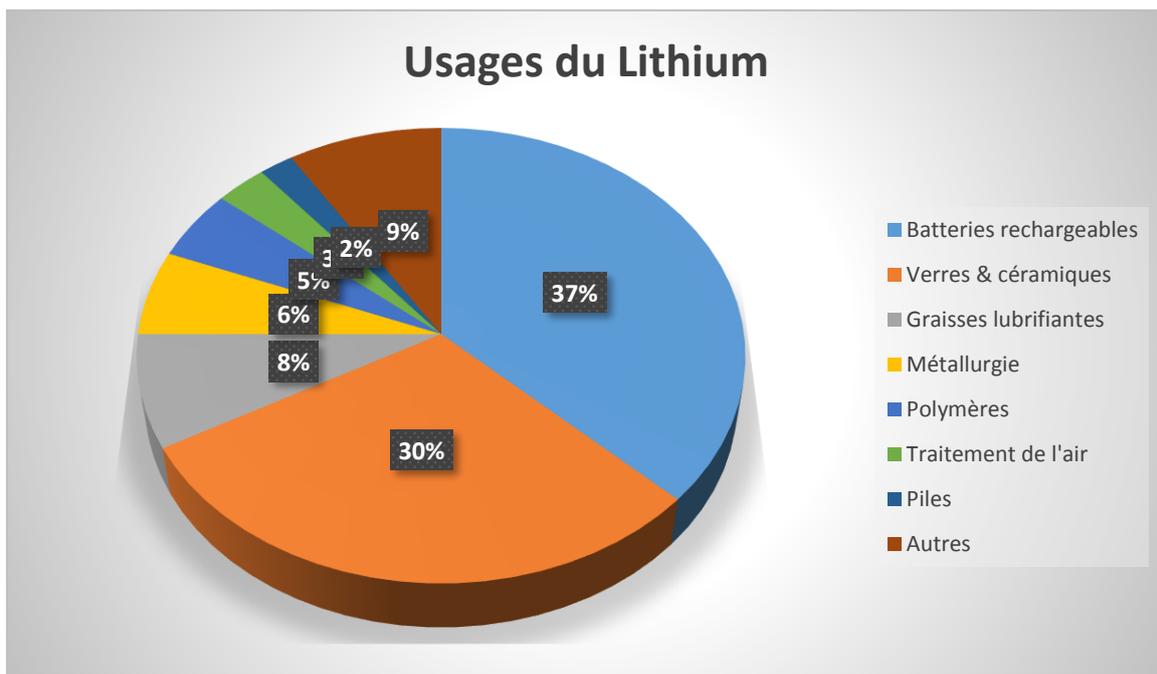


Figure 1 : Usages mondiaux du Lithium en 2015 (Source : Roskill Information Services Ltd., 2016).

Les utilisations du Lithium sont très variées (Labbé et Daw, 2012; Roskill Information Services Ltd., 2016; BRGM, 2017) **et depuis 2015 dominées par le secteur des batteries rechargeables (37 %, Figure 1)**. Le lithium est également très utilisé dans le domaine des verres et céramiques (30 %) et de façon moindre en volume dans le domaine des graisses lubrifiantes, de la métallurgie, des polymères, du traitement de l'air, des piles et du domaine médical.

¹ $\delta^7\text{Li} = \left(\frac{[{}^7\text{Li} / {}^6\text{Li}]_{\text{échantillon}}}{[{}^7\text{Li} / {}^6\text{Li}]_{\text{L-SVEC}}} - 1 \right) \times 10^3$. Le standard de référence pour les compositions isotopiques du lithium est le carbonate de lithium L-SVEC (Flesch *et al.*, 1973) préparé par H. Svec de l'Iowa State University.

1.2. LE MARCHÉ DU LITHIUM EN 2018

Les enjeux du marché du lithium en 2018 tiennent à plusieurs facteurs. Du côté de la demande, les perspectives de croissance sont extrêmement fortes. Le principal moteur est la consommation de lithium à destination des batteries rechargeables de types Lithium-Ion pour le développement très rapide de l'électromobilité et du stockage d'énergie. Cette part de marché ne cesse de croître et l'impact est majeur sur la demande mondiale en lithium et donc sur les prix (Figure 2). La **consommation totale de lithium** (exprimée en contenu lithium) a **doublé en 10 ans**, passant de 21 300 t Li en 2008 (Labbé et Daw, 2012) à une estimation d'environ 43 000 t Li en 2017 (USGS, 2017). **L'essentiel de cette augmentation a été porté par le secteur des batteries**, passant d'une part de marché de 20 % en 2008 soit 4 260 t Li à près de 40 % en 2017, à savoir 16 400 t Li.

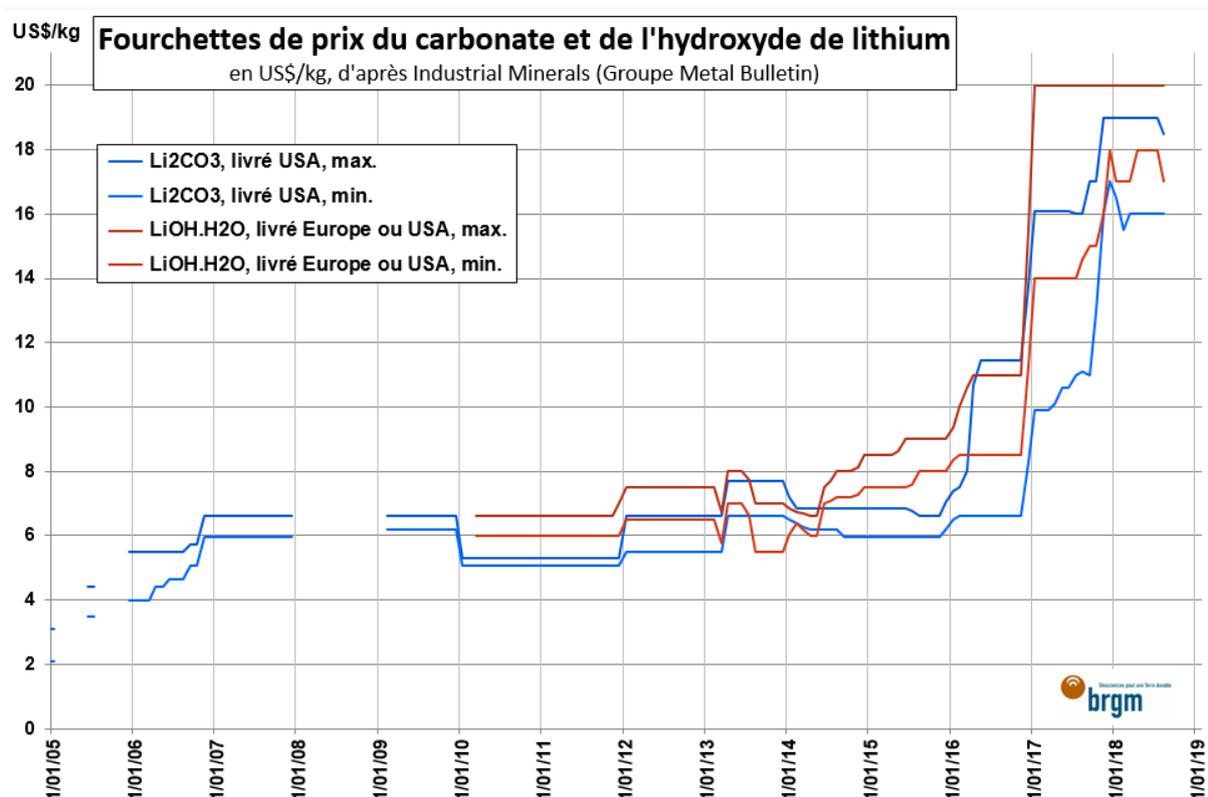


Figure 2 : Prix du carbonate et de l'hydroxyde de lithium entre 2005 et 2018 sur la base des contrats USA et Europe (ne représentant pas les contrats et le marché spot en Chine).

Les batteries Li-ion sont actuellement celles qui ont la plus grande capacité d'accumulation d'énergie par unité de masse, ce qui explique leur développement rapide à partir de la fin des années 1990 aux dépens des technologies NiCd et NiMH, en particulier pour des applications portables. Aujourd'hui, le principal secteur tirant la vente de ces batteries est la production de véhicules électriques. En effet, pour beaucoup de constructeurs automobiles, les technologies Li-ion ont semblé le meilleur compromis entre performances, légèreté, fiabilité, durée de vie et coût de fabrication des batteries. **Ce modèle économique devrait perdurer pendant plus de 10 ans avant une éventuelle rupture technologique.** En 2016, selon Avicenne Energy, les véhicules électriques ont représenté 50 % du volume des ventes totales de batteries Li-ion dans le monde (exprimé en GW/h) (Avicenne Energy, 2017). En 2017 au niveau mondial, les ventes de véhicules électriques ont progressé de 58 % par rapport à 2016, représentant environ 2 % des ventes totales de véhicules légers. Le nombre de véhicules électriques en circulation dans le monde est passé d'une dizaine de milliers en 2010 à près de 3 millions en 2017 (Lutsey *et al.*, 2018). La Chine est le premier marché mondial pour les véhicules électriques avec 55 % de la production et des ventes, suivie par l'Union Européenne, le Japon

et les États-Unis. En Europe, 180 000 véhicules électriques et hybrides ont été vendus au 1^{er} semestre 2018 contre 125 000 un an auparavant, représentant un total cumulé de 930 000 véhicules en circulation depuis 2010.

À l'horizon 2025, la demande totale en lithium pourrait atteindre 150 000 t (Albemarle Corporation, 2018) à 180 000 t (Roskill Information Services Ltd., 2016), soit une croissance moyenne de 18 %/an. La part du secteur des batteries devrait être comprise entre 60 % et 86 % du total à cette échéance, soit un tonnage supérieur à 100 kt Li, ou plus de 5 fois le marché total en 2008.

Du côté de l'offre, l'anticipation d'une telle augmentation de la demande face à une production mondiale jusque-là relativement modeste, a entraîné d'importantes modifications des circuits de production mondiaux.

En 2017, la production minière mondiale de lithium est estimée entre 41 000 et 44 000 t Li, issue à 85 % de 3 pays : Chili, Argentine et Australie. Plusieurs types d'opérateurs de tailles différentes s'observent sur ce marché. D'une part, 5 entreprises multinationales, contrôlant entre 80 % et 90 % de la production mondiale. D'autre part, un grand nombre de petits producteurs et de compagnies d'exploration ou « juniors » ayant émergé au cours des deux dernières décennies pour mettre en production de « nouveaux » gisements de lithium suite au boom de la demande et des prix.

Les 3 plus gros producteurs historiques sont la société chilienne SQM (Sociedad Química y Minera de Chile), et les entreprises américaines FMC Corp et Albemarle Corp. Les secteurs d'activité traditionnels de ces groupes sont la chimie, l'agroalimentaire (avec les engrais azotés) ou encore la pharmacie. L'exploitation du lithium n'a donc jamais été leur cœur de métier et n'a toujours représenté qu'une part minoritaire de leurs chiffres d'affaires (une dizaine de pourcents). Cependant, elles contrôlent à elles trois un peu plus de 50 % de la production mondiale et comptent bien continuer à jouer un rôle majeur sur le marché mondial du lithium, en adaptant leurs schémas de production à la demande croissante.

Parallèlement à cela, deux entreprises chinoises, Tianqi Lithium et Jiangxi Ganfeng Lithium, ont depuis quelques années pris une envergure considérable sur le marché du lithium, ayant investi sur l'ensemble de la chaîne de valeur, avec notamment de nombreuses participations hors Chine. De manière générale, l'augmentation des capacités de conversion de la Chine en quelques années en fait désormais un acteur incontournable du marché du lithium. Le pays attire aujourd'hui près de la moitié du lithium mondial (sous forme de concentrés de spodumène en particulier australiens ou de carbonates ou hydroxydes de lithium issus des salars sud-américains). **Les entreprises chinoises s'orientent progressivement vers le contrôle de mines en dehors de leur territoire et des maillons ultérieurs de la chaîne sur leur sol, à savoir la fabrication et l'assemblage des batteries Li-ion au sein de « méga-usines ».**

D'une ampleur inférieure, les compagnies d'exploration « juniors », ont une place spécifique dans ce marché. Leur rôle consiste à l'identification de nouveaux gisements et la démonstration de la faisabilité économique de leur exploitation. Cette dernière est en général assurée ensuite par des acteurs de plus grande envergure. Le développement des compagnies juniors sur le marché du lithium a été fulgurante depuis les années 2000. On en compte aujourd'hui plus d'une centaine, présentes dans toutes les géographies, en particulier en Australie, Amérique du Sud, Amérique du Nord, mais également en Afrique et en Europe, où une dizaine est actuellement recensée.

Un des principaux enjeux du marché du lithium dans les années à venir est la verticalisation des différents acteurs. En effet, il existe aujourd'hui une tendance à l'intégration sur toute la chaîne de valeur et à la consolidation des exploitants, notamment par des « joint-ventures »

intégrant des juniors. L'objectif est de limiter les risques liés aux investissements en jeu, mais aussi de capter le maximum de valeur ajoutée de la production de composés de lithium.

Enfin, l'évolution de la cotation du lithium à l'échelle internationale représente également un enjeu important. À ce jour, le lithium n'ayant pas de cotation officielle, la majorité des contrats s'effectue en dehors des places de marchés mondiales, c'est-à-dire directement entre producteurs et utilisateurs, pour des raisons de taille de marché et de spécificité des produits.

Avec la très forte hausse de la demande et des prix à partir de 2016, deux tendances se sont manifestées :

- la durée des contrats a progressivement diminué du fait des risques de volatilité des prix : la durée moyenne des contrats auparavant de 1 à 3 ans, est passée à 3 à 6 mois à partir de 2016 (la volatilité des prix s'est manifestée par + 47 % d'augmentation moyenne entre 2015 et 2016 pour les contrats et jusqu'à + 400 % sur le marché *spot* chinois entre janvier et mai 2016) ;
- du côté des consommateurs, en particulier pour les acteurs en aval tels que les constructeurs automobiles, une demande croissante pour une meilleure transparence des prix de produits intermédiaires du lithium d'une qualité donnée.

Ainsi, le London Metal Exchange (LME) a annoncé réfléchir à la mise en place de contrats de cotation du lithium pour 2019-2020 répondant à cette problématique. Le modèle serait des contrats appelés « cash-settled », plus faciles à gérer car permettant notamment de ne pas avoir à détenir de stock physique de métal. Ces nouveaux standards pourraient également permettre plus de visibilité pour les producteurs et futurs producteurs. La difficulté est cependant de tomber d'accord sur les qualités exigées des intermédiaires.

Si la ressource en lithium est abondante à l'échelle mondiale, le développement industriel des gisements et des procédés adaptés reste un important défi pour les années à venir, afin d'exploiter au mieux les potentialités de ce marché en croissance.

2. Comportement et distribution du lithium dans les processus géologiques

2.1. DISTRIBUTION DU LITHIUM DANS LES LITHOLOGIES

La concentration moyenne du Lithium dans la croûte continentale supérieure est de l'ordre de 35 ± 11 ppm (2σ , Teng *et al.*, 2004), trois fois plus importante que dans la croûte océanique et les basaltes (Tableau 1). Les granites auraient en moyenne une concentration de 30 ppm mais cette moyenne masque une très grande variabilité. Les sédiments marins riches en argiles sont relativement riches, en moyenne de l'ordre de 60 à 80 ppm. En première approximation, les sédiments détritiques alumineux semblent avoir en moyenne une teneur en lithium au-dessus de la moyenne de la croûte continentale supérieure, ainsi que les granites crustaux qui dérivent de la fusion de sédiments.

Lithologie	Teneur en Lithium (ppm)	Teneur en Lithium (ppm)	Autres teneurs relevées
	Li (2000)	Teng <i>et al.</i> (2004)	
Croûte continentale supérieure	20	35 ± 11	
Croûte continentale inférieure		13	
Sols (moyenne)	33		
Sol	17 (std SO-4)		
Loess	35	29 ± 16	
Argiles de rivière	30 (std GSD-9)		
Argiles marines	66	28 à 109	
Argile	45 (std SCO-1)	42 à 77	1 000 – 5 100 ppm dans les argiles à silex du Missouri (Tourtelot et Brenner-Tourtelot, 1977)
Bauxites			Bauxites de Dazhuyuan, Guizhou (Chine) : Quelques ppm à 2500 ppm. Moyenne à 950 ppm sur une vaste zone d'épaisseur plurimétrique (Wang <i>et al.</i> , 2013)
Boues hémipelagiques	79 (std MAG-1)		
Micaschiste	34 (Std SDC-1)		
Granites (moyenne)	30		
Granite	90 (Std GA)		
Croûte océanique	9 (MORB)	10	
Basaltes (moyenne)	10		
Basalte	13 (Std W1)		
Manteau		1,5	

Tableau 1 : Teneur moyenne en lithium dans différents réservoirs terrestres, types de roches, sédiments et sols, d'après les données de Li (2000) et Teng *et al.* (2004). Std = standard.

2.2. COMPORTEMENT DU LITHIUM DANS PROCESSUS GÉOLOGIQUES

2.2.1. Processus supergènes

Dans les processus d'altération chimique de surface, les altérites de surface peuvent voir leur teneur en lithium augmenter ou diminuer par rapport à la teneur de la roche de départ, indépendamment de la concentration en lithium de celle-ci. En effet, il y a un partage du lithium entre les minéraux argileux néoformés et les eaux de surface liées à l'altération (Millot *et al.*, 2010). Dans les aquifères de basse température, les eaux froides permettent la formation d'une relativement importante proportion d'argiles (Pogge von Strandmann *et al.*, 2016) qui vont piéger le lithium, en l'intégrant au sein de la structure des argiles et/ou sous forme adsorbée à la surface de celles-ci. Il y a donc une proportion relative de lithium intégré dans la structure des argiles qui ne pourra pas être mobilisé par les fluides si les minéraux argileux ne sont pas détruits. À l'inverse, la proportion de lithium en position interfoliaire (entre les feuillettes d'argile) est mobilisable par échanges avec le fluide. La rétention du Lithium dans la structure des minéraux argileux secondaires se produit parce que son rayon ionique est bien adapté à la cavité octaédrique de ces derniers (Huh *et al.*, 2004). Ainsi, durant l'altération supergène, le lithium libéré des minéraux primaires est intégré proportionnellement avec l'aluminium dans les argiles néoformées (Horstman, 1957 ; Hirst, 1962) et les eaux de surfaces contiennent peu de lithium dissout. Ce phénomène est bien marqué dans les formations géologiques riches en argiles où la concentration en lithium est corrélée à la concentration en oxyde d'aluminium (Teng *et al.*, 2004) ainsi qu'à l'indice d'altération chimique (ratio molaire de $\text{Al}_2\text{O}_3/[\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}]$) de Nesbitt et Young (1982). Les processus d'altération supergène ont donc tendance à concentrer le lithium dans les altérites et dans certaines bauxites même s'il existe peu de données pour établir des moyennes. Les argiles à silex et autres altérites de roches du Carbonifère dans les états de l'Alabama, de l'Ohio, de Pennsylvanie, du Kentucky et du Missouri aux États-Unis ont localement des teneurs de plusieurs centaines de ppm de lithium jusqu'à des teneurs maximales de 4 000 à 5 100 ppm Li (Tourtelot et Brenner-Tourtelot, 1977). Le lithium serait principalement porté par des chlorites à lithium (cookéite), où 5 % de cookéite disséminée est responsable d'une teneur de 1 000 ppm Li en roche totale (Tourtelot et Brenner-Tourtelot, 1977).

2.2.2. Processus hydrothermaux

Dans ces systèmes complexes, le partitionnement du lithium entre les fluides et les roches interagissant avec les fluides dépend de nombreux paramètres. Les principaux paramètres sont la température d'interaction fluide – roche, la typologie des fluides (teneur en sels, pH, etc), la teneur en lithium des roches encaissantes, les porteurs minéralogiques du lithium et la position structurale du lithium (échangeable versus non-échangeable), la granulométrie et la porosité-perméabilité (Romer *et al.*, 2014). De tous ces paramètres, la température d'interaction fluide-roche semble la plus importante. En effet, dans les systèmes géothermaux de haute température (>300 °C), la formation de minéraux argileux est inhibée et le lithium est partitionné dans le fluide géothermal (Pogge von Strandmann *et al.*, 2016) qui voit donc sa teneur en Lithium augmenter. À plus basse température, entre 200 et 300 °C, le lithium est partitionné entre le fluide et les minéraux argileux néoformés (Pogge von Strandmann *et al.*, 2016). Ce type de processus est à l'origine de l'utilisation d'un géothermomètre qui lie le ratio Na/Li du fluide à la température d'interaction à l'équilibre entre le fluide et la roche dans le réservoir géothermal (Fouillac and Michard, 1981). En fin de cristallisation des granites à métaux rares, des fluides hydrothermaux riches en silice, phosphore, lithium et fluor principalement sont parfois produits (Roda-Robles *et al.*, 2016). Lorsque ces fluides sont piégés, ils forment des filons de quartz-montebasite principalement observés à proximité des granites à métaux rares (ex : Argemela, Portugal, Montebas, France, d'autres exemples sont détaillés dans Roda-Robles *et al.* (2016).

2.2.3. Processus métamorphiques

La concentration en lithium dans les metapelites est plus importante lorsqu'elles sont issues de domaines continentaux à forte altération supergène (Qiu, 2011). Le métamorphisme à l'approche du faciès schiste vert n'aurait qu'un effet négligeable sur la concentration en lithium des metapelites. En effet, du fait du rayon ionique similaire entre Li^+ (76 pm²) et Mg^{2+} (72 pm), le lithium, en coordinance 6 dans les phyllosilicates (Wenger et Armbruster, 1991) se substitue au magnésium dans les sites octaédriques ainsi qu'en position interfoliaire pour équilibrer les charges dans les argiles. De la diagenèse au faciès schiste vert, le lithium va rester avec le magnésium successivement dans les smectites, illites puis chlorites au cours du métamorphisme. À l'inverse, la déshydratation métamorphique du faciès schiste vert au faciès granulite marque une perte significative du Lithium. En effet, au-dessus de la température de transformation smectite-illite, le lithium est de plus en plus mobilisé par le fluide (Chan *et al.*, 2002, 1994 ; Chan et Kastner, 2000). Ainsi, la quantité de lithium perdu par le metasédiment en contact avec le fluide dépend de la température à laquelle a lieu la perte de fluides (Chan et Kastner, 2000 ; Millot et Négrel, 2007 ; Scholz *et al.*, 2010, 2009; Vigier *et al.*, 2008). Un des facteurs clé de la concentration en lithium dans les metapelites lors du métamorphisme est la stabilité des phyllosilicates magnésiens (biotite) et du staurotide. Dans le staurotide, le lithium se substitue également aux ions divalents comme le magnésium, le fer ou le zinc dans le site en coordinance tétraédrique (Dutrow *et al.*, 1986; Hawthorne *et al.*, 1993). Dans les metapelites et les metabauxites, le staurotide est de loin le minéral le plus riche en lithium comparé aux autres minéraux comme les micas ou le quartz qui ont moins de 0,1 % poids Li_2O (Dutrow *et al.*, 1986; Feenstra *et al.*, 2003). Les staurotides du massif de Dora-Maira contiennent par exemple 0,9 % poids de Li_2O (Chopin *et al.*, 2003). Ainsi une formation sédimentaire peut perdre 20 à 50 % de son contenu initial en lithium lors des réactions de déshydratation métamorphique entre 250 et 650 °C (Marschall *et al.*, 2007; Qiu *et al.*, 2011; Teng *et al.*, 2007; Zack *et al.*, 2003) et encore au-delà en température, certains exemples suggèrent que le passage du faciès amphibolite au faciès granulite peut conduire à la perte de 90 % du lithium contenu initialement dans les metapelites (Qiu, 2011).

2.2.4. Processus magmatiques

Lors de la cristallisation de magmas de composition granitique, la cristallisation de minéraux anhydres comme le feldspath potassique (~40 % vol.), le quartz (~30 % vol.) et les plagioclases (~20 % vol.) a pour effet d'augmenter la concentration relative du magma résiduel en éléments incompatibles (H_2O , Li, P, LILE³, HFSE⁴) car le coefficient de partage (K_d) minéral/magma granitique pour le lithium est très en faveur du magma avec des $K_{d\text{minéral/magma}}$ entre 0,05 et 0,1 pour les minéraux anhydres (Tableau 2) qui représentent de l'ordre de 90 % des cristaux. Cependant, une partie de ces éléments va être intégrée dans les minéraux hydratés (\pm muscovite \pm biotite \pm amphibole \pm apatite) et les oxydes. En effet, une partie du lithium notamment, est intégré dans les ~10 % restants de micas blancs et noirs dans lesquels le lithium est compatible (Icenhower et London, 1995). Des phénomènes de cristallisations fractionnées successives au sein de complexes intrusifs granodioritique à granitique doivent conduire à la génération de magmas résiduel enrichis en eau dissoute et en éléments volatils (Černý *et al.*, 2005).

² pm = pico mètre = 10^{-12} m

³ Éléments incompatibles à grand rayon ionique et comportement lithophile : K, Rb, Cs, Sr, Ba, etc.

⁴ Éléments incompatibles à fort effet de champ (rapport charge/rayon ionique élevé) : Zr, Ta, Nb, Hf, REE, Th, U, etc.

	Feldspath potassique	Albite	Quartz	Muscovite	Biotite	Amphibole
Kd _{Minéral/magma}	0,05	0,1	0,05	1,67	1,65	0.05-0.19
Référence	Walker <i>et al.</i> (1989)	Walker <i>et al.</i> (1989)	Jolliff <i>et al.</i> (1992)	Icenhower et London (1995)	Icenhower et London (1995)	Tiepolo <i>et al.</i> (2007)

Tableau 2 : Coefficients de partage minéral/magma du lithium pour les minéraux majeurs constituant les granites.

2.3. PORTEURS MINÉRALOGIQUES DU LITHIUM

Un minimum de 115 espèces minérales contenant du lithium sont recensées dans la base de données de l'International Mineralogical Association (IMA, <http://rruff.info/ima/>). Parmi ces espèces, 14 espèces sont les plus communes et/ou les porteuses de l'essentiel du lithium contenu dans différents types de gisements (Tableau 3).

Li ₂ O %	Minéral	Formule	Groupe	Poids moléculaire (gm)
10.20	Montebrasite	LiAl(PO ₄)(OH,F)	Phosphate	146.4
9.54	Lithiophilite	LiMnPO ₄	Phosphate	156.85
9.47	Triphylite	LiFe ²⁺ PO ₄	Phosphate	157.76
8.03	Spodumene	LiAlSi ₂ O ₆	Inosilicate	186.09
7.41	Amblygonite	(Li,Na)Al(PO ₄)(F,OH)	Phosphate	151.41
7.28	Jadarite	LiNaB ₃ SiO ₇ (OH)	Nesosilicate	221.63
6.46	Polyolithionite (Lepidolite)	KLi ₂ AlSi ₄ O ₁₀ (F,OH) ₂	Phyllosilicate	393.12
5.62	Trilithionite (Lepidolite)	KLi _{1.5} Al _{1.5} AlSi ₃ O ₁₀ F ₂	Phyllosilicate	399.21
4.76	Borocookeite	Li _(1+3x) Al _(4-x) (BSi ₃)O ₁₀ (OH,F) ₈ [x=0-0.33]	Phyllosilicate	502.73
4.50	Petalite	LiAlSi ₄ O ₁₀	Phyllosilicate	305.15
4.07	Elbaite	Na(Li,Al) ₃ Al ₆ (BO ₃) ₃ Si ₆ O ₁₈ (OH) ₄	Cyclosilicate	916.68
3.42	Zinnwaldite	KLiFe ²⁺ Al(AlSi ₃)O ₁₀ (F,OH) ₂	Phyllosilicate	437.1
3.16	Lithiophorite	(Al,Li)Mn ⁴⁺ O ₂ (OH) ₂	Hydroxyde	141.92
2.86	Cookeite	LiAl ₄ (Si ₃ Al)O ₁₀ (OH) ₈	Phyllosilicate	522.16
1.16	Hectorite	Na _{0,3} (Mg,Li) ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	Phyllosilicate	383.25

Tableau 3 : Contenu en lithium (% poids), formules structurales, groupe minéralogique et poids moléculaire des principales espèces minérales contenant du lithium. Source : IMA.

Le classement par teneur en oxyde de lithium décroissante de ces différents minéraux (Figure 3) montre que les groupes contenant le plus de lithium sont les phosphates, les inosilicates et nésosilicates suivi des phyllosilicates. Une ressource en lithium va donc dépendre du ou des espèces minérales à lithium présentes en roche et de leurs proportions relatives dans celle-ci.

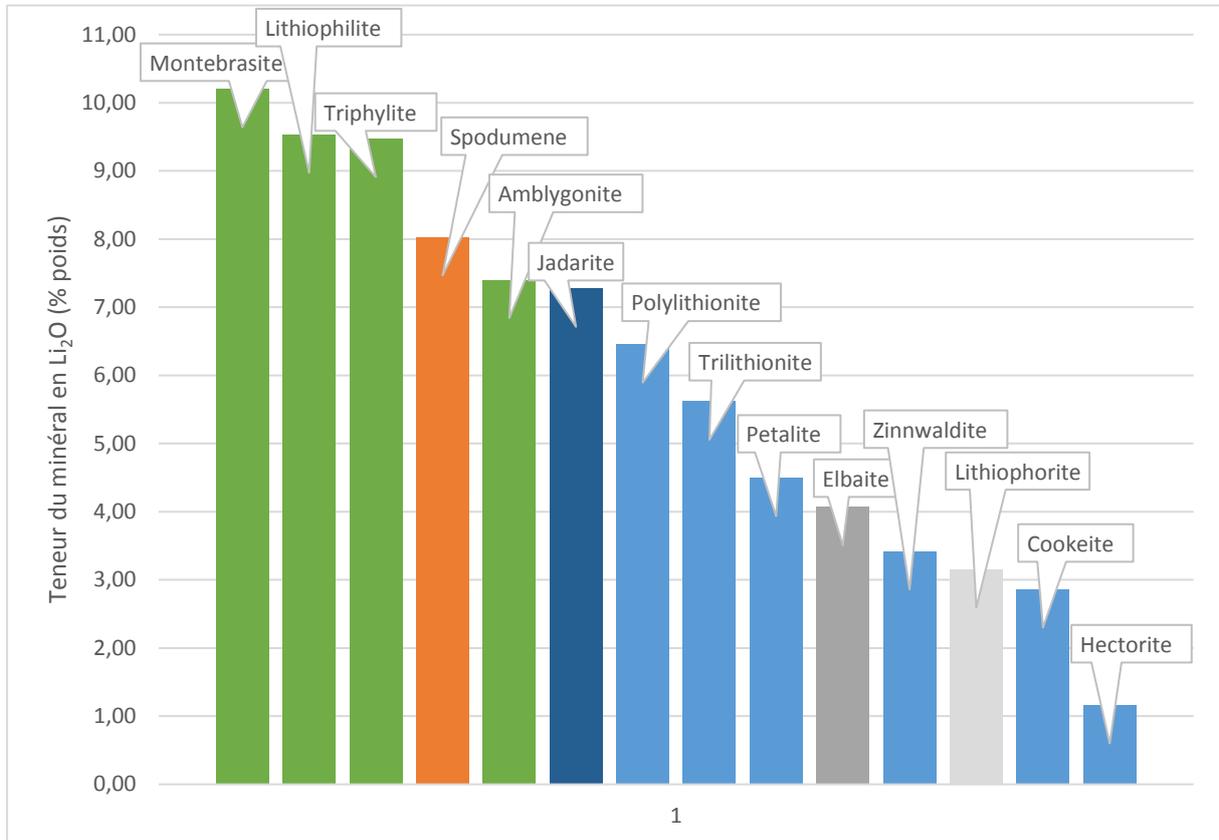


Figure 3 : Concentration théorique maximale en lithium (exprimé en pourcentage poids de Li₂O) dans les minéraux lithinifères les plus communs. Vert : phosphates, bleu clair : phyllosilicates, orange : Inosilicates, bleu foncé : Nesosilicates, gris foncé : cyclosilicates, gris clair : hydroxydes. Source des données : International Mineralogical Association (<http://rruff.info/ima/>). La lépidolite (non figurée) n'est pas une espèce minérale mais le nom d'une série qui représente la solution solide polyolithionite-trilithionite de formule générale $K(Li,Al)_3(Si,Al)_4O_{10}(F,OH)_2$.

3. Métallogénie des gisements de lithium, traitement et projets d'exploration

3.1. PRINCIPAUX TYPES DE MINÉRALISATIONS À LITHIUM SOUS LA FORME DE ROCHES DURES EN FRANCE MÉTROPOLITAINE

3.1.1. Pegmatites à Lithium-Césium-Tantale

a) Définition

D'après London (2008), la définition d'une pegmatite est celle d'une roche magmatique, en général de composition granitique, qui se distingue des autres roches magmatiques par la taille extrême, mais aussi très variable des minéraux qui la constituent, ainsi que par l'abondance de cristaux squelettiques, graphiques et d'autres formes de croissance cristalline orientée (Figure 4). Les pegmatites sont des corps nettement délimités, homogènes ou zonés que l'on observe au sein de roches magmatiques ou métamorphiques. À cette définition, il convient d'ajouter que les pegmatites sont des corps d'un volume de quelques cm³ à moins⁵ de 1 km³ et qu'une pegmatite n'est jamais isolée mais en groupe de plusieurs corps de géochimie variable, jusqu'à plusieurs milliers d'individus (Černý *et al.*, 2005), et qui s'organisent en champs de groupes (clusters) de pegmatites (Deveaud *et al.*, 2013). Les quelques études qui se sont intéressées à la mise en place des pegmatites (Demartis *et al.*, 2011; Deveaud *et al.*, 2013; Silva *et al.*, 2018) mettent en évidence un important contrôle de leur mise en place par la déformation, soulignant le rôle des failles (drain) et de la contrainte principale (fentes de tension) ainsi que la pression des fluides associés à la cristallisation des pegmatites (Brisbin, 1986).



Injection de sillons de pegmatite dans des métasédiments. Cap de Creus (Catalogne)



Cristaux pluridécimétriques de feldspath potassiques entourés de biotite et albite dans un cœur quartzéux. Pegmatite de Margnac-Patureau, Monts d'Ambazac (Haute-Vienne).

⁵ À l'exception des pegmatites LCT archéennes à paléoprotérozoïques qui peuvent dépasser le Km³



Quartz à croissance squelettique (en fougère). Texture graphique, pegmatite de Margnac-Pegmatite de Chabannes, Monts d'Ambazac Patureau, Monts d'Ambazac (Haute-Vienne) (Haute-Vienne)

Figure 4 : Exemples de pegmatites et de textures spécifiques des pegmatites. Clichés E. Gloaguen.

b) Classification

La classification des pegmatites de Černý et Ercit (2005) est la plus communément utilisée (Tableau 4). Cette classification des pegmatites est basée sur la profondeur de mise en place (ex : classe abyssale), la texture (ex : classe miarolitique), la géochimie (ex : classe éléments rares) et la minéralogie (ex : classe muscovite) des pegmatites. Dans cette classification, les pegmatites sont distribuées en 3 familles symptomatiques de leur enrichissement en certains métaux, les pegmatites de la famille Lithium-Césium-Tantale (LCT), les pegmatites de la famille Niobium-Yttrium-Fluor (NYF) et les pegmatites de la famille hybride NYF-LCT.

• Les pegmatites de la famille Lithium-césium-tantale (LCT)

Les pegmatites de la famille LCT sont des pegmatites d'origine crustale, de composition similaire aux granites de type S issus de fusion de metasédiments alumineux (Chappell and White, 1992). Elles sont donc principalement rencontrées, ainsi que les granites crustaux, dans des contextes de collision continentale où les phénomènes de fusion partielle de sources metasédimentaires sont très répandus. Les pegmatites LCT sont peralumineuses⁶ ce qui se marque par une minéralogie constituée principalement de quartz, feldspath potassique, albite, ± biotite, ± muscovite, ± grenat, ± cordierite, ± sillimanite/andalousite, ± tourmaline. Les enrichissements en lithium, césium et tantale – même relatifs - sont une des caractéristiques les plus marquées des pegmatites LCT (Černý *et al.*, 2012). Dans les pegmatites LCT, les porteurs principaux du lithium sont le spodumène, la pétalite, l'elbaite, la série de la lépidolite, et les phosphates des séries amblygonite-montebrazite et lithiophilite-triptychite (Tableau 3). Le césium est en général présent dans les micas et béryl, plus rarement dans les pegmatites les plus évoluées géochimiquement sous la forme de pollucite ($\text{CsAlSi}_2\text{O}_6$) (Černý *et al.*, 2005; London, 2008). Le tantale est en général contenu dans les oxydes colombo-tantalite avec le niobium ainsi que dans la cassitérite (Tindle et Breaks, 1998) mais également dans des oxydes de tantale en fin de cristallisation des pegmatites les plus évoluées. En dehors du lithium, du césium et du tantale, ces pegmatites LCT sont remarquables par leur contenu en différents éléments fluants comme le phosphore, le bore ou le fluor. Dans les champs de pegmatites

⁶ Molaire $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) > 1$

LCT ces éléments fluants et le lithium sont présents en proportions variables, certains d'entre eux pouvant même être absent. Par exemple, les champs de pegmatites LCT du Cap de Creus (Espagne) contient des pegmatites sans minéraux lithinifères, les champs des pegmatites des Monts d'Ambazac contiennent des pegmatites sans bore (sans tourmalines).

Classe	Sous-classe	Type	Sous-type	Famille	
Abyssal	HREE			NYF	
	LREE				
	U			NYF	
	BBe			LCT	
Muscovite					
Muscovite-rare element	REE			NYF	
	Li			LCT	
Rare element	REE	Allanite-monazite		NYF	
		Euxenite		NYF	
		Gadolinite		NYF	
	Li	beryl	Beryl-columbite		LCT
			Beryl-columbite-phosphate		LCT
		complex	spodumene		LCT
			petalite		LCT
			lepidolite		LCT
			elbaite		LCT
			amblygonite		LCT
		Albite-spodumene		LCT	
Albite		LCT			
Miarolitic	REE	Topaze-beryl		NYF	
		Gadolinite-fergusonite		NYF	
	Li	Beryl-topaze		LCT	
		spodumene		LCT	
		petalite		LCT	
lepidolite		LCT			

Tableau 4 : Classification des pegmatites d'après Černý et al. (2012), modifié d'après Černý et Ercit (2005). Les pegmatites qui constituent des gisements de lithium sensu lato sont en gras.

- **Les pegmatites de la famille niobium-yttrium-fluor (NYF)**

Les pegmatites de type NYF ont des compositions peralcalines⁷. Elles se mettent en place dans des environnements de type rift et point chauds. Ces magmas sont originaires de la croûte inférieure avec une contribution mantellique. Elles sont riches en niobium-fer-titane-uranium-thorium, en terres rares, en fluor et sont appauvries en phosphore, en bore et en lithium. Les métaux sont portés par des oxydes complexes et des silicates. Ne constituant pas des objets d'intérêt pour la présente étude, le lecteur est renvoyé aux travaux de Černý *et al.* (2005) et London (2008) pour de plus amples détails.

c) Les types de pegmatites constituant des gisements

Les pegmatites qui contiennent des minéralisations importantes en lithium (> 0,5 % Li₂O) correspondent aux pegmatites de la famille LCT, classe éléments rares et miarolitique, types complexes et spodumène, pétalite, lépidolite indiquées en gras dans le Tableau 4. Dans les autres types et sous-types, des minéraux lithinifères peuvent être présents dans les phases tardives de cristallisation mais le volume de minéraux lithinifère est très faible. Il s'agit notamment de la lépidolite et des phosphates de lithium (lithiophillite-triphyllite) que l'on trouve dans les parties albitiques des pegmatites du sous-type beryl-colombite-phosphate.

d) Modèle métallogénique et guide d'exploration

Il existe deux modèles de genèse des pegmatites LCT, le modèle de genèse granitique et le modèle de genèse anatectique (e.g. Černý *et al.*, 2005 ; London, 2008).

- **Modèle de genèse granitique**

Lors de la mise en place d'un magma de composition granitique, le magma résiduel s'enrichi en fluides et en éléments incompatibles (voir 2.2.4 Processus magmatiques). Ce magma résiduel se concentre par flottabilité en sommet et bordure des granites parents pour former les pegmatites. Les pegmatites représentent donc la dernière fraction de liquide magmatique issu d'un processus de cristallisation très important, la cristallisation de toute l'intrusion. Cependant il n'y a pas de corrélation entre le volume du granite et le volume de pegmatite car les intrusions granitiques associés à des champs de pegmatites à éléments-rares varient fortement en volume, depuis des petites intrusions jusque des batholites (Černý *et al.*, 2005).

Depuis les travaux de Jahns (1955, 1982), les évolutions de nombreux rapports d'éléments majeurs et d'éléments en traces (Rb/Sr, Rb/Ba, Na/K, Zr/Hf, Nb/Ta, LREE/HREE, Li/Cs, etc) et les similitudes géochimiques entre les différents faciès de granites et les pegmatites spatialement associées sont considérées comme une démonstration du processus de fractionnement d'une part et de filiation d'autre part (Figure 5).

L'ascension de magmas pegmatitiques doit lui-même être associé à des phénomènes de fractionnement à mesure que les magmas s'éloignent de leur pluton parent. Ces processus d'ascension et de fractionnement lors de l'ascension des magmas pegmatitiques ne sont pas encore bien compris (London, 2008). Cet auteur propose l'existence d'une zonation chimique verticale du magma dans l'intrusion et une extraction à différents niveaux du pluton par des mécanismes de filtre-pressé qui expulseraient les magmas pegmatitiques dans l'encaissant. D'autres mécanismes sont proposés comme par exemple la ségrégation cristaux-magma (Figure 6) par écoulement turbulent dans des dykes en toit d'intrusion (e.g. Yamato *et al.*, 2015).

⁷ Molaire $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O) < 1$

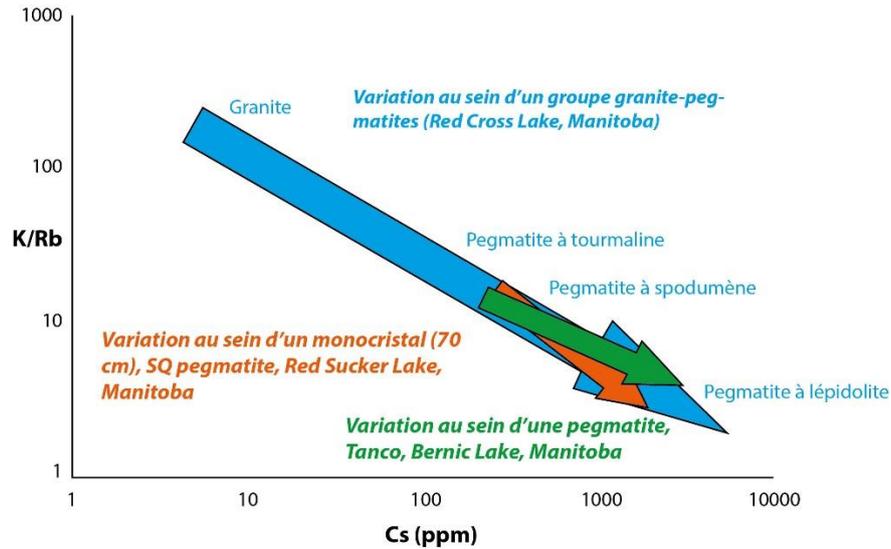


Figure 5 : Exemple de variations du rapport K/Rb en fonction de la teneur en césium au sein d'un monocrystal de feldspath (Red Sucker Lake, Canada), au sein d'une pegmatite (Tanco, Canada) et au sein d'un groupe de pegmatites (Red Cross Lake, Canada). Au fur et à mesure de la cristallisation le rapport K/Rb doit diminuer notamment du fait de la cristallisation des feldspaths et le contenu en Césium doit augmenter car c'est un élément incompatible qui se concentre préférentiellement dans le liquide magmatique résiduel. Cette tendance démontre l'existence de phénomènes de fractionnement lors de la cristallisation des pegmatites. Modifié d'après London (2008).

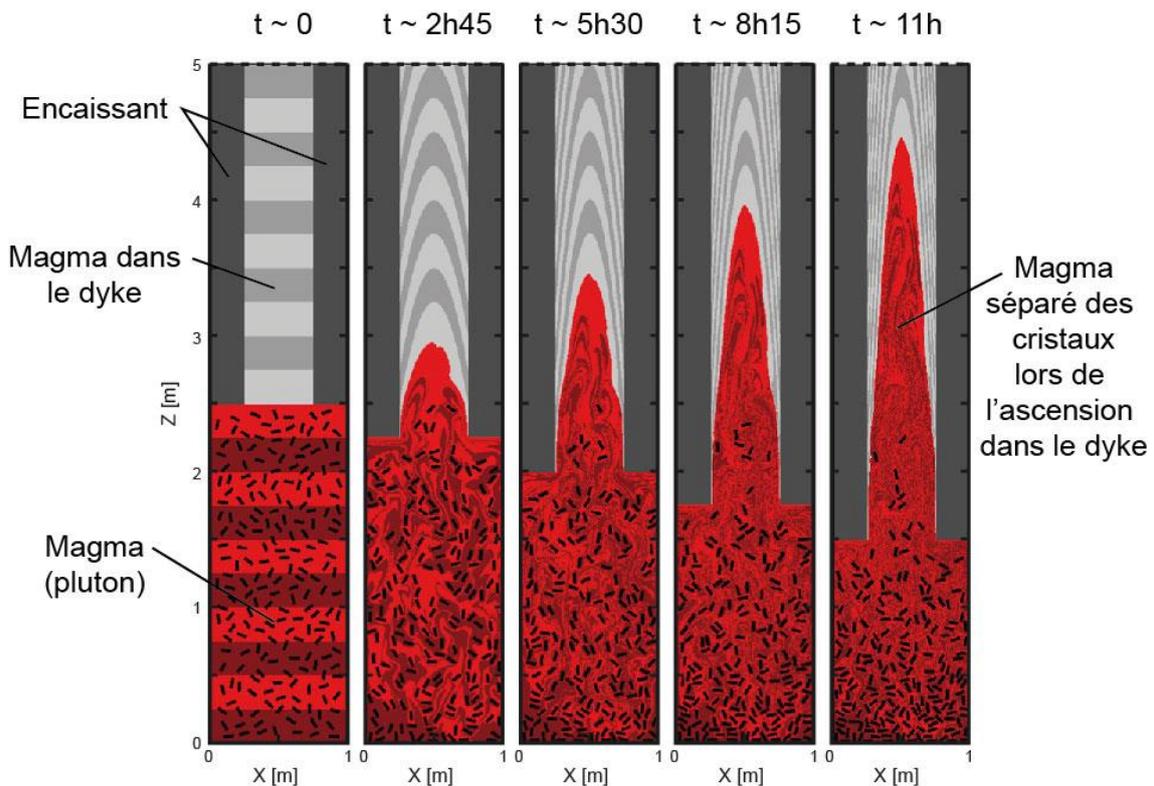


Figure 6 : Exemple de modélisation numérique de séparation liquide-cristaux dans un dyke en sommet de pluton. Les bandes de couleurs horizontales (gris clair/gris sombre et rouge clair/rouge sombres n'ont pas de propriétés différentes, elles servent à visualiser les déplacements des magmas au cours du temps. A t0 il y a dans le dyke un magma (gris) et dans le granite un magma (rouge) de même propriétés physiques avec en plus des cristaux. On observe que lors de l'ascension du magma (rouge) dans le dyke, celui-ci se sépare des cristaux dans certaines conditions liées la concentration en cristaux dans le magma, la taille des cristaux, le contraste de densité magma-cristaux, et dans une moindre mesure à la largeur du dyke et au gradient de pression. Modifié d'après Yamato et al. (2015).

Les zonalités observées dans les champs pegmatitiques autour des plutons, avec des pegmatites stériles proches des granites et de plus en plus évoluées loin du granite parent (Figure 7), seraient ainsi liées à ces phénomènes d'ascension et de fractionnement au cours de l'ascension des magmas pegmatitiques.

• **Modèle de genèse anatectique**

Ce modèle, proposé par de nombreux auteurs, fait l'hypothèse que les pegmatites sont issues de roches crustales subissant une fusion partielle (e.g. Norton, 1973). Pour former des liquides de composition adéquates, le pourcentage de fusion partielle doit être très faible de façon à ce que les liquides magmatiques produits soient le plus riche possible en éléments incompatibles. Par ailleurs, un faible taux de fusion partielle implique la production d'un faible volume de magma, ce qui est une des caractéristiques des pegmatites (10^{-6} à 10^{-3} Km³), volumétriquement de 3 à 10 ordres de grandeur plus faible que pour les granites (1 à 10^4 Km³, Jellinek and DePaolo, 2003). Les sources doivent correspondre à des sédiments crustaux, en particulier des metapelites dans lesquelles les éléments incompatibles n'ont pas été perdus lors du métamorphisme prograde. Les minéraux porteurs du lithium peuvent être la muscovite, la biotite, le staurotide. Par ailleurs, les phases porteuses doivent pouvoir être mobilisées dans les processus de fusion. Du fait du faible taux de fusion, les liquides anatectiques ne sont pas connectés. Ainsi, des conditions très particulières doivent permettre l'extraction de ces gouttes dans une matrice qui peut être assimilée à extraire des gouttes de magma d'une éponge solide. Plusieurs hypothèses sont possibles :

- la matrice est fortement anisotrope et à fort pendage, ce qui favorise la connectivité des gouttes de magma produits, une fusion lit par lit et la migration des produits de fusion vers le haut par flottabilité ;
- la matrice subit une forte compression (cisaillement pur) et/ou une déformation cisailante (cisaillement simple) permettant la collecte des produits de fusion partielle ;
- la perméabilité est élevée (perméabilité dynamique) et le contraste de viscosité magma/migmatite très fort ce qui permet l'extraction et l'ascension sous la forme d'une onde solitaire (Figure 8) de magma pegmatitique (Deveaud, 2015; Deveaud *et al.*, 2015a).

Ces hypothèses mettent en parallèle des phénomènes qui ont des cinématiques qui diffèrent de plusieurs ordres de grandeur entre la vitesse d'un magma (plusieurs cm à mètres/an) et la vitesse de la déformation (0,3 cm/an maximum). Mais la vitesse moyenne de déformation résulte d'une somme de déformations instantanées (par exemple un séisme) où la vitesse est très rapide mais pour un petit volume. C'est donc la vitesse instantanée qu'il faut considérer de manière similaire à la différence entre la perméabilité statique et dynamique d'une roche. Le temps de résidence du liquide produit dans la source est également un paramètre. Ces liquides doivent par ailleurs subir des processus de fractionnement au cours de leur ascension pour atteindre les concentrations observées (London, 2005). Le mécanisme de type soliton, déjà invoqué pour des magmas (e.g. Coumou *et al.*, 2006), tout comme la séparation liquide-

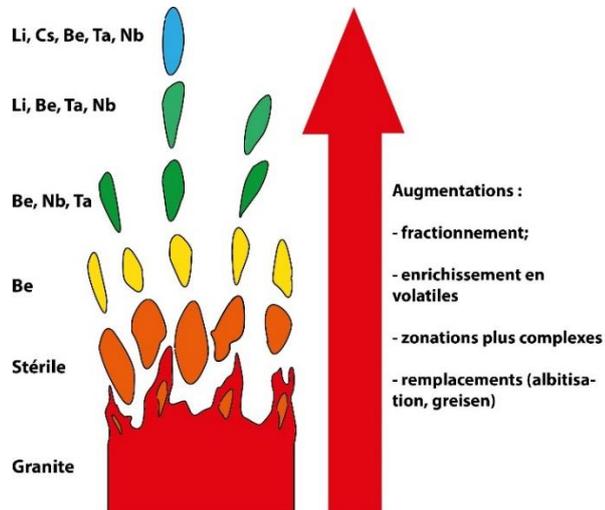


Figure 7 : Représentation schématique de l'évolution chimique (et donc minéralogique) des magmas proportionnellement à leur mise en place à distance du granite parent. Modifié d'après London (2008).

cristaux (e.g. Yamato *et al.*, 2015) pourraient être des mécanismes de fractionnement efficaces lors de l'ascension des magmas pegmatitiques.

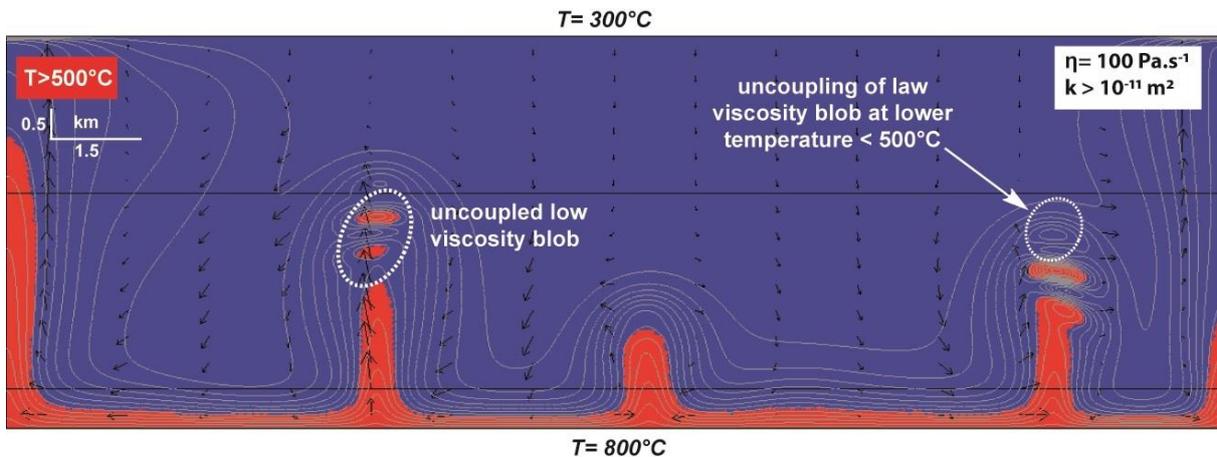


Figure 8 : Exemple de modélisation numérique d'ascension de magma pegmatitique à partir d'une source crustale chaude et perméable à $t = 820$ ans après le début de l'ascension. On observe que la partie supérieure du corps magmatique (soliton) en cours d'ascension s'est séparé d'une partie inférieure du corps ce qui pourrait expliquer un fractionnement. D'après Deveaud *et al.* (2015).

• Guides d'exploration

Quel que soit le modèle métallogénique suivi, certains éléments apparaissent comme communs :

- l'existence d'un enrichissement régional en lithium se traduisant dans les metasédiments et/ou les granites peralumineux par des anomalies géochimiques en lithium ;
- la mise en place des pegmatites au-delà de leur source est contrôlée par la déformation, notamment par les failles (e.g. Černý *et al.*, 2005; Demartis *et al.*, 2011). Les pegmatites se localisent donc majoritairement à proximité des failles et dans les zones d'intersections de failles (e.g. Deveaud *et al.*, 2015, 2013; Silva *et al.*, 2018). La compréhension de la déformation régionale est donc un enjeu et un guide majeur. Ainsi par exemple, le pourcentage de pegmatites riches ($> 0,5\%$ Li_2O) est très faible, de 4 % dans le champs de pegmatite de Barroso-Alvaõ au Portugal et ces 4 % sont localisés dans les zones où se trouve la plus forte densité de pegmatites stériles et minéralisées (Silva *et al.*, 2018), ce qui montre que les pegmatites minéralisées sont localisées dans les zones où les drains sont les plus efficaces, d'où une plus importante concentration de corps pegmatitiques.

Dans l'hypothèse d'une genèse des pegmatites à partir de granite, les guides d'exploration sont les suivants :

- la recherche de granites fractionnés peralumineux de type S, notamment riches en lithium ;
- les zones de cisaillements recoupant ou proches de ces granites pouvant servir de drains aux pegmatites ;
- les zones en dilatance autour et en sommet de plutons dans lesquelles les pegmatites devraient se localiser préférentiellement.

Dans l'hypothèse d'une genèse anatectique des pegmatites, elles doivent être spatialement associée, suivant les 3 dimensions, à des zones de fusion partielle de metasédiments, les guides de prospection sont les suivants :

- recherche de zones régionales où les encaissants et/ou les granites crustaux présentent des enrichissements en lithium ;
- recherche des zones de plus haut grade métamorphique marqués par la présence de minéraux de métamorphisme, de fusion partielle, de granites d'anatexie ;
- prospection de la périphérie des zones de fusion partielle en intégrant le rôle des failles comme drains qui permettent aux pegmatites de se mettre en place plus haut dans la croûte.

3.1.2. Granites à métaux rares

a) Définition

Les granites à métaux rares tels que définis par Černý *et al.* (2005) et Linnen et Cuney (2005) sont des granites riches en albite, relativement pauvres en quartz, peralcalins à peralumineux, montrant un net enrichissement d'origine magmatique en divers métaux, des rapports Zr/Hf et Nb/Ta extrêmement bas (respectivement <18 et <5, Ballouard *et al.*, 2016) avec un spectre d'élément relié à leur géochimie. Cet enrichissement en métaux se traduit par une minéralisation disséminée dans toute la masse du granite ainsi que fréquemment par des minéralisations magmatiques-hydrothermales sous la forme de greisens et de veines développées au niveau de leur toit et/ou les recoupant (Černý *et al.*, 2005; Cuney *et al.*, 2002; Linnen and Cuney, 2005).

Ces granites se trouvent principalement dans des contextes tardi-orogéniques mais également dans des contextes de subduction (sous la forme de porphyres) ou encore en contexte anorogénique. Ils se mettent en place à proximité de la paléosurface sous la forme de corps intrusifs isolés de très petite dimension, inférieur ou égal à 1 Km³ (Beauvoir, France; Cuney *et al.*, 1992), de dykes de microgranite (Tréguennec, France ; Lulzac et Apolinarski, 1986) de rhyolite (Richemont, France; Raimbault and Burnol, 1998) ou de roches volcaniques comme Spor Mountain (USA) qui est le plus important gisement mondial de beryllium (Dailey *et al.*, 2018 et références incluses).

b) Classification

Les granites à métaux rares sont répartis en trois groupes (Černý *et al.*, 2005; Linnen and Cuney, 2005): i) les granites peralcalins à métaux rares ; ii) les granites metalumineux à peralumineux pauvres en phosphore et iii) les granites peralumineux riches en phosphore.

• Les granites peralcalins à métaux rares

Les granites peralcalins à métaux rares sont caractérisés par des enrichissements très forts en fluor, terres rares, yttrium, zirconium et niobium. Ils sont rencontrés dans des contextes anorogéniques. Les enrichissements en lithium dans ces granites sont relativement modérés, de cent à quelques milliers de ppm et portés par des micas, zinnwaldite et polyolithionite. Ces granites ne sont pas connus en Europe.

• Les granites metalumineux à peralumineux pauvres en phosphore

Ces granites à métaux rares sont metalumineux à peralumineux pauvres en phosphore (< 1 % poids P₂O₅) et se rencontrent dans les contextes post-orogéniques à anorogéniques. Ils comportent des minéralisations disséminées en niobium, tantale, étain et des enrichissements modérés en Lithium de cent à quelques milliers de ppm sous la forme de zinnwaldite. Des exemples représentatifs sont les intrusions de Cinovec, Podlesi (République tchèque), Chavence et Les Châtelliers-Châteaumur en France.



Toit du granite de Beauvoir (blanc) avec les micaschistes au-dessus (marron). Le granite est recoupé par un greisen associé à des veines de quartz (zone marron-ocre dans le granite). Beauvoir, Échassières, Allier.



Stockscheider de Montebras (rose) entre le granite de Chanon (au sommet, altéré) et le granite à métaux rares de Montebras sous le stockscheider. Montebras, Soumans, Creuse.



Vue de détail du stockscheider montrant des feldspaths de 20 cm poussant à partir du contact tranché avec le granite de Chanon encaissant (gris sombre). Les feldspaths sont entourés d'une matrice de granite à métaux rare de Montebras.



Vue de détail du granite à métaux rares de Prat-ar-Hastel, Tréguennec (Finistère). Le litage est une foliation mylonitique lié au cisaillement du dyke de granite lors de la déformation varisque sénestre de la zone de cisaillement de Plonéour-Lanvern.

*Figure 9 : Exemples de granites à métaux rares Français et de leurs différents faciès.
Clichés E. Gloaguen*

• Les granites peralumineux riches en phosphore

Les granites peralumineux riches en phosphore et albite montrent de forts enrichissements en tantale, étain, fluor et lithium et sont formés dans des contextes de collision continentale. Dans ces types de granites les concentrations moyennes en lithium varient fortement entre 0.5 et 1% Li₂O. Ces concentrations sont portés par différents minéraux comme les phosphates (amblygonite-montebrasite) et des phyllosilicates (polyolithionite-trillithionite, Li-muscovite, plus rarement zinwaldite). Des exemples représentatifs (Figure 9) sont les intrusions du nord Massif central comme Beauvoir (Allier) et Montebras (Creuse) et leur équivalent volcanique, la rhyolite de Richemont (Haute-Vienne), ou encore les dykes de Tréguennec (Finistère) ou l'intrusion d'Argemela au Portugal.

c) Les types de granites à métaux rares constituant les gisements

Les concentrations importantes en lithium magmatique sont uniquement trouvées dans la classe des granites à métaux rares riches en phosphore. Dans les autres types, des minéraux porteurs de lithium peuvent exister mais à des concentrations trop faibles. Par contre, des circulations hydrothermales de fluides chauds à la transition magmatique-hydrothermale peuvent conduire à la formation locale d'unités hydrothermalisées minéralisées (greisens)

d) Modèle métallogénique et guides d'exploration

L'hypothèse privilégiée (Černý *et al.*, 2005) est celle d'une origine par fusion partielle de metasediments. Néanmoins ces granites à métaux rares pourraient également représenter la dernière injection, et la plus fractionnée, au sein de plutons différenciés verticalement (Kovalenko *et al.*, 1970 ; Cuney *et al.*, 1992 ; Yin *et al.*, 1995). On retrouve donc une similitude forte entre ces granites à métaux rare riche en phosphore et les pegmatites LCT. Les modèles métallogénique sont donc pour partie similaires et non répétés ici. Un point important semble être le lien spatial entre les granites à métaux rares et les grandes zones de cisaillement ductile d'échelle *a priori* crustale : Montebas et le cisaillement ductile dextre de la Marche, Beauvoir et le cisaillement ductile décrochant du sillon Houiller, Tréguennec et la zone de cisaillement ductile senestre de Plonéour-Lanvern.

Les principales différences entre les granites à métaux rares riches et phosphore et les pegmatites LCT sont :

- i) Une différence de volume (granite>>pegmatite) ;
- ii) Une différence de nombre (granites à métaux rare en intrusions isolées ou de quelques rares individus à comparer à des champs de pegmatites de plusieurs centaines d'individus ;
- iii) Une différence de niveau structural de mise en place car les granites à métaux rares ne sont pas observés au sein des champs de pegmatites, et montrent en général une mise en place proche de la surface (faciès volcanique ou subvolcanique).

Ces 3 points convergent pour suggérer que les processus de génération des magmas pour les granites et les pegmatites sont similaires mais que l'extraction et l'ascension de ces magmas pourrait être favorisée par la présence de grande structure de failles ductiles décrochantes.

Les guides de prospection proposés sont les suivants :

- à proximité des grandes zones de cisaillements ductile décrochants (~5 km de part et d'autre) ;
- recherche de zones régionales où les encaissants et/ou les granites crustaux présentent des enrichissements en lithium ;
- recherche de paleosurfaces préservées, par exemple marquées par la présence proche de bassins Carbonifères ou d'altérites Carbonifères.

3.1.3. Greisens

a) Définition

Les greisens (Figure 10) sont des faciès de granite transformés par des fluides hydrothermaux chauds en un assemblage principalement composé de quartz et de muscovite (Černý *et al.*, 2005). Les greisens sont des roches poreuses et dans ces pores peuvent se localiser des apatites, de la cassitérite et des sulfures. Les greisens sont localisés au toit des intrusions de granite ainsi que le long des failles recoupant les granites. L'existence d'apex où se focalisent les fluides hydrothermaux (Launay, 2018 ; Launay *et al.*, 2018) peut conduire à la greisenification totale de l'apex avec des puissances de greisens qui peuvent dépasser 100 m. La formation des greisens est liée à la circulation de fluides magmatiques acide et chauds issus de la fin de cristallisation du magma granitique. Ces fluides hydrolysent les feldspaths et les biotites et évacuent les éléments solubilisés, ce qui conduit à la formation d'une porosité dans le greisen malgré le développement de muscovite hydrothermale. Il a été démontré par Launay (2018) que les greisens sont des altérations actives qui, par la création de porosité, améliorent fortement les circulations hydrothermales conduisant à la formation de minéralisation.



Figure 10 : Exemple de développement d'un greisen (blanchiment lié à la disparition de la biotite noire) aux épontes d'une veine à tourmaline (noire). Lizio, Morbihan.
Cliché E. Gloaguen.

b) Les types de greisens constituant les gisements

Les greisens développés dans les granites crustaux peralumineux classiquement associés aux gisements Sn-W sont des greisens parfois minéralisés en étain (cassitérite) mais ne semblent pas conduire à la formation d'enrichissement en lithium. Par exemple, le gisement W-Sn-(Cu) de classe mondiale de Panasqueira (Portugal) contient des greisens dont la teneur moyenne est de l'ordre de 732 ppm Li_2O (Bussink, 1984).

Inversement, les greisens développés sur les granites à métaux rares peralumineux pauvres en phosphore, peuvent être minéralisés en lithium alors que le granite hôte est peu minéralisé. Par exemple, le granite à métaux rare de Cinovec (frontière Allemagne-République Tchèque) contient une ressource indiquée de 372,4 Mt de greisens minéralisés à une teneur de 0,4 % Li_2O principalement sous la forme de zinnwaldite. D'autres coproduits sont associés au lithium dans ces greisens, notamment l'étain et le tungstène et d'autres petits métaux (In, Sc, etc), suivants les cas.

Ces greisens sont à prospector au toit des granites à métaux rares peralumineux pauvres et phosphore et le long des zones de failles ou filons hydrothermaux de haute température les recoupants.

3.1.4. Autres types de lithologies à minéraux lithinifères

Un certain nombre de formations géologiques contiennent des anomalies en lithium, portées par des espèces minéralogiques différentes. Certaines formations géologiques présentent des teneurs faibles mais représentent des forts volumes ce qui pourrait en faire d'hypothétiques gros gisements futurs. Inversement, des altérations hydrothermales à lithium pourrait rester au stade d'indice et sont donc citées à titre purement indicatif.

a) Formations géologiques faible teneur – fort tonnage

- **Les schistes noirs de l'Aalénien (Jurassique moyen) du Dauphiné**

Les schistes noirs de l'Aalénien (Figure 11) de la région de La Grave (Hautes-Alpes) à Saint-Jean-de-Maurienne (Savoie) ont une minéralogie relativement homogène, composée surtout de pyrophyllite, de cookéite (chlorite lithinifère), de chamosite et dans une moindre mesure de muscovite, margarite et paragonite (Jullien et Goffé, 1993 et références incluses). Ces schistes sont très riches en exsudats synschisteux de quartz et en veines de calcite. De nombreuses veines de quartz sous la forme de fente de tension recoupant ces schistes ou les formations sous ou sus-jacentes contiennent fréquemment de la cookéite dans leur paragenèse. Le porteur minéralogique principal du lithium est donc ici une chlorite. Les teneurs en lithium en roche totale publiées (Henry *et al.*, 1996) sont de 9 à 1847 ppm Li_2O avec une moyenne de 441 ppm sur seulement 10 échantillons. Cette moyenne peut ne pas être représentative car, d'après Jullien et Goffé (1993), la quantité moyenne estimée en volume de cookéite dans les schistes du Dauphinois est de 5 à 10 %, ce qui correspond à une teneur d'environ 1 600 à 3 000 ppm de lithium. Cette richesse en lithium des schistes serait liée aux conditions de sédimentation d'après ces mêmes auteurs.

- **Les formations bauxitiques et argileuses**

Ainsi que discuté précédemment, le lithium entre favorablement dans les sites octaédriques des minéraux argileux ou encore sous la forme de chlorite (cookéite) mélangée aux argiles. De ce fait, en fonction de la nature du protolithe et des processus conduisant à la formation de niveaux argileux ou bauxitiques (hors gisements issus du démantèlement de gisements primaires), certaines formations argileuses ou Bauxitiques (notamment du sud de la France) pourraient contenir des teneurs non négligeables en lithium et ainsi potentiellement constituer des gisements basse teneur – fort tonnage. Pour la présente étude, une première recherche n'a pas abouti à l'obtention de données sur les teneurs en lithium de ces formations, ce qui pourrait être approfondi par une étude ultérieure.

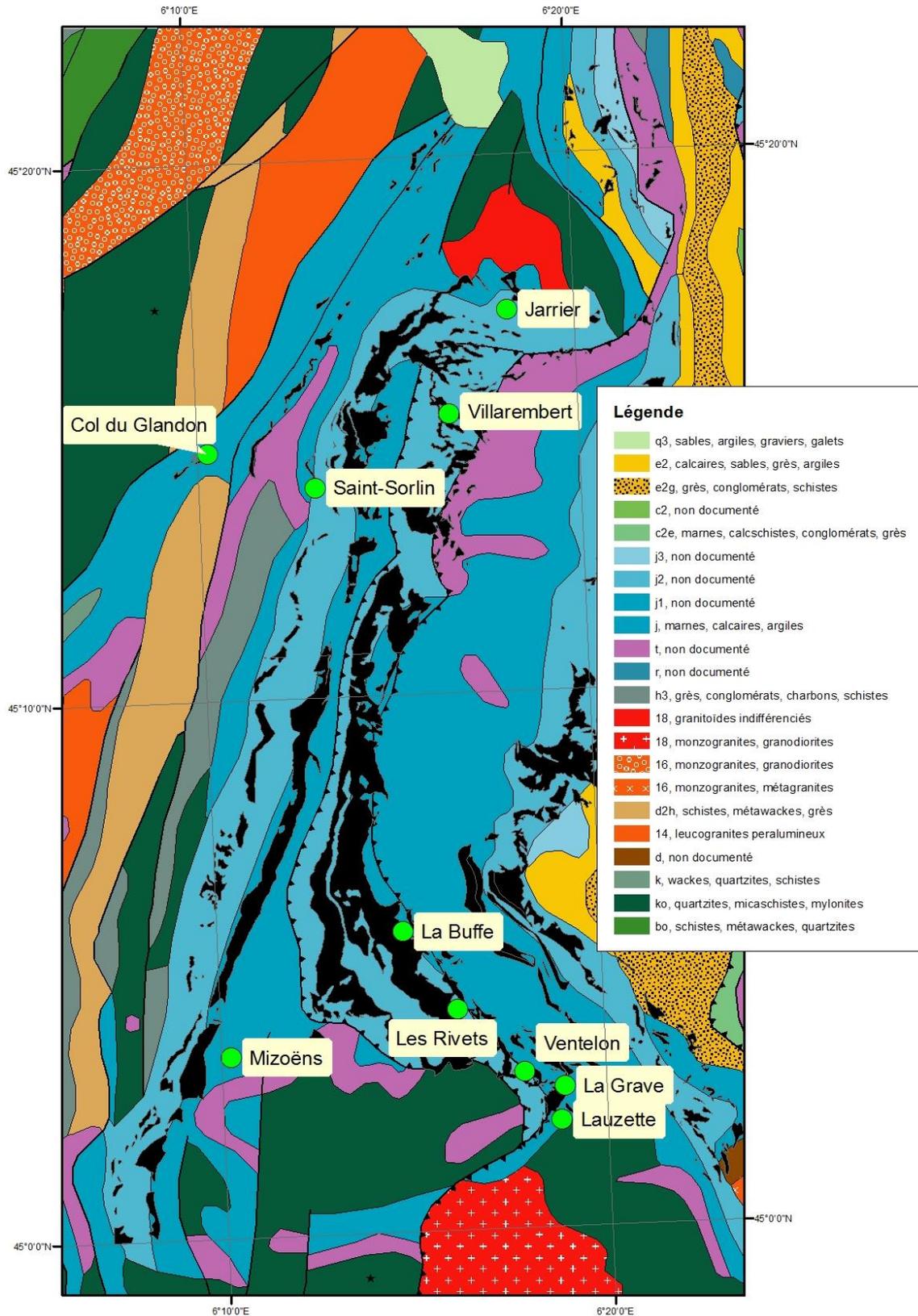


Figure 11 : Indices de cookéite (ronds verts) d'après Jullien et Goffé (1993) reportés sur les formations de l'Aalénien (polygones noirs) issus de la cartographie au 1/50 000 sur un fond géologique simplifié de la carte géologique de France au 1/1 000 000.

b) Les altérations hydrothermales faible teneur

• Altérations hydrothermales à tosudite des minéralisations aurifères du Châtelet (Creuse)

Les enveloppes d'altération hydrothermale du gisement aurifère du Châtelet (Creuse) localisé le long de la faille de la Marche à l'est du granite à métaux rare de Montebras, sont superposées à une paragenèse régionale à chlorite-phengite. Ces enveloppes d'altération hydrothermales contenant du lithium sont localisées aux épontes des veines et filons et présentent une puissance pluricentimétrique à plurimétriques au maximum. Le lithium est porté par la tosudite à lithium, un phyllosilicate interstratifié chlorite-smectite. Les parties externes de l'altération sont à kaolinite-tosudite-sidérite et les parties internes à illite-sidérite-pyrite/pyrrhotite. La transition entre les deux types de faciès est progressive. Cette altération c'est produite à une température de 180 à 280 °C, proche de la surface. Les teneurs en lithium reportées (Piantone *et al.*, 1994) sont relativement faibles, de 142 à 920 ppm Li_2O , sur des puissances également faibles. Ces altérations hydrothermales à lithium ont été associées à la circulation de fluides hydrothermaux riches en lithium dans la faille de la Marche associés à la mise en place en profondeur de granites à métaux de type Montebras (Piantone *et al.*, 1994).

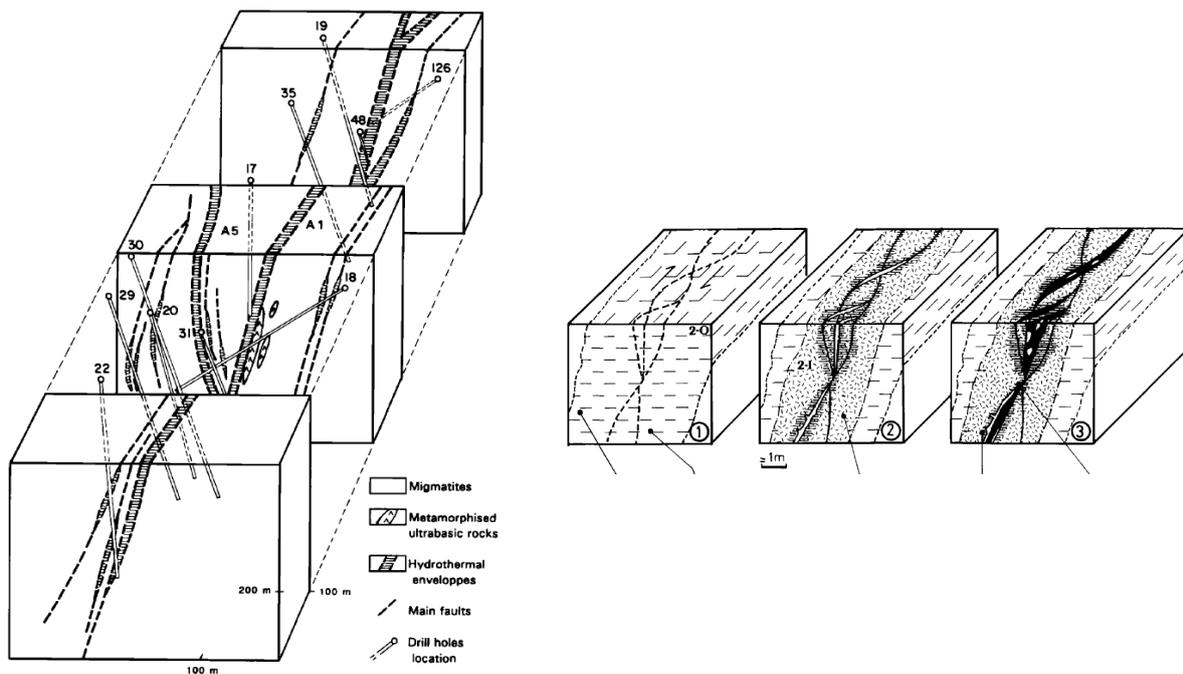


Figure 12 : Aspect des enveloppes d'altération hydrothermales du gisement du Châtelet, d'après Piantone *et al.* (1994). A gauche, bloc diagramme du filon Maurice entouré des enveloppes d'altération (hachurées). Les traits droits correspondent aux sondages carottés. À droite, bloc diagramme montrant en 1 l'altération à kaolinite-tosudite-sidérite (traits horizontaux) avec en 2 l'altération qui évolue progressivement en un assemblage illite-sidérite-pyrite aux épontes des filons puis en 3 l'arsénopyrite et quartz (en noir).

3.2. ORDRES DE GRANDEURS DES TENEURS ET TONNAGES DES DIFFÉRENTS TYPES DE GISEMENTS DE LITHIUM EN EUROPE

L'Europe continentale renferme de nombreuses occurrences de lithium sous forme de roches dures incluant entre autres les pegmatites LCT, les granites à métaux rares, greisens et le gisement de Jadar en Serbie. Un inventaire européen des projets miniers et des occurrences de lithium en Europe entrepris en 2017 fait état de 527 occurrences de lithium, 39 projets significatifs ou gisements et 15 compagnies d'exploration et/ou exploitation minérales recensés. Les ressources et réserves identifiées ont été évaluées dans un système CRIRSCO (ex. JORC, NI 43-101), ou sont en cours d'évaluation, ou bien ont été évaluées historiquement par les services géologiques nationaux (ex. BRGM, BGS). En 2018, les ressources européennes sont estimées à environ 52 Mt d'oxyde de lithium soit environ 24 Mt de lithium métallique et les réserves à environ 660 000 t d'oxyde de lithium soit 333 000 t de lithium métallique (Gourcerol et Gloaguen, 2018).

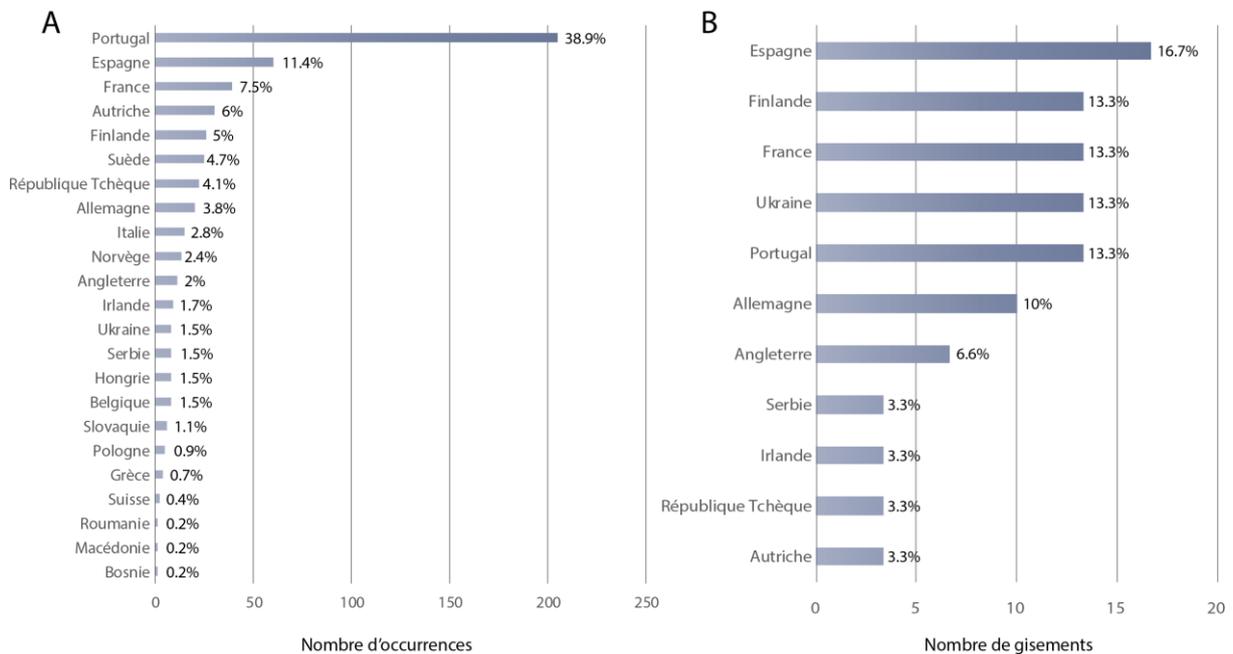


Figure 13 : Distribution des occurrences (A) et des gisements (B) de lithium en fonction des pays européens.

Parmi les pays hôtes, le Portugal et l'Espagne sont les plus représentés puisqu'ils regroupent plus de 50 % des occurrences de lithium. *A contrario*, la plupart des pays des Balkans sont très peu représentés avec moins de 3 % ce qui suggère soit des lacunes d'exploration dans cette zone géographique soit un changement métallogénique dans les orogènes méditerranéens et roches hôtes associées (Figure 13). En terme de distribution des gisements, l'Espagne, le Finlande, la France, l'Autriche, l'Ukraine et le Portugal sont les plus représentés et également les plus actifs au niveau de la prospection lithinifère.

Concernant les teneurs et tonnages des gisements identifiés, il apparaît que ces valeurs varient considérablement entre les différents types de gisement. Par exemple, les greisens européens (ex. St Austell, Cinovec) présentent un fort tonnage avec de relativement faibles teneurs ($\approx 0,5$ % Li_2O) (Figures 14 et 15). Alors que les pegmatites LCT (ex. Lânttä, Aclare) présentent en général un faible tonnage (dû principalement à leur taille et forme étroite) et de fortes teneurs (≈ 1 % Li_2O). Les granites à métaux rares (ex. Beauvoir, Montebbras) présentent des tonnages et teneurs intermédiaires aux gisements de type greisen et pegmatite. Enfin, le gisement Jadar présente un fort tonnage et de fortes teneurs ($\approx 1,2$ %) en Li_2O (Figure 15).

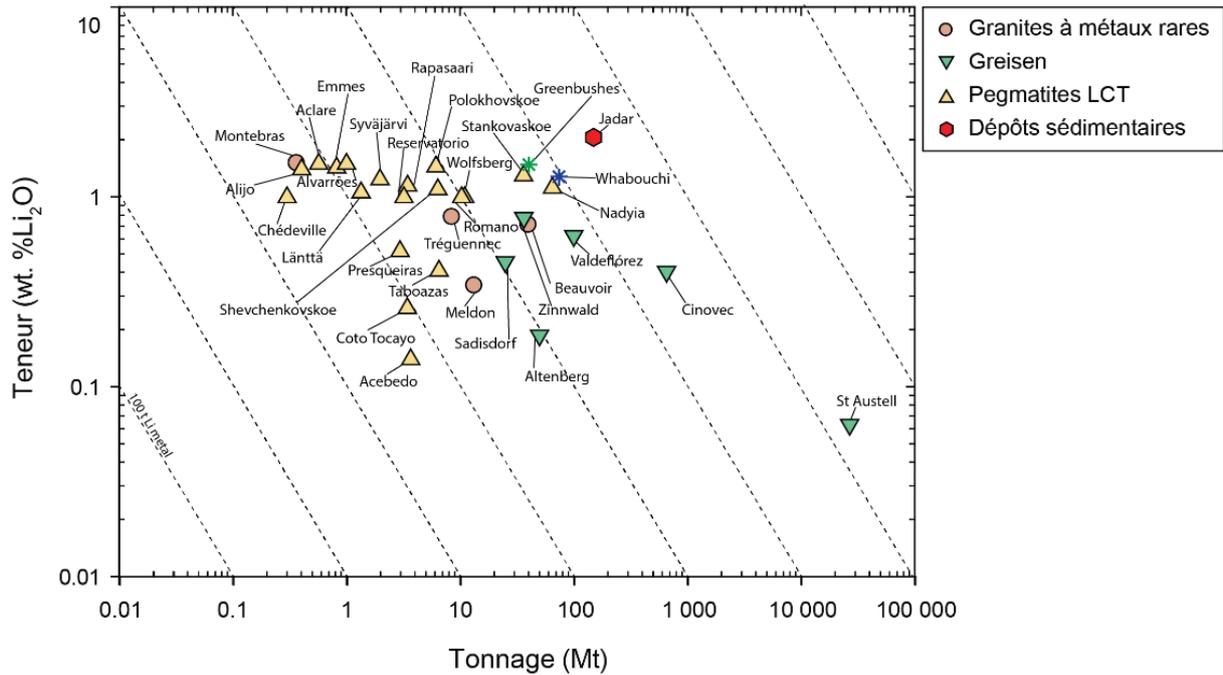


Figure 14 : Rapport teneur/tonnage pour les différents types de gisement lithinifère identifiés en Europe. Les teneurs et tonnages des gisements de classe mondiale de Greenbushes (Australie) et Whabouchi (Canada) ont été reportés pour comparaison.

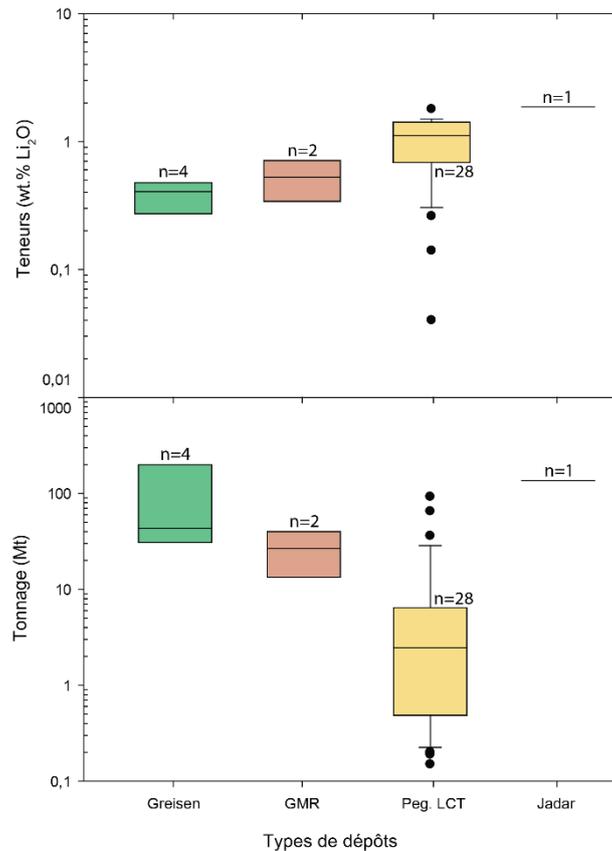


Figure 15 : Évaluation des teneurs et tonnages en fonction du type de gisement de lithium.

3.3. APERCU DES PROCÉDÉS DE TRAITEMENT DES MINÉRAIS DE LITHIUM

3.3.1. Procédés

Un des problèmes majeurs pour l'extraction et la production de lithium à partir de minéraux lithinifères est la diversité de formes minéralogiques (cf. Porteurs minéralogiques du Lithium). En effet, de nombreux minéraux porteurs ont été identifiés (ex. spodumène, pétalite, zinnwaldite) nécessitant des procédés d'extraction divers. Le coût de ces procédés représente un élément clé dans la potentielle mise en production d'un gisement. Par exemple, l'extraction du lithium à partir de la zinnwaldite (principal minéral porteur de lithium présent dans les coupoles granitiques) induit la séparation du fer et du lithium. Ce fer est un pénalisant et doit être impérativement dissocié du lithium afin d'obtenir un concentré de lithium pouvant être utilisé dans l'industrie du verre et de la céramique ou bien un carbonate de lithium de qualité métallurgique. À ce jour, des procédés tels que SiLeach promettent cette séparation mais ne sont applicables qu'à une échelle pilote.

Gisement	Minéral porteur	Compagnie	Nom du procédé	Année prévue d'industrialisation
Alvarroes	Lepidolite, zinnwaldite	Lepidico	L-Max	2019
Wolfsberg	Spodumene	European Lithium		2020
ALL	Spodumene	Keliber	Cleantech Process	2020
Jadar	Jadarite	Rio Tinto	Bundoora Integrated Continuous Chemical Pilot Plant (BICCPP)	2023
Cinovec	Zinnwaldite	European metals	Sileach hydrometallurgical process	20XX
Sadisdorf	Zinnwaldite, lepidolite	Lithium Australia/Tin International AG	Sileach hydrometallurgical process	20XX
Valdeflórez San José	Li micas	Infinity Lithium Corporation Ltd		XXXX

Tableau 5 : Nouveaux procédés en cours de développement adaptés à différents types de minéraux lithinifères. L'année d'industrialisation est indiquée si disponible. Source : données des compagnies.

D'après les données publiées par certaines compagnies minières, il apparaît que de nouveaux procédés en Europe puissent voir le jour entre 2019 et 2025.

Les procédés permettant d'extraire le lithium des différents minéraux porteurs varient selon les différentes usines de traitement et les différents gisements. Toutefois, certaines étapes communes sont identifiées permettant d'obtenir un concentré de minéral porteur pouvant être, par la suite, traité afin de produire du carbonate de lithium (Li_2CO_3) ou de l'hydroxyde de lithium (LiOH) de qualité métallurgique.

3.3.2. Obtention d'un concentré à partir du minerai

Le minerai extrait de la mine est concassé par des concassages primaires, secondaires voire tertiaires si nécessaire (à mâchoire et/ou à cône) couplés ou non à des cribles, ce qui permet d'obtenir une fraction de taille spécifique. Cette fraction est ensuite stockée avant d'être traitée successivement par flottation, séparations par gravité (spiraux, tables) et par magnétisme à intensités variables, et enfin par cyclonage avant d'être lavée et séchée (Figure 16). Les réactifs de flottation sont variables selon les sites de traitement (ex. acide gras, soude). Les pré-concentrés de minéraux porteurs (ex. spodumène, lépidolite, pétalite) sont ensuite lavés à l'acide sulfurique. À partir de ce procédé, différents concentrés peuvent être commercialisés dont un concentré dit de « verrerie » titrant à $\approx 4,8-5\%$ Li_2O et un concentré dit de « spodumène » titrant à $\approx 7,5\%$ Li_2O .

De plus, des coproduits comme le tantale et le niobium peuvent être récupérés dès la fin du concassage (ex. Mine de Bernic Lake, Canada) afin de subir des traitements spécifiques. La séparation par milieu dense n'est pas toujours nécessaire mais peut s'avérer efficace. Ainsi pour la mine de Bikita (Zimbabwe), le flottant de pétalite (densité 2,3-2,5) et un plongeur de quartz-spodumène (densités respectives de 2,65 et 3,13-3,2) ont pu être séparés afin d'obtenir un concentré de pétalite et un concentré de spodumène par des traitements complémentaires.

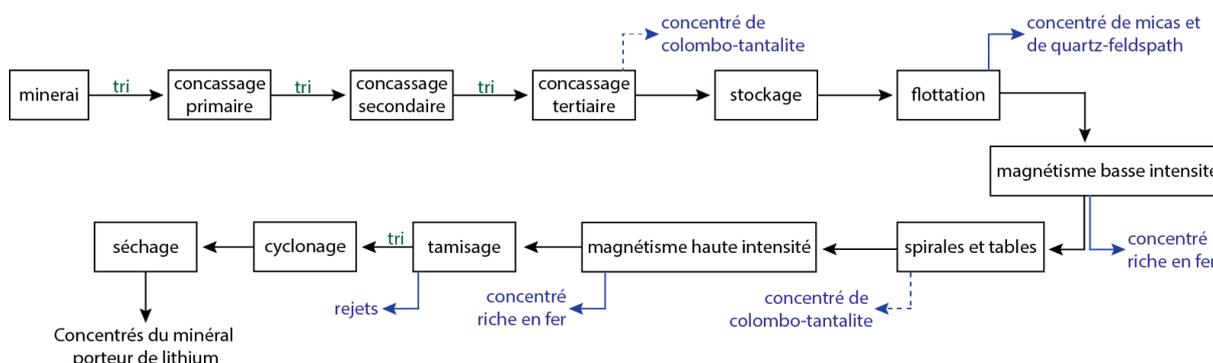


Figure 16 : Schéma d'un procédé simplifié permettant la production de concentré de minéral porteur de lithium.

3.3.3. Traitement du concentré de minéraux riches en Lithium

Afin d'obtenir du carbonate de lithium (Li_2CO_3), deux procédés sont principalement utilisés : la voie acide et la voie basique (Labbé et Daw, 2012), et cela, quel que soit le minéral porteur de lithium (ex. spodumène, pétalite, lépidolite).

La conversion du concentré de spodumène et de pétalite en carbonate de lithium de qualité métallurgique implique principalement un traitement par voie acide permettant un meilleur taux de récupération du lithium par rapport à la voie basique (Ollivier *et al.*, 1978). Ce traitement élaboré par Lithium Corporation of America, désormais FMC Lithium, consiste tout d'abord en une torréfaction préalable du concentré à haute température (entre 1 050 - 1 150 °C en général) ce qui permet d'obtenir un concentré en spodumène- β (Sitando et Crouse, 2012), suivie d'un refroidissement et d'un broyage du produit obtenu.

Par la suite, deux procédés se distinguent dans la littérature : procédé dit de « sulfatage » et de « carbonatation ».

Le procédé dit de « sulfatage » (Figure 17) consiste en :

- une attaque par de l'acide sulfurique à chaud (200-250 °C) permettant de dissoudre le lithium sous forme de sulfate Li_2SO_4 et LiHSO_4 (Ellestad *et al.*, 1950 ; Archambault *et al.*, 1962). La pulpe est ensuite rincée à l'eau ce qui entraîne Li_2SO_4 en solution. Du calcaire est ajouté pour relever le pH et éliminer le fer et l'aluminium de la solution ;
- la pulpe est alors filtrée. Un traitement à la chaux et au carbonate de sodium permet l'élimination du calcium et du magnésium avant une nouvelle filtration. Les conditions d'opérations nécessitent une température autour de 200°C ;
- la pulpe est ensuite neutralisée à l'acide sulfurique et concentrée dans un évaporateur. Elle est alors retraitée au carbonate de sodium à 90-100 °C ce qui précipite Li_2CO_3 sous forme solide de qualité métallurgique.

Ce procédé semble être préféré par les compagnies australiennes œuvrant en Europe comme European Lithium (projet Wolfberg, Autriche) et Infinity Lithium Corporation (San José, Espagne).

Le procédé dit de « carbonatation » (Figure 17) consiste en :

- une lixiviation sous pression du concentré avec ajout de carbonate de sodium permettant de précipiter Li_2CO_3 en solution avec de nombreuses d'impuretés ;
- ce précipité est ensuite traité au carbonate de calcium afin d'extraire ces impuretés telles que le fer et l'aluminium ;
- un ajout de CO_2 et d'eau permet la réaction de bicarbonate de lithium (LiHCO_3) sous forme aqueuse à partir de $\text{Li}_2\text{CO}_3(\text{s})$ (e.g., Perry et Phillips, 1995). Celui-ci étant plus soluble, cette étape permet de séparer les impuretés telles que les phosphates à partir de l'addition complémentaire d'hydroxyde de magnésium à températures et pressions modérées (35 °C - 3 bar) ;
- un échange d'ions permet l'élimination des ions métalliques multivalents ;
- enfin, par évaporation le bicarbonate de lithium cristallise en Li_2CO_3 sous forme solide de qualité métallurgique.

Ce procédé semble être privilégié par la compagnie européenne Keliber pour ces projets en Finlande (Meriläinen et Lovén, 2016).

En Chine, de nombreux autres procédés sont en application tels que la calcination à base de sulfate combinée à une lixiviation à l'eau (ex. Nanshi/Jinhui Lithium) ou la lixiviation acide sous faible pression (ex. Yichun Yinli New Energy). Il est à noter que d'autres procédés existent (ex. chloration, fluoration) mais semblent très peu répandus dans l'industrie lithinifère.

La voie basique (Nicholson, 1946) consiste en une torréfaction du concentré en présence de chaux à haute température (1 030 - 1 040 °C pour les concentrés de spodumène et pétalite et 800 – 1 050 °C pour la lépidolite) et de réactifs tels que le sulfate de sodium (dans le cas d'un procédé de sulfatage) ce qui permet de former du sulfate de lithium potassique.

- ce clinker est ensuite lessivé à l'eau chaude permettant d'obtenir du sulfate de lithium ;
- un ajout de chaux permet de précipiter différentes impuretés telles que le fer, le fluor, le magnésium etc ;
- le produit est retraité au carbonate de sodium à environ 90-100°C ce qui précipite Li_2CO_3 ;
- un ajout de CO_2 et d'eau, combiné à un échange ionique permet la réaction de bicarbonate de lithium (LiHCO_3) sous forme aqueuse à partir de $\text{Li}_2\text{CO}_3(\text{s})$ et l'élimination des ions métalliques multivalents.

Enfin par évaporation, le bicarbonate de lithium cristallise en Li_2CO_3 sous forme solide de qualité métallurgique.

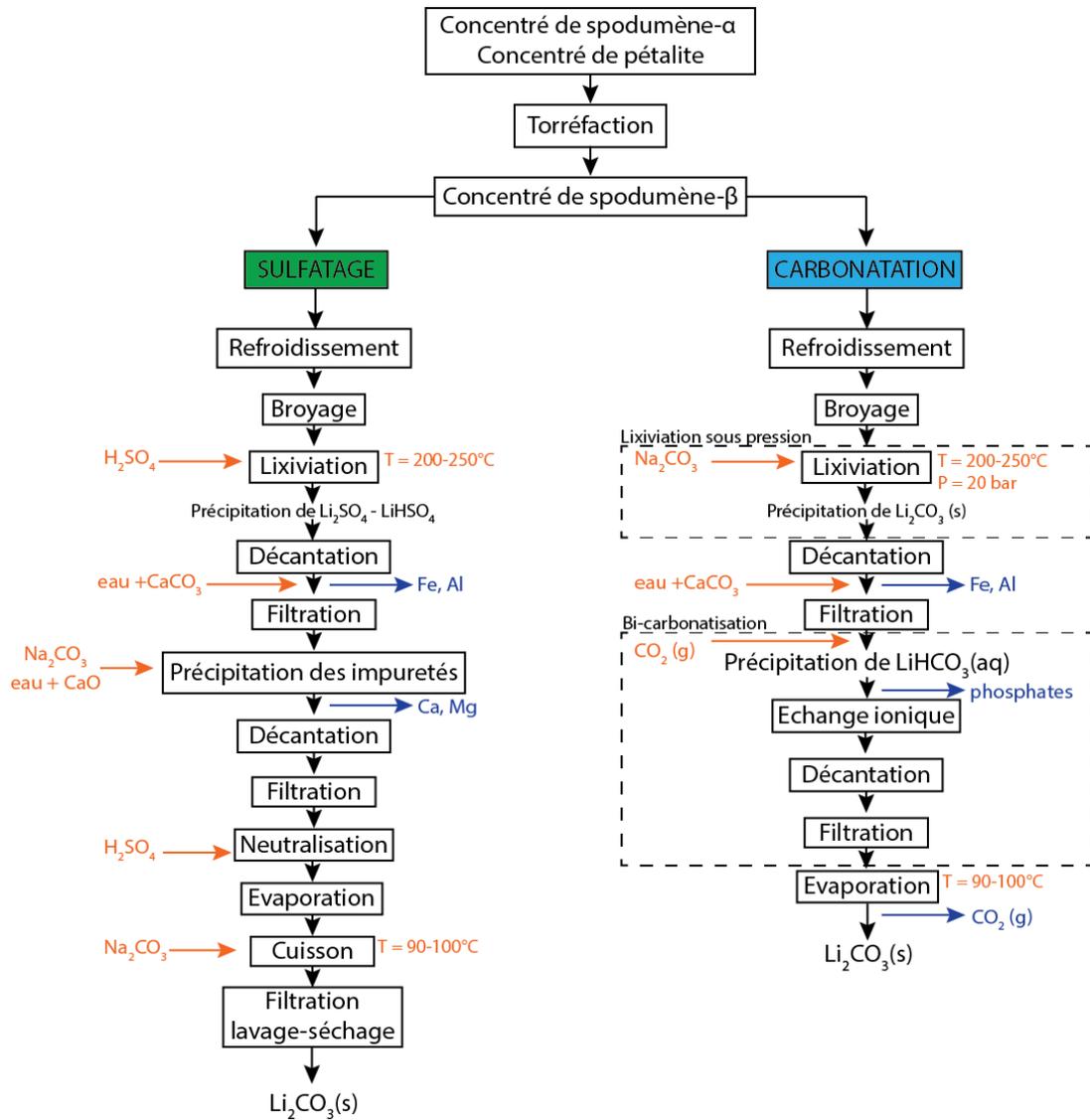


Figure 17 : Procédés de traitement des concentrés de spodumène et de pétalite à travers une voie acide et par sulfatage et carbonatation.

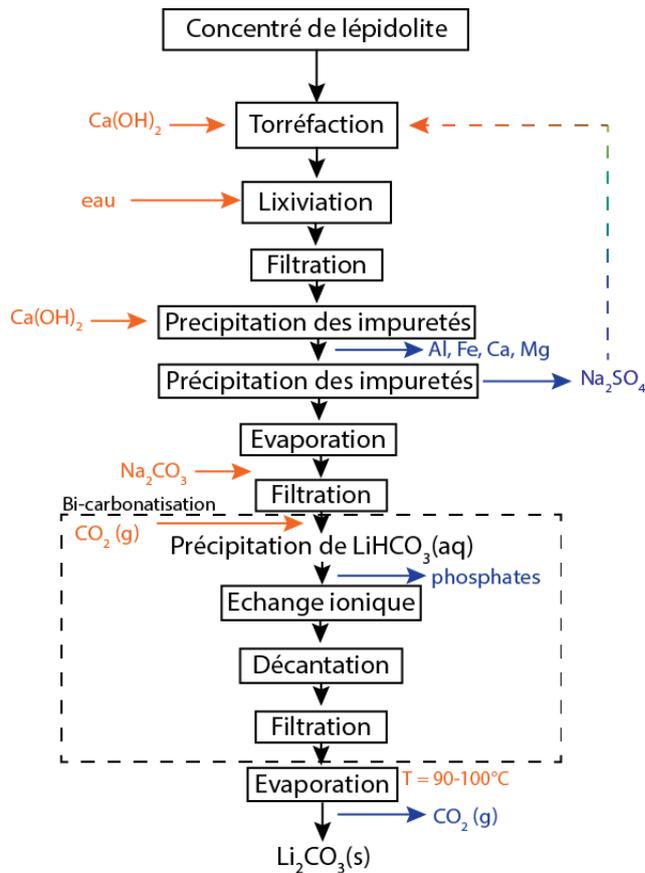


Figure 18 : Procédé par voie basique du traitement de la lépidolite (d'après European Metals Holdings Ltd, 2017).

chauffée à la vapeur sous vide avec de la chaux. La pulpe est décantée, filtrée et traitée à la soude et au carbonate de sodium afin de précipiter les impuretés. Par évaporation, LiOH-H₂O est précipité et un séchage final permet la précipitation de LiOH de qualité métallurgique (procédé d'après European Lithium).

Des variantes de ce traitement existent telles que le procédé breveté de Nemaska Lithium (Canada) incluant une électrolyse de sulfate de lithium (Li₂SO₄) au lieu de l'ajout de carbonate de sodium. Cette électrolyse permet la division du Li₂SO₄ en LiOH et H₂SO₄. Cette méthode permet de réduire considérablement le coût lié aux consommables chimiques tels que le carbonate de sodium et la soude.

En Europe, European Metals envisage ce procédé pour le traitement de la lépidolite (Figure 18) sur le site de Cinovec (République Tchèque). De plus, Labbé et Daw (2012) notent que ce procédé est utilisé par certains métallurgistes chinois.

De plus, les compagnies minières Lepidico et Lithium Australia testent de nouveaux procédés (respectivement L-Max et SiLeach) hydrométallurgiques permettant d'extraire le lithium à partir des micas (ex. lépidolites, zinnwaldite), et espèrent les mettre en application prochainement.

3.3.4. Traitement du carbonate de lithium en hydroxyde de lithium

Bien que les formes les plus commercialisées du lithium soient le carbonate de lithium et le concentré de minéral porteur, certaines compagnies produisent ou envisagent de produire de l'hydroxyde de lithium (Figure 19) de qualité métallurgique ayant une plus grande valeur marchande notamment dans l'industrie des batteries.

Cet hydroxyde de lithium (LiOH) est produit à partir d'un Li₂CO₃ en solution

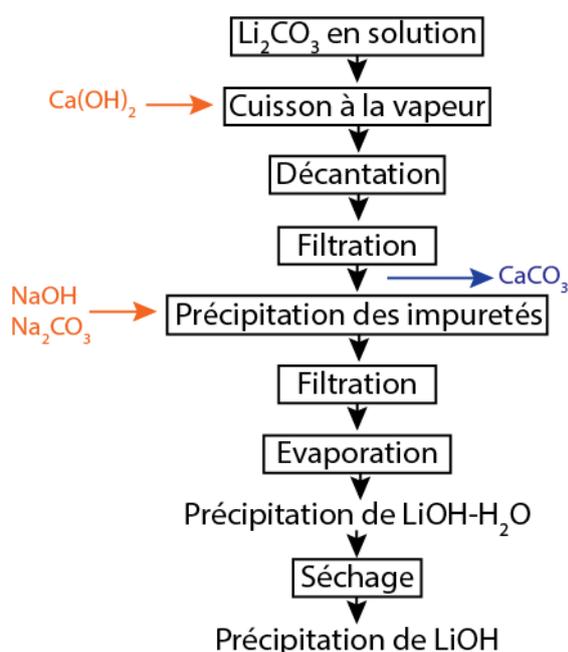


Figure 19 : Procédé de traitement du carbonate de lithium en solution pour l'obtention d'hydroxide de lithium (European Lithium, 2018).

3.3.5. Coûts de production

Ces procédés permettraient de produire 9 000 t de carbonates de lithium issus des projets miniers finlandais gérés par Keliber en 2025 avec un coût de production estimé à 3 500 US\$/t ou encore 25 000 t de carbonates de lithium issus du gisement de Sadisdorf (Lithium Australia) pour un coût de production de 2 500 US\$/t (Tableau 6).

En termes de comparaison des coûts de production à l'échelle mondiale, les gisements associés aux saumures présentent de plus faibles coûts de production comparés aux gisements associés aux minéraux lithinifères (Figure 20). Cet aspect est principalement dû à de faibles coûts d'exploitation et de faibles investissements initiaux pour les saumures. Les gisements dits « non-conventionnels », principalement associés à des argiles lithinifères (ex. hectorite), présentent des coûts en général intermédiaires (Figure 20).

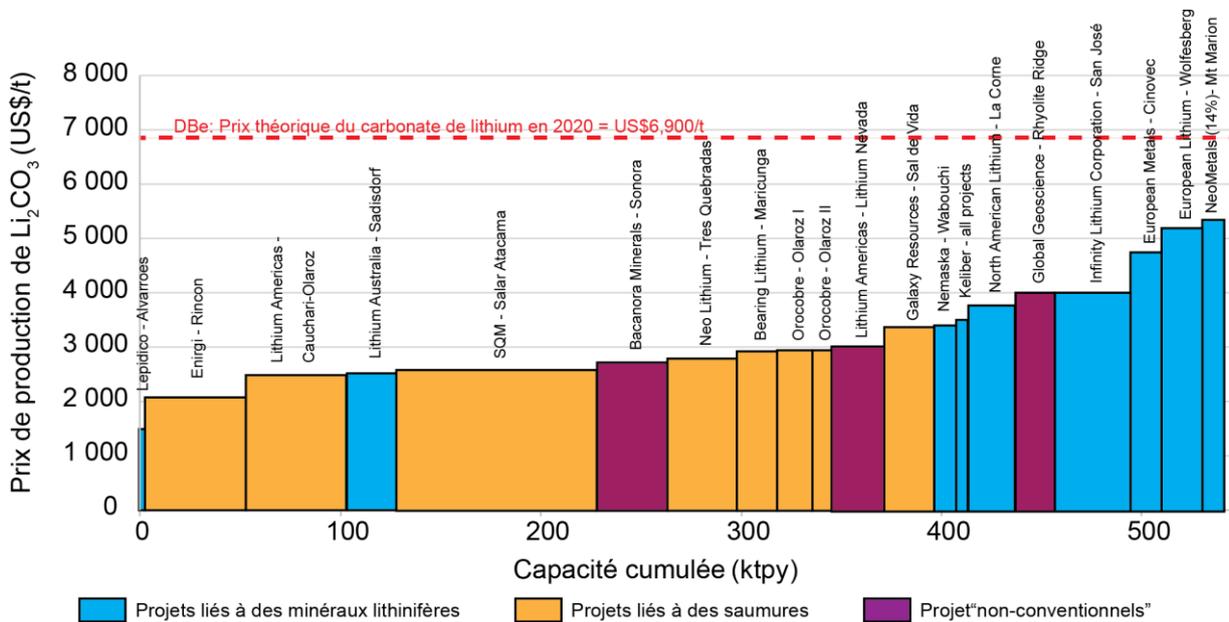
Toutefois, cette estimation ne prend pas en compte les potentiels coproduits et sous-produits tels que le tantale, l'étain ou le tungstène dans le cas des gisements associés aux minéraux lithinifères pouvant contrebalancer les coûts de production plus élevés que les saumures dont les coproduits (chlorure, sulfate de potassium) présentent généralement une plus faible valeur marchande. De plus, le concentré de lithium issu des minéraux lithinifères permet de produire un carbonate de lithium de qualité métallurgique en général de qualité supérieure à celui des saumures.

L'évaluation des projets européens (ex. projets appartenant à Keliber, San José, Cinovec) indique que leur prix de production soit en adéquation avec une diminution significative du prix de vente du carbonate de lithium dans les années à venir (source : Deutsche Bank ; 6 900 US\$/t en 2020), ce qui suggère que les projets miniers puissent être rentables à moyen terme.

Compagnies	Projets	Coût de production (US\$)	Capacité de production (t)
Lepidico	Alvarroes	1 500	3 000
Enirgi	Rincon	2 070	50 000
SQM	Salar Atacama	2 130	63 000
Lithium America Corp	Cauchari olaroz	2 495	25 000
Lithium Australia	Sadisdorf	2 500	25 000
Bacanora Minerals	Sonora	2 698	35 000
Neo Lithium Corp	Tres Quebradas	2 791	35 000
Lithium Americas Corp	Lithium Nevada	3 011	26 000
Galaxy Resources	Sal de Vida	3 369	25 000
Nemaska	Whabouchi	3 403	11 000
Orocobre	Olaroz	3 500	17 500
Keliber	ALL	3 500	9 000
North American Lithium	La Corne	3 785	23 000
Global Geoscience	Rhyolite Ridge	4 000	20 000
Infinity Lithium Corporation Ltd	San José	4 763	15 000
European metals	Cinovec	5 211	20 800
European Lithium	Wolfsberg	5 001	11 000
Pilbara Minerals	Mt Marion	5 345	20 000

Source: données fournies par les compagnies minières

Tableau 6 : Coût et capacité de production de différents projets lithinifères européens et internationaux.



Source: compagnies minières incluses dans cette étude; B.Gourcerol

Figure 20 : Capacité cumulée de production de diverses compagnies minières et leur prix de production associé.

3.4. APERÇU DES PROJETS D'EXPLORATION LITHIUM EN EUROPE

En 2018, 15 compagnies principalement internationales ont été identifiées, témoignant d'une dynamique positive autour de ce métal (Figure 21). Parmi celles-ci, les compagnies australiennes telles que Lithium Australia, Infinity Lithium Corporation, European Metals, European Lithium sont très largement représentées alors que les compagnies européennes sont relativement peu présentes dans le domaine (ex. Nova Lito, Keliber, Savannah Resources).

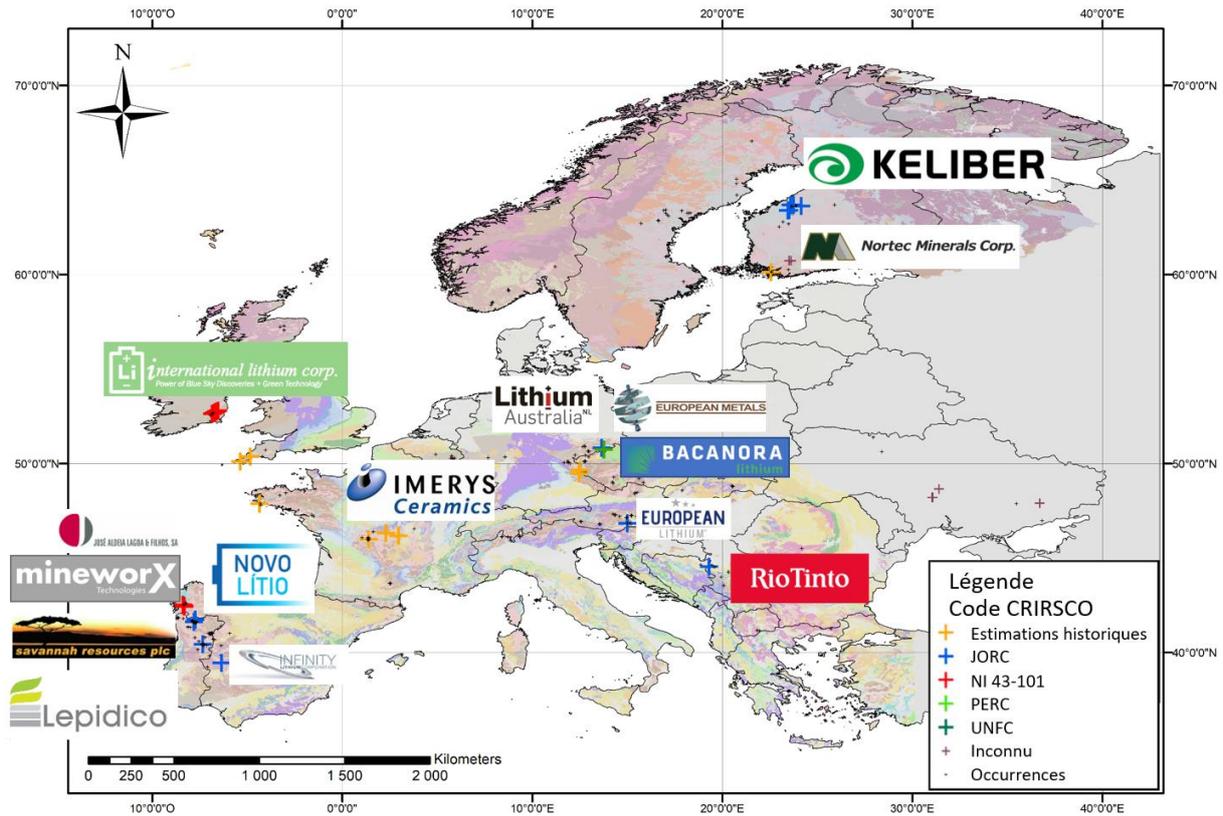


Figure 21 : Distribution des principaux gisements de lithium en Europe et leur actionnaires majoritaires.

4. Synthèse des gisements et districts

4.1. VUE D'ENSEMBLE

Pour la présente étude, l'ensemble des gisements et le plus grand nombre possible d'occurrences de minéraux lithinifères ont été compilés pour la France métropolitaine. 41 ressources et occurrences de lithium ont été répertoriées en France métropolitaine (Tableau 7). Les occurrences de chlorites lithinifères ne sont pas prises en compte car ne constituent pas aujourd'hui de potentiel ressources (faible teneur, problématique de traitement de la cookéïte, etc.)

Ces 41 ressources minérales et indices appartiennent au types suivants :

- **6 granites à métaux rares ou équivalent volcanique**, essentiellement de type granite peralumineux à métaux rares riche en phosphore, le granite de Chavence, de type pauvre en phosphore ne présentant pas *a priori* de potentiel pour le lithium. **Ces granites à métaux rares constituent la principale ressource potentielle de France métropolitaine ;**
- **2 types greisen**, dont celui du Brunet (Montebras) qui possède un potentiel de ressource en lithium ;
- **11 pegmatites sous-type lépidolite** qui peuvent représenter des ressources potentielles, par exemple les pegmatites minéralisées de Chèdeville (Haute-Vienne) mais également uniquement des indices quand les tonnages ou la quantité de minéraux lithinifère sont trop faibles ;
- 19 pegmatites sous-type béryl-colombite ou béryl-colombite-phosphate à mica lithinifère, qui ne sont que des indices sans potentiel ;
- 1 occurrence de pegmatite sous-type spodumène *a priori* sans potentiel ;
- 1 occurrence à tosudite et une occurrence atypique (Hectorite dans une zone d'altération supergène à l'île de Groix cité pour mémoire).

Parmi ceci, on compte 6 gisements à fort ou faible potentiel. Cette notion de potentiel intègre i) la production historique si celle-ci est connue ; ii) les ressources mesurées si elles ont été calculées ; iii) les ressources indiquées et iv) les ressources présumées. Les concentrations minérales lithinifères sur lesquels il existe des données sur un potentiel de ressources – **et non de réserves mesurées**⁸ - sont les suivants : Beauvoir, Tréguennec Prat-ar-Hastel, Montebras (granite), le Brunet (greisen), Chèdeville (pegmatites).

⁸ : toutes les évaluations historiques de réserves ne sont pas normées et ces réserves probables doivent être en toute rigueur basculées en ressources indiquées ou ressources mesurées, et réalisées par un géologue qualifié pour l'évaluation de ressources réserves (exemple normes Canadienne NI-43-101, Australienne JORC, Européenne, etc)

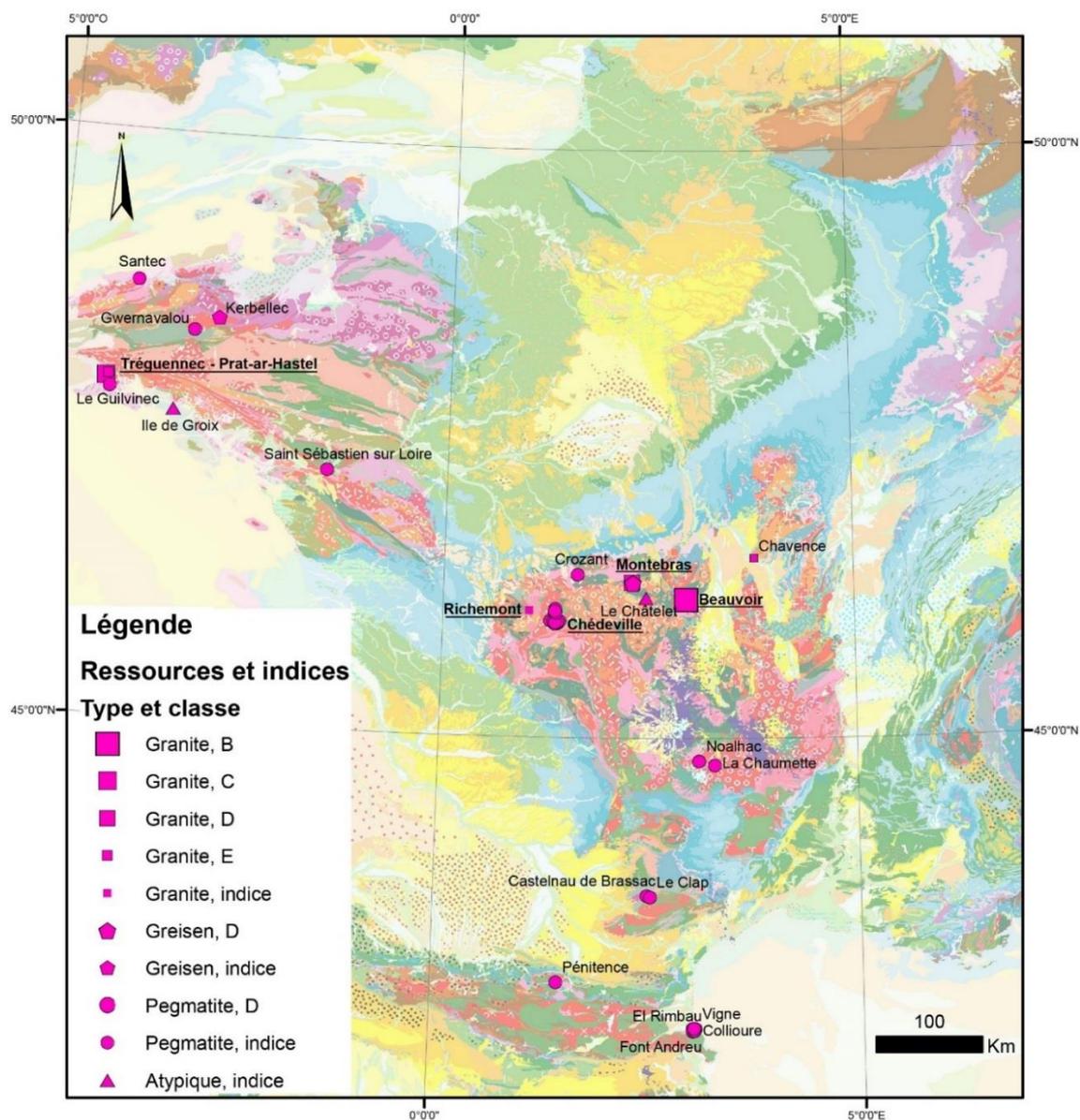


Figure 22 : Principales ressources et occurrences de lithium en France métropolitaine, classées par type de ressource. Granite = granite peralumineux à métaux rares, Pegmatite = pegmatite LCT, type Complexe, sous-type lépidolite, pétalite, spodumène, béryl-colombite-phosphate indifférencié.

Identifiant	Nom	Lon.	Lat.	Substance principale	Statut	Type de minéralisation
FRA-01917	Chavence	3.783055	46.533055	Sn	Indice	Granite PMR-PP
FRA-00003	Beauvoir	2.953114	46.181308	Kao	Gisement en exploitation	Granite PMR-RP
FRA-00060	Montebras	2.295544	46.321071	Feld	Gisement en exploitation	Granite PMR-RP
FRA-00328	Tréguennec - Prat-ar-Hastel	-4.34846	47.875073	Li	Ressource	Granite PMR-RP
FRA-04380	Richemont	1.046411	46.076501	Sn	Indice	Rhyolite PMR-RP
FRA-04395	Tréguennec - Tréluau	-4.311725	47.896731	Sn	Ressource	Granite PMR-RP
FRA-04090	Kerbellec	-2.9751	48.4392	W	Indice	Greisen à lithium
FRA-04401	Brunet Montebras	2.307838	46.32163	Li	Ressource	Greisen à lithium
FRA-00857	Margnac	1.3077	45.9954	Feld	Indice	Pegmatite Béryl

FRA-00862	Chanteloube	1.3607	46.0643	Feld	Indice	Pegmatite Béryl
FRA-00877	Mas Barbu	1.364049	46.09346 0	Feld	Indice	Pegmatite Béryl
FRA-02165	Orvault	-1.6004	47.2636	Feld	Indice	Pegmatite Béryl
FRA-02167	Castelnau de Brassac	2.499166	43.65805 5	Feld	Indice	Pegmatite Béryl
FRA-02901	Château Valmy 2	3.033867	42.53030 1	Feld	Indice	Pegmatite Béryl
FRA-04378	Santec	-4.035277	48.71333 3	Li	Indice	Pegmatite Béryl
FRA-04379	Les Vieux	1.414679	45.99032 2	Li	Indice	Pegmatite Béryl
FRA-04381	Vilatte-Haute	1.367673	46.06472 2	Feld	Indice	Pegmatite Béryl
FRA-04382	Vilatte-Basse	1.3672642	46.06805 5	Feld	Indice	Pegmatite Béryl
FRA-04385	Les Hureaux	1.361585	45.98032 6	Feld	Indice	Pegmatite Béryl
FRA-04386	Malabard	1.3709818	46.06092 8	Feld	Indice	Pegmatite Béryl
FRA-04387	Avent	1.3585284	46.07675 4	Feld	Indice	Pegmatite Béryl
FRA-04389	Collioure	3.066884	42.52512 6	Be	Indice	Pegmatite Béryl
FRA-04390	Font Andreu	3.035094	42.50486 2	Be	Indice	Pegmatite Béryl
FRA-04391	Pénitence	1.452022	42.91539 2	Be	Indice	Pegmatite Béryl
FRA-04392	Vigne	3.064642	42.52969	Be	Indice	Pegmatite Béryl
FRA-04393	El Rimbau	3.051715	42.50800 9	Be	Indice	Pegmatite Béryl
FRA-04394	La Vallmaria	3.047451	42.52757 6	Be	Indice	Pegmatite Béryl
FRA-00863	Chédeville	1.385833	45.97888 8	Li	Ressource	Pegmatite Lépidolite
FRA-00864	Chabannes	1.3452	45.9922	Feld	Indice	Pegmatite Lépidolite
FRA-01919	Larmont	1.39807	45.98462	Li	Indice	Pegmatite Lépidolite
FRA-02168	Crozant	1.626529	46.38678 2	Feld	Indice	Pegmatite Lépidolite
FRA-02169	La Chaumette	3.299252	44.77234 1	Feld	Ancienne exploitation	Pegmatite Lépidolite
FRA-02170	Le Clap	2.5321	43.64713	Li	Indice	Pegmatite Lépidolite
FRA-03113	Puy Garsault	1.3611	45.968	Li	Indice	Pegmatite Lépidolite
FRA-03114	St Sébastien sur Loire	-1.503411	47.20987 3	Li	Indice	Pegmatite Lépidolite
FRA-04383	Les Coudier	1.3957432	45.98254 4	Feld	Indice	Pegmatite Lépidolite
FRA-04396	Noalhac	3.112695	44.80479 2	Feld	Indice	Pegmatite Lépidolite
FRA-04397	Le Guilvinec	-4.28606	47.79301	Li	Indice	Pegmatite Lépidolite
FRA-01856	Gwernalou	-3.277686	48.32413 5	Be	Indice	Pegmatite Spodumène
FRA-00056	Le Châtelet	2.46869	46.1944	Au	Ancienne exploitation	Altération hydrothermale aurifère à tosudite
FRA-04388	Ile de Groix	-3.468746	47.63805 2	Fe	Indice	Altération supergène atypique

Tableau 7 : Liste des gisements et indices de lithium en France métropolitaine. Coordonnées géographique WGS 1984. Granite PMR-RP : Granite peralumineux à métaux rares riche en phosphore ; Granite PMR-PP : Granite peralumineux à métaux rares pauvre en phosphore ; Pegmatite Béryl : Pegmatite LCT sous-type Béryl-Colombite et sous-type Béryl-Colombite-Phosphates ; Pegmatite Lépidolite : Pegmatite LCT sous-type Lépidolite ; Pegmatite Spodumène.

4.2. MASSIF ARMORICAIN

4.2.1. District de Pont-L'Abbé

Le district de Pont l'Abbé (Figure 23) se localise dans la baie d'Audierne (Finistère sud). La Baie d'Audierne est constituée d'une séquence d'unité métamorphique avec une géométrie de synforme d'axe N50 entourée d'intrusions de granites varisques et d'orthoigneiss ordoviciens. Deux séries métamorphiques intégrant plusieurs unités lithostratigraphiques sont reconnues (Peucat, 1973 ; Peucat et Cogné, 1974) : une série inférieure métasédimentaire et un complexe ophiolitique basique - ultrabasique avec des unités volcanosédimentaires. La série inférieure est représentée par les formations de Nerly et de Trunvel, composées de micaschistes intégrant des amphibolites et des leptynites.

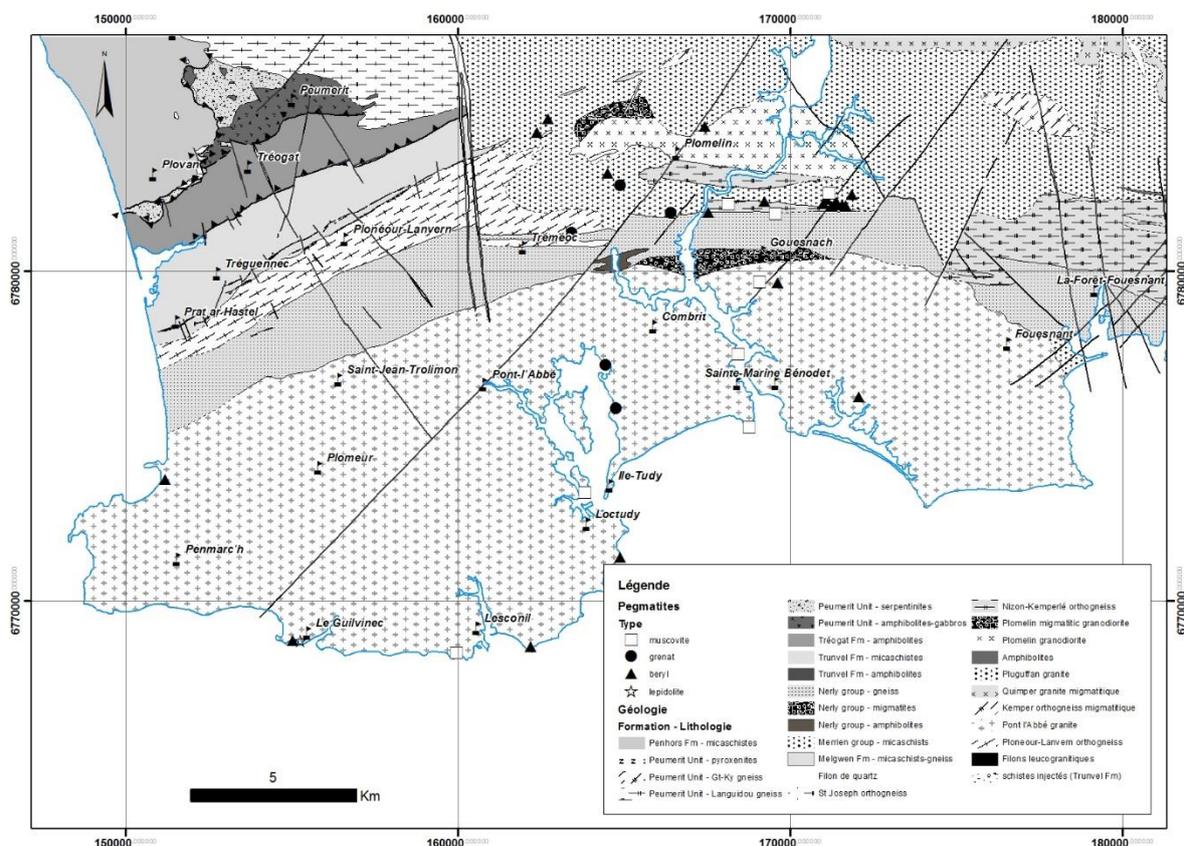


Figure 23 : Carte géologique simplifiée du district de Pont-l'Abbé (Finistère sud). Les filons de leucogranite sont figurés en noir sur le flanc nord de l'orthoigneiss de Plonéour-Lanvern (voir cartographie détaillée figure suivante), les différents types de pegmatites stériles à minéralisés sont représentées par des symboles indiqués dans la légende de la carte. Données sur les pegmatites d'après Chauris (1988) et données BRGM non publiées.

Le complexe ophiolitique est composé des schistes verts de la formation de Tréogat (metabasaltes), des amphibolites de la formation de Peumerit (metagabbros) et des serpentinites de la formation de Ty-Lan (metaperidotites) portant un métamorphisme M1 dans le faciès des granulites de haute pression, daté à 384 ± 6 Ma (U/Pb zircon, Peucat *et al.*, 1982). Les conditions de ce métamorphisme serait de 800 à 900 °C pour une pression de 14 à 19 kbar (Lucks *et al.*, 2002).

Postérieurement au métamorphisme M1 de haute pression préservé dans les unités ophiolitique, l'ensemble de la pile est affectée par un métamorphisme M2 de type barrovien prograde principalement dans les faciès amphibolite à schiste vert puis plus tardivement par un métamorphisme rétrograde dans le faciès des schistes verts (Béchenec *et al.*, 1999; Lucks

et al., 2002). Le métamorphisme prograde montre un gradient nord-sud avec un métamorphisme dans le faciès des schistes verts au nord puis amphibolite au sud jusqu'à la présence de faciès migmatitiques à proximité du granite de Pont-l'Abbé. Les conditions de ce métamorphisme, déterminées par Lucks *et al.* (2002), montrent ce gradient depuis des conditions de 550 °C et 5 kbar au nord (Formation de Penhors), puis au centre 620 °C et 7 kbar (Formation de Peumerit) en enfin 630 °C et 6 kbar au sud (Formation de Nerly). Les unités de pyroxénites à grenat montrent par contre un métamorphisme M2 plus important de 680 °C et 9 kbar qui suggère une exhumation plus tardive. Ce métamorphisme est suivi d'un métamorphisme M3 rétrograde qui affecte variablement toutes les unités dans le faciès des schistes verts (Béchenec *et al.*, 1999).

D'après Lucks *et al.* (2002) et Peucat (1973), la schistosité principale S2^o est une schistosité de plan axial de plis isoclinaux P2. En dehors des zones de charnières, S2 est sub parallèle à la stratification. Des veines de quartz planaires sont considérées comme témoins reliques de la schistosité S1 et ces veines sont plissées par les plis P2. La schistosité principale S2 est plissée par des plis ouverts P3 auxquels est associée une schistosité S3 de plan axial subvertical. Les axes de plis P3 et la linéation minérale L3 montrent un plongement de 10 à 25° vers l'ouest. Ce plissement P3 semble responsable de la préservation des unités ophiolitiques de haute pression dans un vaste synforme P3 d'axe est-ouest au nord qui se poursuit par un antiforme P3 au sud dans lequel semble se mettre en place le granite de Pont-l'Abbé.

La partie centrale de la baie d'Audierne, comprenant les formations de Tréogat, Trunvel et Nerly sont cisailées par une puissante zone de cisaillement sénestre de près de 6 km de puissance. Les plans de cisaillement sont orientés N55 et portent une linéation d'étirement qui plonge de 10 à 15° vers l'ouest, c'est-à-dire sub-parallèle à la linéation L3. Cette zone de cisaillement affecte également le granite varisques de Plonéour-Lanvern qui apparaît sous la forme d'un orthogneiss, ainsi que la bordure nord du granite de Pont-L'Abbé sur une centaine de mètres de puissance (Béchenec *et al.*, 1999). En effet, l'ensemble de cette pile d'unités métamorphiques est intrudée par des granites varisques dont certains se mettent en place précocement (orthogneiss de Saint-Joseph daté à 338 ± 10 Ma (datation Pb/Pb par évaporation directe du Pb sur monozircon, Béchenec *et al.*, 1999) et d'autres plus tardivement comme par exemple le granite de Pluguffan (323 ± 10 Ma datation Pb/Pb par évaporation directe du Pb sur monozircon à 318 ± 4 Ma en U-Th-Pb sur monazite à la microsonde électronique) ou de Pont l'Abbé (305 ± 6 Ma, Rb/Sr, Bernard-Griffiths *et al.*, 1985).

a) Les dykes de granite à métaux rare de Tréguennec

Un ensemble de filons leucocrates déformés se localise le long du flanc nord de l'orthogneiss de Plonéour-Lanvern sur une distance d'environ 10 km (Figure 24) et a fait l'objet d'une campagne d'exploration minière par le BRGM entre 1983 et 1986 suite à la découverte de concentrations locales en cassitérite lors de campagne de prospection alluvionnaire systématique. Cette zone a été d'abord couverte en prospection alluvionnaire et éluvionnaire (154 ech.) et prospection marteau. Ensuite, les gîtes primaires ont été localisés au moyen de 327 sondages tarière au bed-rock et évalués par 159 m de tranchées. Ces prospections ont montré que seuls quelques filons étaient minéralisés en lithium, étain, tantale, béryllium. 6 sondages carottés totalisant 626 m ont été implantés sur deux cibles principales, Prat-ar-Hastel minéralisée en Li, Sn, Ta, Nb et Be et Tréluan, minéralisée en Sn et Ta.

^o La schistosité principale est appelée S1 par Peucat (1973) et S2 par Lucks *et al.* (2002). Nous retenons ici la nomenclature de ces derniers auteurs.

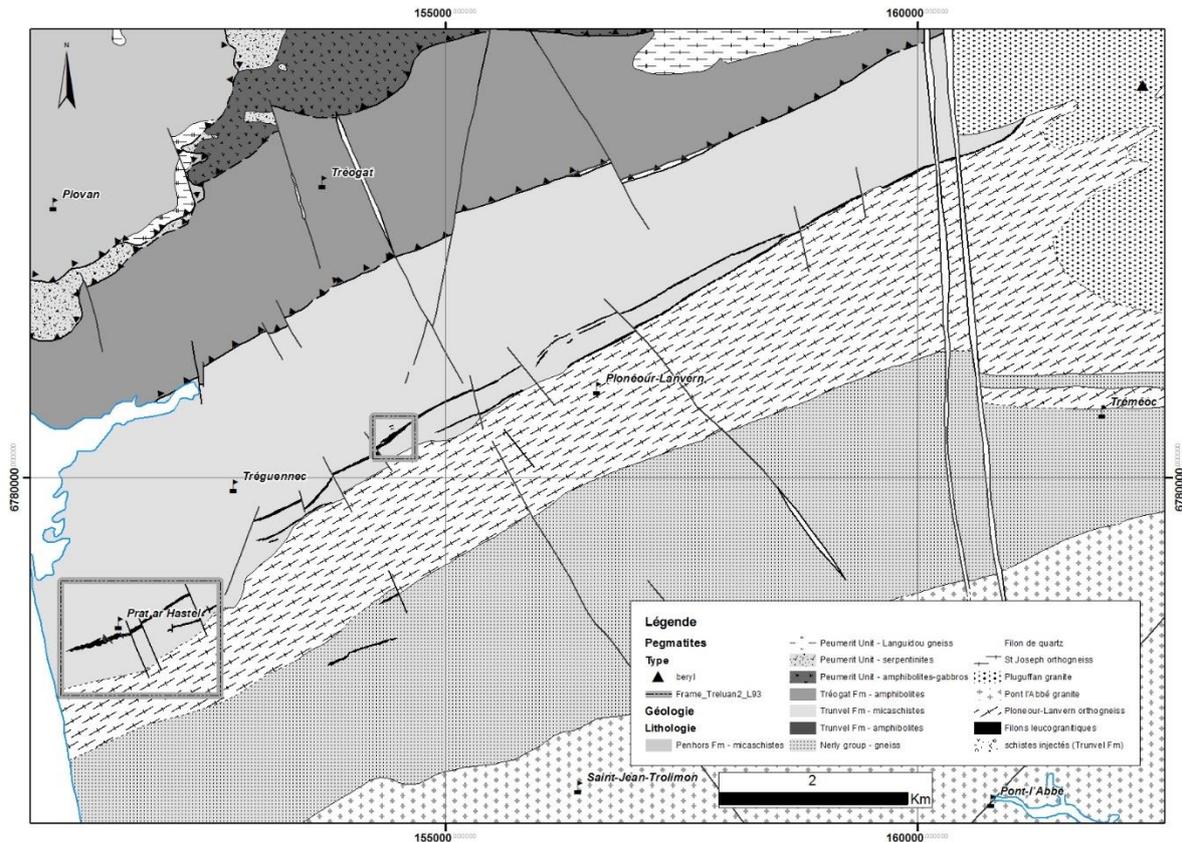


Figure 24 : Carte géologique simplifiée du secteur de Tréguennec-Plonéour-Lanvern, d'après Lulzac et Apolinarski (1986), montrant en noir les filons leucogranitiques. Les filons minéralisés de Prat-ar-Hastel et Tréluhan (encadrés par des rectangles) et les filons stériles (filons noirs non encadrés) sont localisés de façon discontinue le long des 10 km de la bordure nord de l'orthogneiss de Plonéour-Lanvern. Coordonnées projetées RGF Lambert 93.

• Prat-ar-Hastel

Au niveau du lieu-dit de Prat-ar-Hastel sur la commune de Tréguennec, une ancienne carrière pour matériaux (noyée) est implantée sur un filon intrusif leucocrate sur lequel l'attention a été portée suite à la prospection tactique (Figure 25). Il s'agit d'un filon en moyenne de direction N65 et de pendage 50° NW intrusif dans les micaschistes à boudins d'amphibolites de la formation de Trunvel. Ce filon est reconnu sur un allongement de 1 400 m et il est divisé en 2 par la présence d'un panneau intercalaire de micaschistes injectés (photo Figure 27). Il a été reconnu par 3 sondages carottés inclinés jusque 130 m de profondeur et la minéralisation reste ouverte en profondeur. Les puissances individuelles des filons, mesurées en sondage, sont de 4,35 à 52,76 m. La puissance de l'ensemble est de 18,5 m au niveau du sondage SC6 et de 51,2 m (SC4) à l'aplomb de la carrière. À noter que la puissance augmente avec la profondeur passant à 72,06 m (SC5). Dans les micaschistes au contact on observe un développement important de tourmaline et des niveaux skarnoïdes à scheelite disséminée se développent dans les faciès d'amphibolite (Lulzac et Apolinarski, 1986). Ces filons sont en azimut globalement concordants à la schistosité principale S2, mais ont un pendage plus important que la foliation qui montre qu'il s'agit de dykes intrusifs. Au niveau de la carrière ce filon est subdivisé en 2 filons séparés par un intercalaire de micaschiste injecté de nombreuses injections aplitiques de puissance millimétrique à centimétrique. Les affleurements montrent que ces injections sont dans la schistosité S2 qui est ici plissée par des plis P3 et affectés par le cisaillement sénestre. À l'affleurement il s'agit d'une roche intrusive extrêmement leucocrate principalement à albite-mica blanc-quartz fortement affectée par de très nombreux plans de cisaillement et une forte linéation d'étirement transformant l'intrusion en mylonite. Au toit de

l'injection, on observe un niveau pegmatitique également très déformé qui pourrait correspondre à un ancien stockscheider¹⁰.

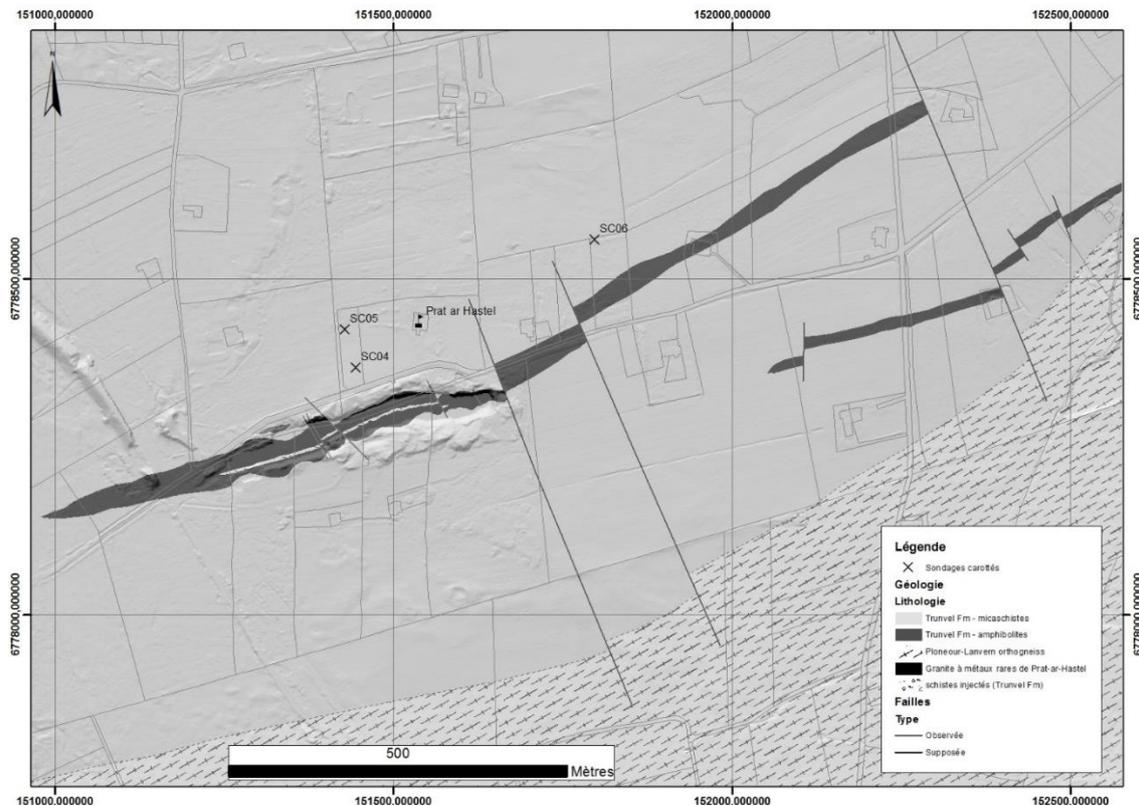


Figure 25 : Carte géologique simplifiée des filons de granite à métaux rares de Prat-ar-Hastel (commune de Tréguennec), modifié s'après Lulzac et Apolinarski (1986), sur un modèle numérique de terrain LIDAR IGN RGE ALTI® 1 m avec le parcellaire cadastral.

Les études minéralogiques réalisées sur ce granite à métaux rares au microscope et à la microsonde (Kosakevitch, 1977 ; Picault, 2010) ont montré qu'il s'agit d'un granite essentiellement composé d'albite, quartz, microcline, trillithionite, muscovite, amblygonite, apatite, grenat almandin, cassitérite, columbo-tantalite et microlite uranifère. Les analyses roche totale montrent que le granite à métaux rare mylonitique de Prat-ar-Hastel est riche en sodium (~4 %), phosphore (~1 % P₂O₅) et métaux (Li, Sn, Ta, Nb, etc), il est géochimiquement très proche du granite à métaux rares de Beauvoir (Allier). Les teneurs en roche sur des analyses d'échantillons ponctuels sont de 0,63 à 1,34 % Li₂O. Les teneurs mesurées en sondage sont relativement variables, généralement entre 0,15 et 1 % Li₂O, une des meilleures sections étant de 1.099 % Li₂O sur 8,2 m. Des analyses roche totale réalisées au BRGM sur différents faciès prélevés à différents niveaux du filon (toit, centre, mur) confirment cette variabilité. Le faciès pegmatitique du toit est peu minéralisé (243 ppm), le filon du mur, peu puissant, montre des teneurs hétérogènes (161 ppm à 1,16 %) et le filon principal montre une teneur de 1,46 % Li₂O. Les réserves probables contenues, basées sur un calcul de 1986 (Lulzac et Apolinarski, 1986) non normé¹¹, sont d'un tonnage de 8,5 millions de tonnes de minerai à 0,78 % Li₂O, soit 66 000 t Li₂O, accompagné de nombreux co-produits dont l'étain, le tantale, le béryllium et le feldspath.

¹⁰ Le terme « stockscheider » est à l'origine un terme de mineur allemand qui désigne une formation pegmatitique, riche en feldspaths, qui couronne le sommet de certaines coupes granitiques auxquelles sont liées des gisements à étain ou étain-tungstène, notamment dans le SE de l'Allemagne (Ergebirge).

¹¹ Il s'agit d'une estimation historique antérieure aux estimations normées actuelles (codes NI-43-101 ou JORC par exemple). À partir des données disponibles il s'agit d'une ressource indiquée.

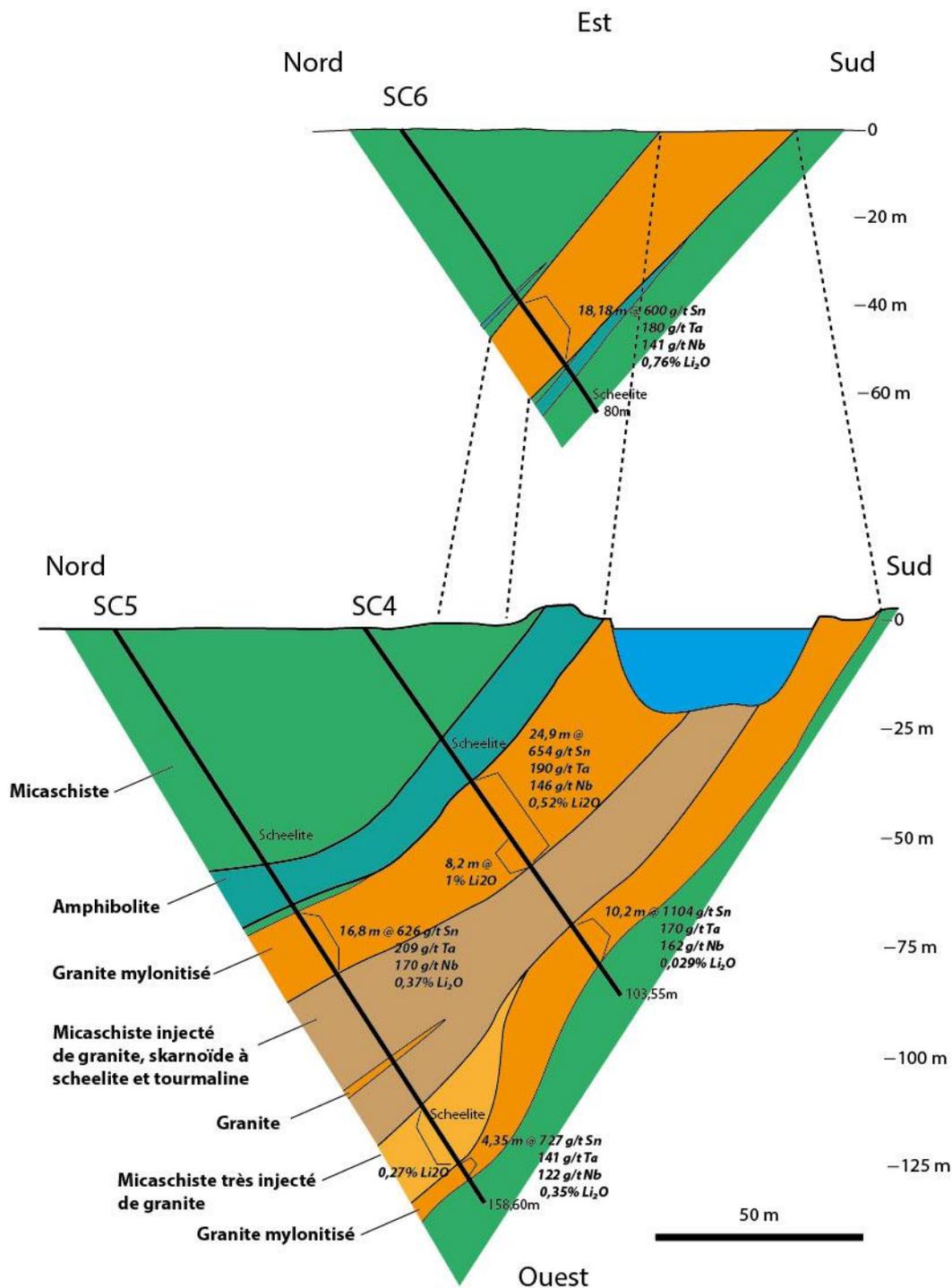


Figure 26 : Coupes interprétatives N-S du dyke de granite mylonitisé de Prat-ar-Hastel (Tréguennec) passant par les sondages SC4-SC5 et SC6 avec indication des passes minéralisées. Les zones à scheelite disséminée sont indiquée « scheelite ». Modifié d'après Lulzac et Apolinarski (1986).



Extrémité NE de la carrière. Le granite mylonitisé apparaît de teinte claire, les micaschistes injectés juste immédiatement au sud.



Exemple de faille fragile normale dextre N120 recoupant le dyke et les micaschistes encaissants.



Vue en direction du NO du toit du dyke. La localisation de la déformation cisailante produit localement des « boudins » de granite dans une matrice mylonitique.



Micaschistes injectés d'aprites de puissance millimétrique à centimétrique. L'ensemble est plissé et cisailé par la déformation 3.



Le granite est mylonitisé ce qui explique son grain très fin. Les bandes de cisaillement sont ici bien visibles.



Linéation d'étirement sur les plans de cisaillement.

Figure 27 : Planche photographique de faciès du granite à métaux rares mylonitique de Prat-ar-Hastel (Tréguennec), d'encaissants et de marqueurs de la déformation. Clichés E. Gloaguen.

Substance	Tonnage minéral (t)	Teneur (g/t)	Tonnage	Minéral porteur
Lithium (Li ₂ O)	8 500 000	7 800 Li ₂ O (soit 3 623 Li métal)	66 300 Li ₂ O (soit 30 795.5 t Li métal)	Amblygonite Trilithionite
Étain	8 500 000	639	5 431.5	Cassitérite
Tantale	8 500 000	190	1 615	Columbo-tantalite Microlite
Niobium	8 500 000	155	1 317.5	Columbo-tantalite
Béryllium	8 500 000	284	2 414	Phosphate de béryllium
Feldspath	8 500 000		8 000 000	Albite

Tableau 8 : Tonnage minéral, teneurs en métaux contenus et tonnage métal dans le dyke de granite à métaux rares mylonitisé de Prat-ar-Hastel, d'après les données de Lulzac et Apolinarski (1986).

• Tréluan

Les dykes de Tréluan (Lulzac et Apolinarski, 1986) sont très similaires aux dykes de Prat-ar-Hastel mais s'avèrent beaucoup moins minéralisés, surtout en lithium (~68 ppm Li₂O). Ces dykes montrent localement des teneurs en étain (1592 à 558 g/t) et en tantale (87 à 68 g/t) sur des puissances de l'ordre de 10 m. Ce secteur pourrait néanmoins contenir d'autres dykes minéralisés en lithium.

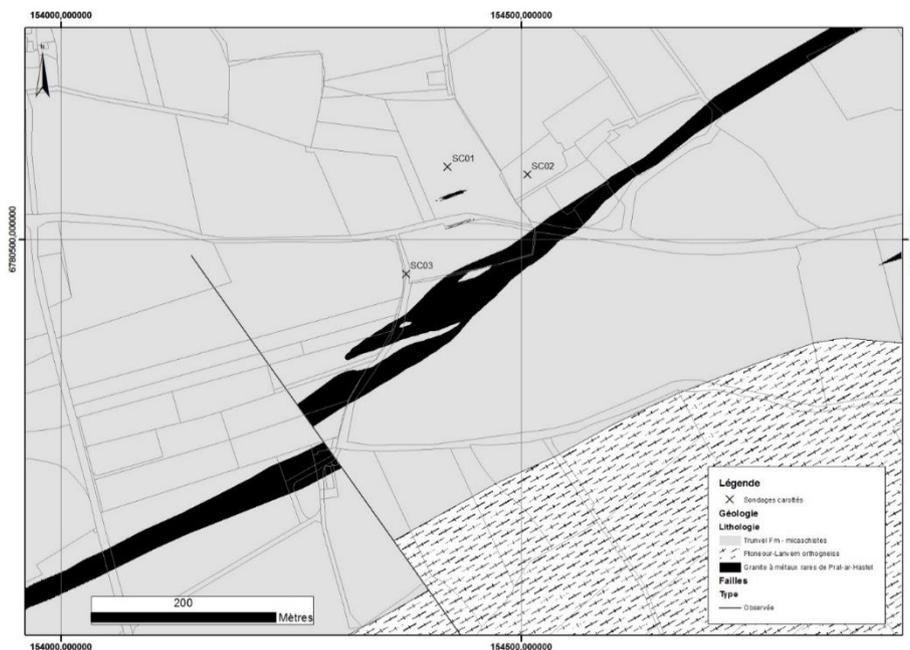


Figure 28 : Carte géologique simplifiée des filons de granite à métaux rares de Tréluan (Commune de Tréguennec).

b) Pegmatite à lépidolite du Guilvinec

La Formation de Nerly est métamorphisée dans le faciès des amphibolites et atteint même la fusion partielle sur les rives de l'Odet au contact du granite de Pont L'Abbé. L'ensemble Formation de Nerly et granite de Pont l'Abbé est intrudé par un vaste champ de pegmatites et d'aprites (Béchenec *et al.*, 1999; Chauris, 1988). Ce champ de pegmatite est connu pour être minéralisé en béryl, notamment dans la commune de Gouesnach, mais également dans des pegmatites sur le littoral. Dans le cadre du levé de la carte géologique au 1/50 000 de la feuille de Pont-l'Abbé, un dyke d'aprite-pegmatite, orienté N60/43°NW, minéralisé en lépidolite et cassitérite a été découvert au Guilvinec (Figure 29). Ce dyke de 35 cm de puissance mesure environ 50 m de long. La présence de cet indice montre qu'il pourrait être possible de découvrir d'autres pegmatites minéralisées dans le district.



Dyke d'aprite-pegmatite à lépidolite-cassitérite recoupant le granite de Pont-l'Abbé au Guilvinec. Lépidolite (violet) et cassitérite (noir, au centre) avec feldspath et quartz dans le faciès pegmatitique

Figure 29 : Clichés de la pegmatite du Guilvinec. Clichés E. Gloaguen.

4.2.2. District de Nantes

La ville de Nantes et son agglomération sont localisées sur des schistes et micaschistes de l'unité des Mauves qui constituent l'encaissant de nombreuses injections de pegmatites. Cette unité des Mauves est l'unité aujourd'hui la plus profonde de la structure anticlinale de l'empilement de Champtoceaux (Ballèvre *et al.*, 1994). Ce complexe de Champtoceaux est constitué, de bas en haut, d'unités autochtones et allochtones inférieures qui correspondent à l'ancienne marge du Gondwana, d'unités allochtones intermédiaires à caractère océanique et d'unités allochtones supérieures représentant des parties d'arcs continentaux (Ballèvre *et al.*, 1994, 2009, 2014). Ces différentes unités, dont certaines de haute pression, ont été exhumées et juxtaposées par des chevauchements au Carbonifère inférieur (Bosse *et al.*, 2000). Pendant le Carbonifère supérieur, cette zone est affectée par un cisaillement dextre le long de la zone de cisaillement sud-armoricaine (e.g. Ballèvre *et al.*, 1994; Gapais *et al.*, 2015 et références incluses). Cette déformation a pour effet de former une structure antiforme d'échelle pluri kilométrique de plan axial subvertical et d'axe à fort pendage vers l'est (Martelet *et al.*, 2004). Le long du cisaillement sud armoricain se mettent en place des intrusions de granites qui induisent un métamorphisme de contact à andalousite.

Les micaschistes des Mauves sont interprétés soit comme une unité para-autochtone (Ballèvre *et al.*, 2009; Pitra *et al.*, 2010) ou soit comme une unité allochtone inférieure (Ballèvre *et al.*, 2014). Ces micaschistes fortement plissés sont des metagrauwackes composés de quartz, biotite, muscovite, albite, chlorite, grenat ± tourmaline dans la partie sud de l'unité et de quartz, chlorite, biotite, albite dans la partie nord. Des niveaux de gneiss sont localement

présents. Ces micaschistes sont injectés de nombreuses pegmatites selon une bande nord-ouest/sud-est. Les pegmatites recensées sont essentiellement d'assez nombreuses pegmatites à béryl, parfois à tourmaline colorée probablement lithinifère (elbaïte à Orvault, Chauris, 2014), bien que de nombreuses pegmatites stériles à biotite, muscovite, tourmaline soient également présentes. Une pegmatite de type LCT sous-type lépidolite, minéralisée en lithium est connue. D'après Chauris *et al.* (1969), cette pegmatite, localisée à Saint-Sébastien-sur-Loire (Figure 30), se présente sous la forme d'un filon N70/60°SE d'un mètre de puissance et de plus de 10 m de long. Elle possède une structure rubanée composée d'albite-lépidolite, avec de la cassitérite. La teneur en lithium sur une analyse est de 0,85 % Li₂O, 290 ppm Sn et 200 ppm Be.

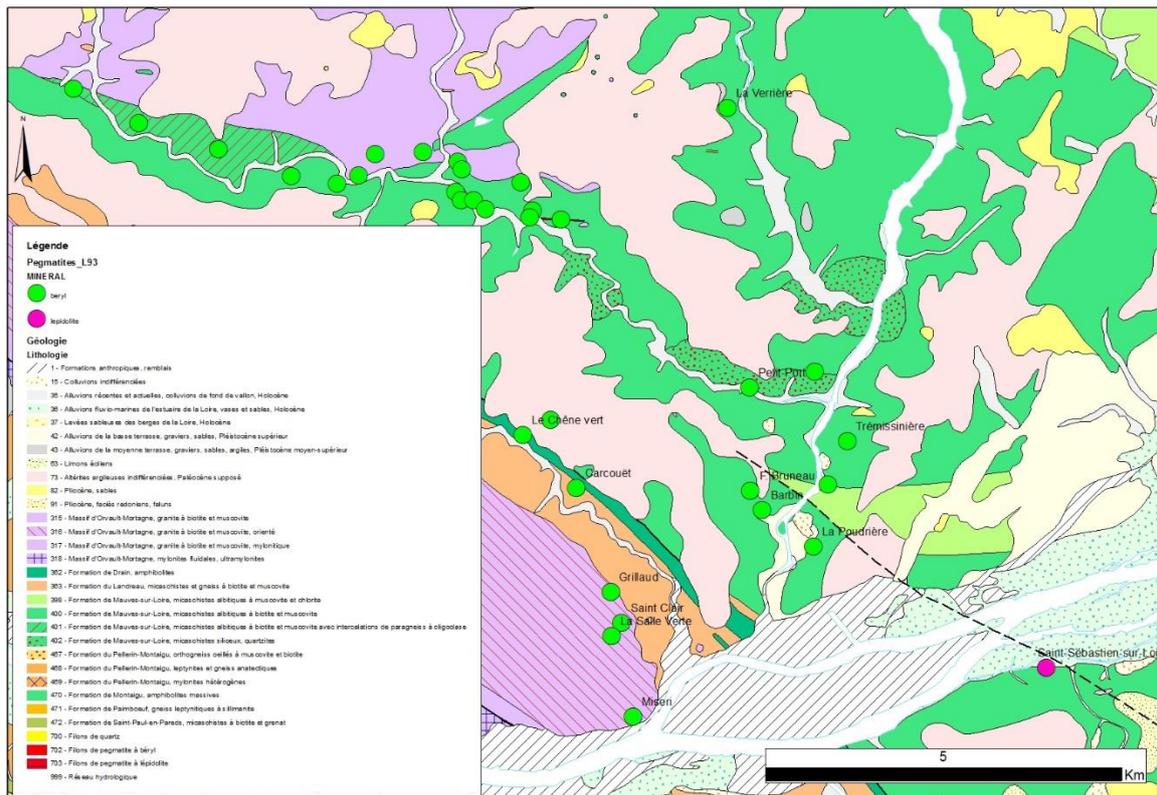


Figure 30 : District pegmatitique de Nantes. Localisation des pegmatites à béryl (ronds verts) et à lépidolite (rond violet) d'après Chauris (1988) et Chauris *et al.* (1969). Fond géologique issu de l'harmonisation au 1/50 000 de la Loire-Atlantique.

4.2.3. Autres indices

Il existe plusieurs indices de minéraux lithinifères dans différentes zones du Massif armoricain. Hormis la présence d'Hectorite comme curiosité minéralogique dans des faciès supergène de L'île-de-Groix (Morbihan, Chauris, 2014), l'essentiel des indices sont associés à des champs de pegmatites ou des alterations de type greisen de minéralisations Sn-W. Des pegmatites à elbaïte-cookéite sont connues à Santec (Finistère nord) avec des teneurs en roche jusque 0,68 % Li₂O (Chauris *et al.*, 1981) au sein du district à pegmatites potassiques à béryl de Roscoff.

Au sein du massif granitique de Quintin (Côtes d'Armor), des pegmatites géodiques à spodumène-lépidolite recoupent le granite dans la carrière de Gwernalou. Il s'agit en général de pegmatites potassiques parfois à béryl, tourmaline et muscovite (Chauris *et al.*, 1990) mais certaines rares pegmatites géodiques contiennent des minéraux lithinifères dont la lépidolite et le spodumène (Collectif, 1993). Dans ce même massif, des greisens associés à des

minéralisations filoniennes à scheelite-wolframite portent un léger enrichissement en lithium (Chauris *et al.*, 1990). Les teneurs reportées des greisens sont de 380 ppm Sn et 305 ppm Li (Kerbellec), 280 ppm Li (sud-est de Kerfouleu), et 0,12% Sn et 490-585 ppm Li (nord de Kerléau). Le lithium est contenu dans une phase micasée néoformée - lépidolite/zinnwaldite ou Li-rich muscovite.

Des pegmatites à lépidolite, similaires à celles de Quintin, sont signalées dans le massif granitique de Saint-Renan (Chauris, 2014).

4.3. MASSIF CENTRAL

4.3.1. Cadre géologique

a) Structure

La structure du Massif central résulte d'un empilement de nappes crustales syn-métamorphiques intrudées par de nombreux granitoïdes, l'ensemble étant recoupé par de grandes failles normales et/ou décrochantes (Ledru *et al.*, 1989 ; Faure *et al.*, 2005).

- 1/ L'autochtone paléozoïque du sud du Massif central, composé d'une épaisse série de marge et plateforme continentale d'âge Cambrien inférieur à Carbonifère inférieur, très plissée et recoupée par des chevauchements ;
- 2/ l'Unité Para-autochtone (UP), qui est formée d'une épaisse série de métapélites, de métagrauwackes, de quartzites et, en plus faible proportion, d'argilites et d'amphibolites. Ces formations sont métamorphosées dans les faciès schistes verts et amphibolites et sont recoupées par des granitoïdes alcalins d'âge Cambrien inférieur et Ordovicien inférieur ;
- 3/ l'Unité Inférieure des Gneiss (UIG), qui est lithologiquement similaire à l'UP. Les granitoïdes alcalins d'âge Paléozoïque inférieur sont aussi très répandus. Ces formations ont subi un métamorphisme Moyennes Pressions/Moyennes Températures, avec localement des reliques de haute pression (massif de Sauviat). Les conditions de pression et températures ont été estimées à un minimum de 1,5 GPa et 700-750 °C (Santallier, 1981). Cette unité montre de plus localement une anatexie datée aux environs de 380 Ma.;
- 4/ l'Unité Supérieure des Gneiss (USG) qui est composée de paragneiss migmatitiques, de métasédiments et d'orthogneiss. Cette unité se caractérise par la présence de reliques de hautes pressions sous forme de boudins d'éclogites et de granulites (Santallier, 1981; Floc'h, 1983; Lardeaux *et al.*, 2001). Les éclogites qui montrent localement la présence de coésite comme dans les Monts du Lyonnais ont pu être portées jusqu'à une profondeur de 60 kilomètres ($\approx 2.0-3.0$ GPa) (Lardeaux *et al.*, 2001). Le métamorphisme de haute pression a été daté entre 430 et 415 Ma. L'USG contient de plus une association magmatique bimodale connue sous le nom de « complexe leptyno-amphibolique » interprété comme témoin de la phase de rifting ordovicienne. Dans le Massif Central, les rares métagabbros et roches ultramafiques serpentinisées sont considérées comme les restes de l'océan Médio-européen ;
- 5/ les unités épizonales (Thiviers-Payzac, Figeac, Saint-Sernin-sur-Rance) allochtones et structurellement en sommet de l'empilement. Elles sont lithologiquement similaires au para-autochtone ;
- 6/ les unités et reliques ophiolitiques du Dévonien (Brévenne, Génis, etc).

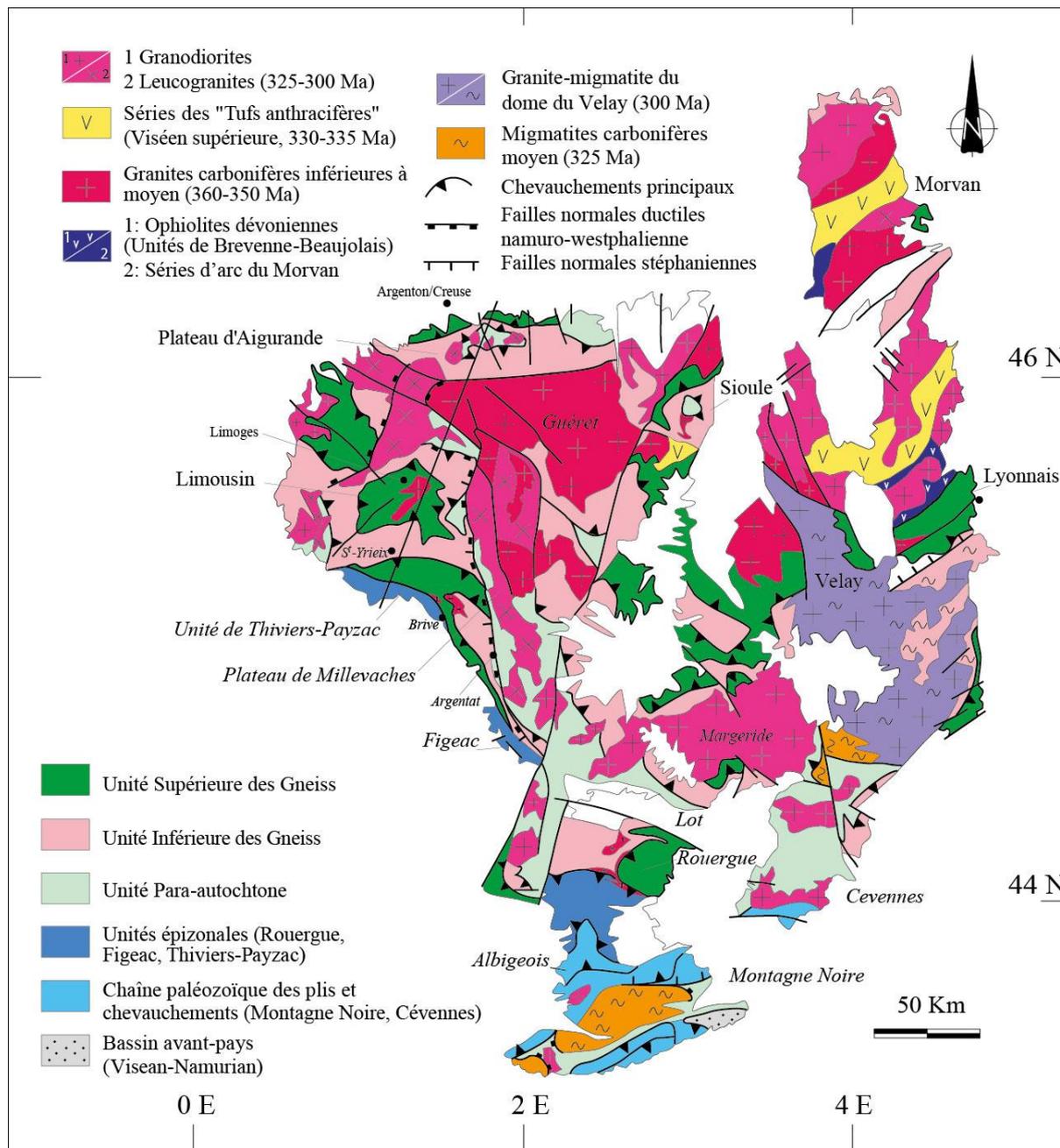


Figure 31 : Schéma structural des principales unités constituant le Massif central, d'après Ledru et al. (1989) et Faure et al. (2005).

b) Déformation

Trois phases de déformation ont été reconnues au sein du Massif central : l'évènement D1 se marque par une linéation NE-SW associée à un cisaillement vers le SW synchrone d'un métamorphisme moyenne pression/moyenne température et d'un épisode d'anatexie des encaissants des reliques de haute pression (Floc'h, 1983 ; Faure et al., 1997 ; Roig et Faure, 2000).

L'évènement D2 est le mieux représenté mais reste encore mal compris. Il est caractérisé par une linéation NW-SE associée à un cisaillement vers le NW principalement observé dans l'unité para-autochtone et l'UIG.

L'évènement D3 est principalement représenté dans le sud-est du Massif central, dans les Cévennes et l'Albigeois. Dans le nord-est du Massif central, l'évènement D3 est contemporain de l'extension syn-orogénique correspondant à l'étalement de la chaîne varisque, accommodée par des décrochements et une forte activité magmatique avec le dépôt des « Tufs anthracifères » associé au désépaississement crustal est contemporain de la tectonique en plis et chevauchements de l'autochtone du sud du Massif central (Cévennes, Albigeois, Montagne Noire).

c) Magmatisme

Un premier évènement magmatique est caractérisé par des plutons plurikilométriques typiques d'un environnement d'arc comme des diorites, des tonalites et des gabbros. De type laccolithes, ces plutons portent la même linéation nord-ouest/sud-est que leurs encaissants, ce qui indique que cet épisode est antérieur à l'évènement D2. Ces formations, qui forment la « ligne tonalitique du Limousin » (Didier et Lameyre, 1971 ; Pfeiffer, 1986) ont été datées entre 380 et 350 Ma en Vendée, dans le Rouergue et dans le Limousin. Ces formations ont été interprétées comme la racine d'un arc magmatique lié à une subduction, contemporain de l'âge des reliques ophiolitiques de la Brévenne à 365 ± 10 Ma (Pin et Paquette, 1997). Les monzogranites et granodiorites du massif de Guéret ont également été datés entre 360–350 Ma (Cartannaz *et al.*, 2006 et références incluses).

Un second magmatisme important se déroule entre 348 et 325 Ma avec la mise en place de nombreuses intrusions calco-alkalines de granodiorites, monzogranites (Morvan, Confolentais) et granites peralumineux crustaux de type Limousin. Ces intrusions sont contemporaines du fonctionnement de grandes failles (Rolin *et al.*, 2009). Les données isotopiques et les éléments en trace montrent que ces granitoïdes proviennent de la fusion partielle de roches métasédimentaires de la croûte inférieure, l'anatexie pouvant avoir été déclenchée par le sous-placage de magma mantellique. L'importance de ce magmatisme se manifeste à la surface par l'ensemble volcano-sédimentaire des tufs anthracifères (ignimbrites, coulées et dyles rhyo-dacitiques) datés vers 335 Ma (Faure *et al.*, 2009). Les granites peralumineux apparaissent plus récents dans le sud du Massif central et dans le Massif armoricain où ils sont datés entre 320 et 290 Ma (e.g. Tartèse *et al.*, 2011 ; Poilvet *et al.*, 2011 ; Poujol *et al.*, 2016 ; Ballouard *et al.*, 2017).

Un troisième évènement magmatique se marque par la mise en place d'un faible volume de magma très évolué marqué par des leucogranites enrichis en métaux d'affinité crustale entre 317 et 300 Ma (Cuney *et al.*, 2002; Melleton *et al.*, 2015).

Enfin, plus tardivement au Permien de nombreux champs de dykes de dolérites et de microgranites contemporain s'injectent en différents endroits du Massif central.

d) Vue d'ensemble du magmatisme à métaux rares du nord du Massif central

La ceinture de magmatisme à métaux rare du nord du Massif central (Cuney *et al.*, 2002) se présente sous la forme de minéralisations dispersées au sein d'une bande est-ouest, d'environ 230 km, entre Richemont à l'ouest et Chavence à l'est, dont l'âge de mise en place s'échelonne entre 300 et 317 Ma. La mise en place de ces minéralisations lithinifères est au moins en partie contemporaine au fonctionnement de grandes failles décrochantes à composante normal (ex : faille de la marche, Gébelin *et al.*, 2009, 2007) et de très rares témoins d'une fusion partielle de même âge (Gébelin *et al.*, 2009). Ces minéralisations sont sous la forme de : i) granite peralumineux pauvre en phosphore (Chavence) ; ii) granites à métaux rares peralumineux riches en phosphore (Beauvoir, Montebas) ; iii) rhyolite à métaux rares peralumineuse riche en phosphore (Richemont) ; iv) pegmatites de type LCT sous-type Lépidolite (Chèdeville-La Chaise) ; v) pegmatites LCT pauvres en lithium (Monts d'Ambazac, Crozant) ou encore vi) altérations hydrothermales associées aux minéralisations aurifères

(altération à tossidite dans les minéralisations aurifères du Châtelet). D'un point de vue spatial ces minéralisations sont mise en place dans l'Unité para-autochtone ou structuralement juste au-dessus. Ces minéralisations, notamment les granites, montrent également un lien spatial avec les grandes failles ductile en étant localisés dans la faille (Montebras le long de la faille de la Marche) ou à proximité de la faille (Beauvoir, non loin de la faille du Sillon Houiller).

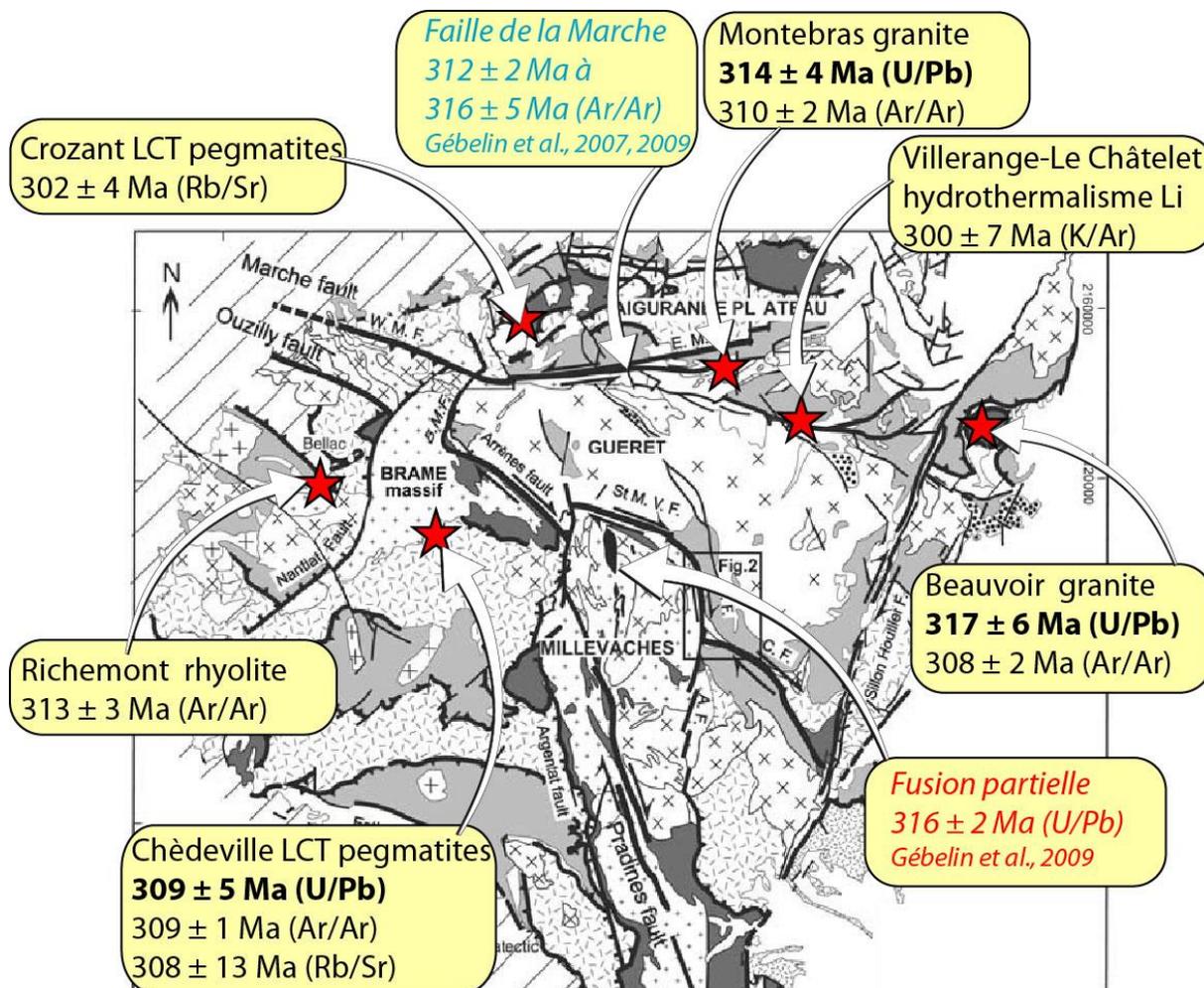


Figure 32 : Localisation des minéralisations lithinifères dans le nord du Massif central. Schéma structural d'après Gébelin et al. (2009). Ages argon d'après Cuney et al. (2002) ; Ages Rb/Sr sur lépidolites recalculés d'après Vialette (1963) ; Ages U/Pb d'après Melleton et al. (2015).

4.3.2. District des Monts d'Ambazac et rhyolite de Richemont

Cette zone illustrée Figure 33 montre une partie importante de l'édifice en nappes du Massif central avec les micaschistes de l'Unité para-autochtone chevauchés par l'Unité Inférieure des Gneiss représentée principalement par les gneiss migmatitiques du Thaurion, puis encore au-dessus l'Unité Supérieure des Gneiss. Cet empilement est plissé par des plis d'axe N120 et recoupé par d'importantes failles ductiles dextre d'orientation NW-SE telle que les failles d'Oradour et d'Arrênes-Ouzilly. Cet empilement est intrudé par plusieurs importants complexes granitiques et intrusions de granites, comme les massifs de Guérêt et du Millevaches à l'est ou le complexe de la Brême-Saint-Sylvestre-Saint-Goussaud (BSSSG) au centre ou encore de nombreux massifs isolés comme le massif d'Auriat ou celui de Blond. De grandes failles normales d'orientation NE-SW à N-S bordent certain de ces complexes ou massifs comme la faille normale de Nantiat ou celle d'Argentat. Le complexe intrusif de Brême-Saint-Sylvestre-Saint-Goussaud est un complexe de granites leucocrates (<7 % biotite) alumino-potassiques de type Limousin (Stussi et de la Roche, 1984). Ce complexe est

composé de 3 intrusions granitiques principales, d'ouest en est, le granite la Brême, le granite de Saint-Sylvestre et le granite de Saint Goussaud. Ce dernier se met en place dans un antiforme d'axe N120 alors que les 2 granites précédents montrent un axe N15 à N35. Un âge minimal pour la mise en place de ce granite est donné par la datation de minéralisation à tungstène, qui lui sont associées, entre 327.6 ± 5.7 Ma et 332.6 ± 6.1 Ma (U/Pb sur wolframite, Harlaux *et al.*, 2018). Le granite de Saint-Sylvestre a d'abord été daté entre $329^{*12} \pm 15$ Ma (Duthou et Vialette, 1972) et 326 ± 18 Ma (Duthou *et al.*, 1984) par la méthode Rb/Sr roche totale, puis à 324 ± 4 Ma en U/Pb sur zircon et monazite (Hollinger *et al.*, 1986), âge qui est également celui du granite de la Brême déterminé par ces mêmes auteurs.

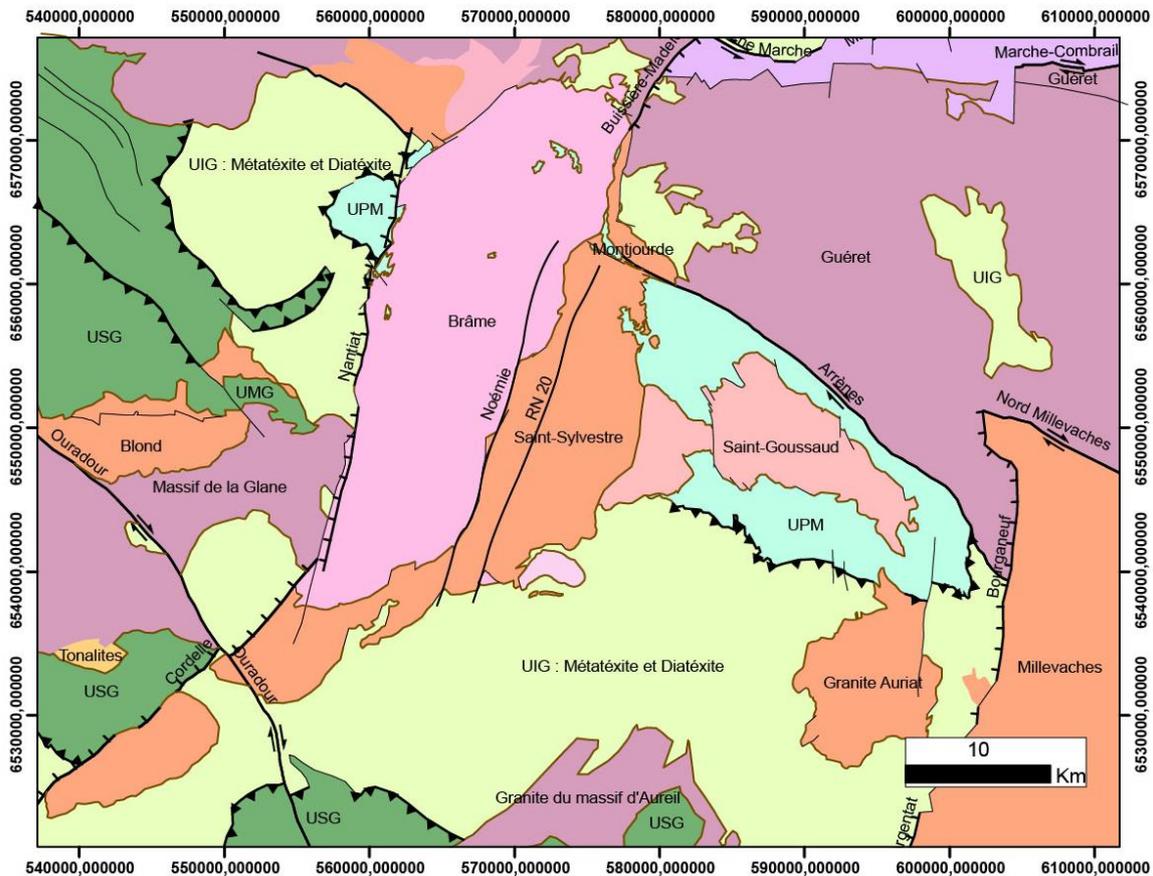


Figure 33 : Schéma structural du Haut-Limousin centré sur le complexe de Brême-Saint-Sylvestre-Saint-Goussaud représenté avec ses trois intrusions principales. UPM : Unité Para-autochtone, UIG : Unité Inférieure des Gneiss, USG : Unité Supérieure des Gneiss. Simplifié d'après la carte géologique harmonisée au 1/50 000. Coordonnées en mètres Lambert 93.

Le granite de la Brême est un granite grossier porphyrique à biotite-sillimanite qui présente une nette foliation à faible pendage et contient de nombreux panneaux d'enclaves d'encaissants. Ce granite est recoupé de façon franche par de nombreux filons grossièrement N20 de granite à grain fin à biotite, muscovite, sillimanite, appelé granite de Chateauponsac. Le granite de Saint-Sylvestre est un granite de grain moyen à gros (>5 mm) à biotite et muscovite. De manière similaire au granite de la Brême, le granite de Saint-Sylvestre est recoupé par des filons de granite à grain fin à biotite et muscovite appelé granite de Fanay ainsi que par des intrusions rares et petites de granites à muscovite appelés de type Sagnes.

¹² * : Âges recalculés avec une constante $\lambda = 1,42 \times 10^{-11}/\text{an}$.

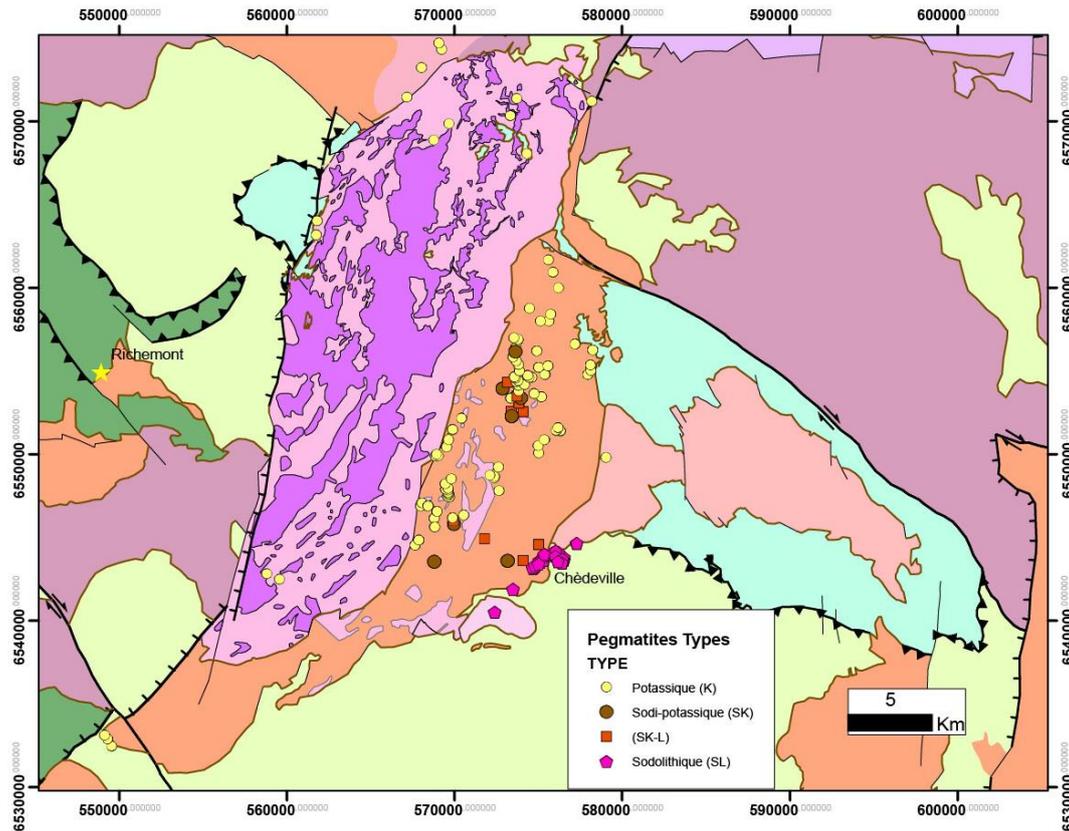


Figure 34 : Faciès de dykes de granites à grain fin et pegmatites recoupant le complexe BSSSG. Les dykes de granite de type Chateauponsac (violet) recoupent le granite de la Brême et les dykes de granite de type Fanay (rose) recoupent le granite de Saint-Sylvestre. Les points représentent la localisation des pegmatites, classées par type. On note que les pegmatites sont principalement localisées dans le granite de Saint-Sylvestre. Géologie simplifiée d'après la carte géologique de France au 1/50 000, pegmatites compilées d'après Burnol (1974) ; Deveaud (2015) ; Deveaud et al. (2013) ; Girard (1990) ; Raimbault (1998).

Les granites de la Brême et de Saint-Sylvestre sont recoupés par de nombreux dykes de pegmatites datés entre $317^* \pm 14$ Ma (Rb/Sr sur lépidolite, Vialette, 1963) et 305 ± 2 Ma (Ar/Ar, Girard, 1990). Un phénomène d'épisyénitisation affecte le massif vers 301 ± 2 Ma (Rb/Sr, Turpin et al., 1990). Postérieurement, le massif de Saint-Sylvestre, les granites de type Fanay, Sagnes et les pegmatites, sont recoupés (Girard, 1990) par un très dense et important réseau synchrone de dykes de microgranites et de lamprophyres (Chalier et Sabourdy, 1987), daté à $295^* \pm 10$ Ma (Rb/Sr roches totales et biotite, Leroy et Sonet, 1976). La forte localisation des dykes dans le granite de Saint-Sylvestre de façon très similaire aux pegmatites est particulièrement remarquable. Enfin, une très importante minéralisation uranifère se met en place principalement suivant une direction NW-SE, dans les failles, les épisyénites et les contacts lithologiques antérieurs (Cuney et al., 1990). Cet évènement uranifère a été daté à 276 Ma (U/Pb sur uraninite, Leroy et Holliger, 1984).

La géométrie 3D du complexe a été déterminée à partir d'une étude gravimétrique (Audrain et al., 1989), de données sur les foliations internes, les failles (Lespinasse et al., 1986 ; Mollier et Bouchez, 1982 ; Mollier et Lespinasse, 1985), de données argon/argon et de modélisation du refroidissement lors de l'exhumation (Scaillet et al., 1996a, 1996b) et de modèle géométrique 3D (Le Carlier de Veslud et al., 2000). Le modèle proposé est celui d'un laccolithe peu épais, découpé par des failles normales NE-SW suivant une structure en horst et graben, le granite de la Brême constituant un horst (Scaillet et al., 1996b; Le Carlier de Veslud et al., 2013, 2000).

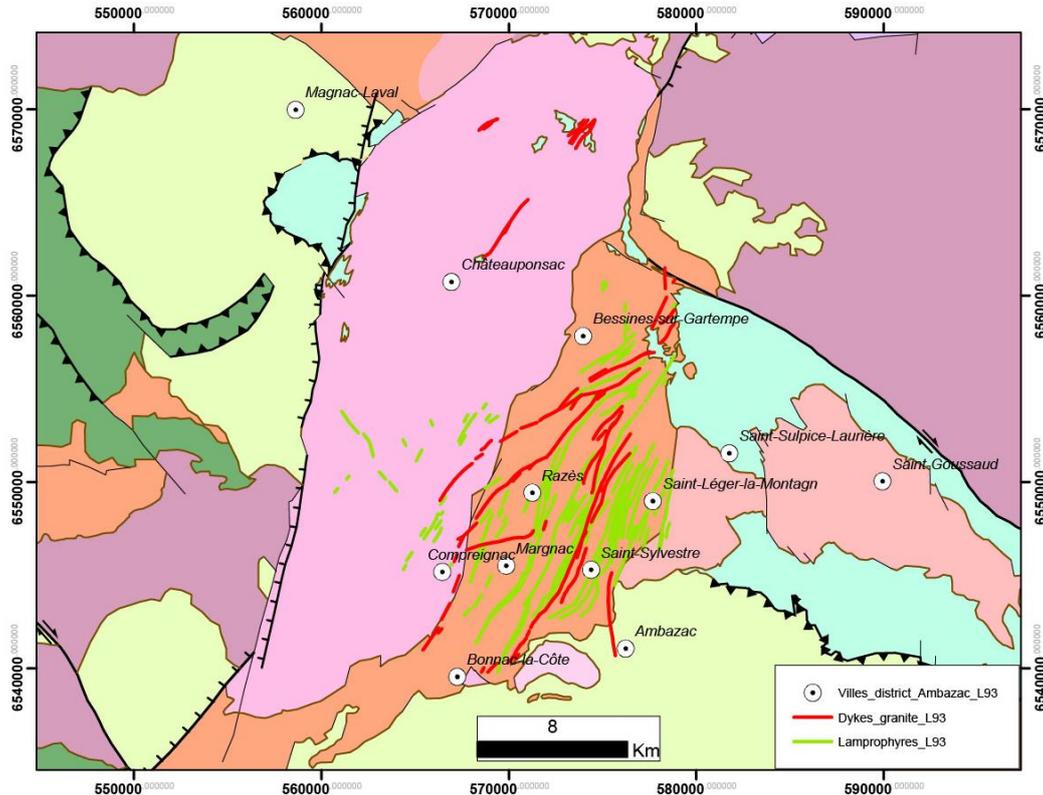


Figure 35 : Cartographie des filons de microgranite et de lamprophyres réalisée à partir des travaux miniers, modifié d'après les données d'AREVA (2004). Ces dykes se localisent préférentiellement dans le granite de Saint-Sylvestre comme les pegmatites, figure précédente.

Les minéralisations lithinifères, détaillées dans les parties ci-dessous, se localisent au nord du granite de Blond sous la forme de dyke de rhyolite à métaux rares d'orientation N-S (Richemont) et sous la forme de dykes de pegmatites-aplites litées de type LCT sous-type Lépidolite-pétalite sur le flanc SE du granite de Saint-Sylvestre. Dans les champs de pegmatites des Monts d'Ambazac, à l'exception des pegmatites minéralisées, il existe de nombreuses pegmatites de types LCT riches en phosphates dans lesquelles des minéraux lithinifères (lépidolite, zinnwaldite, triphyllite, e.g. Burnol, 1974 ; Deveaud, 2015 ; Deveaud *et al.*, 2015b ; Patureau, 1982) ont été observés (revue de la minéralogie des pegmatites dans Chatenet *et al.*, 2008).

a) Pegmatites de Chèdeville-La Chèze-Larmont

Il s'agit d'un champ de nombreux dykes de pegmatites LCT de type complexe, sous-type Lépidolite distribués en plusieurs amas de pegmatites le long d'un axe NE-SW recoupant le flanc sud du granite de Saint-Sylvestre et des gneiss du Thaurion.

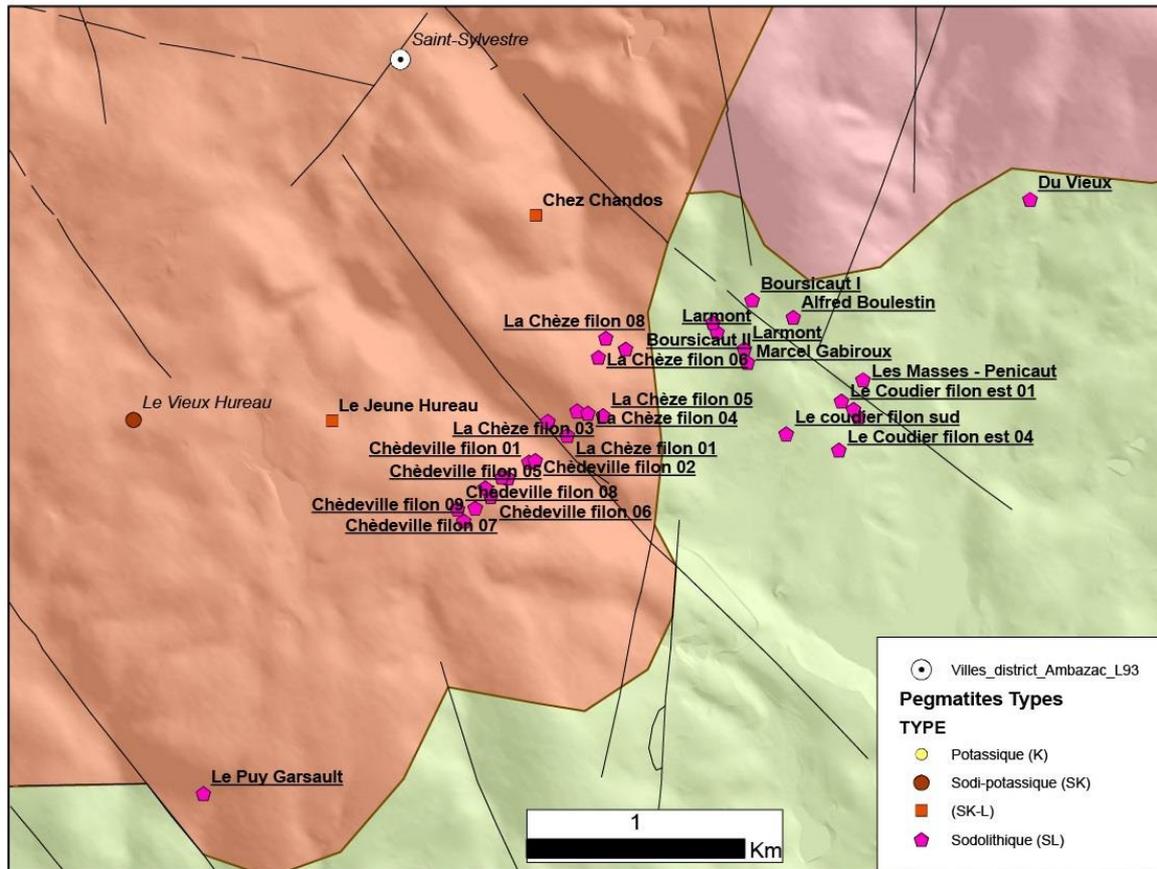


Figure 36 : Localisation des dykes de pegmatites minéralisées à Lépidolite-pétalite d'après Sarcia (1957), Burnol (1974) et Raimbault (1998), recoupant à la fois le granite de Saint-Sylvestre et les gneiss du Thaurion (unité inférieure des gneiss). Ombrage : modèle numérique de terrain LIDAR IGN RGE ALTI® 1 m.

• Groupe de Chèdeville - La Chèze

Les dykes de pegmatites de Chèdeville, La Chèze (ou La Chaise) et Larmont (ou Lhermont) se localisent sur la bordure sud-est du granite de Saint-Sylvestre. Ils recoupent de façon franche (épointes nettes) à la fois ce granite et les gneiss du Thaurion. Il s'agit de pegmatites LCT sous type lépidolite (Raimbault, 1998) très minéralisées. Les dykes sont constitués, du bas vers le haut, d'environ $\frac{3}{4}$ d'aplités litées et de $\frac{1}{4}$ de faciès pegmatitique. Les porteurs du lithium sont principalement la lépidolite, la pétalite (Lima *et al.*, 2012) et très rarement la rubellite (Ropert *et al.*, 1969). Ce groupe de pegmatite est bien daté à 309 ± 1 Ma par 3 méthodes géochronologiques différentes : en Rb/Sr sur lépidolite à 308 ± 13 Ma (Viallette, 1963), en Ar/Ar sur lépidolite à $309 \pm 0,9$ Ma (Cheilletz *et al.*, 1992) et en U/Pb sur columbite-tantalite à 309 ± 5 Ma (Melleton *et al.*, 2015) ce qui démontre qu'elles ne sont pas génétiquement liées au granite hôte antérieur daté à 324 ± 4 Ma (Hollinger *et al.*, 1986). Ces pegmatites ont été exploitées par la société Saint-Gobain Chauny et Cirey entre 1929 et 1938. Le tonnage extrait cumulé s'élève à 7078 tonnes (Sarcia, 1957, d'après les statistiques du Service des Mines de Limoges), soit au minimum de l'ordre 71 t Li_2O ¹³. Par ailleurs au moins 3 sondages ont été réalisés en 1957 (fiche BSS 0664 8x 0018). Du fait du couvert végétal il est difficile de correctement déterminer la géométrie des dykes. Deux cartographies différentes sont proposées, soit 3 dykes parallèles d'environ 1 000 m (Sarcia, 1957) soit un ensemble

¹³ La teneur n'est pas indiquée, mais les vastes haldes suggèrent un minimum de tri manuel d'où une teneur supposée du minerai extrait supérieure ou égale à 1 % Li_2O .

d'au moins 17 dykes de plus petites dimensions (50 à 300 m) et d'orientation variables (Raimbault, 1998). Cette dernière cartographie semble plus réaliste. D'après Sarcia (1957), ces pegmatites auraient été cartographiées en détail en 1947 par le CEA lors de campagnes de prospection pour Uranium, mais nous n'avons pas accès à ces documents. D'après Sarcia (1957), il y aurait trois dykes de pegmatite parallèles (filons nord, central, sud) orientés en moyenne N030°E sur une longueur de 1 500 m. Le **filon nord** serait le plus puissant (moyenne 0,8 m) et le mieux connu sur une distance de 1 150 m avec une variation de direction et une augmentation de puissance d'est en ouest : 0,2 m orientés N45/40S puis 1,3 m orientés N60/50S pour finir à l'est en 4 branches divergentes N30/50S dont la puissance cumulée serait de 1,2 m. Les teneurs seraient de 1 % Li₂O à l'ouest et 2 à 5 % Li₂O à l'est. Le **filon central**, 70 m au sud, serait parallèle au précédent. Ce filon serait long de 1 000 m avec des puissances de 0,1 m (ouest) à 1,8 m (est) et des pendages de 45° à 36° sud. Enfin le filon sud, long de 800 m, situé 60 à 25 m au sud du précédent, serait puissant de 0,15 m orienté N35/50S à l'ouest évoluant à une puissance de 0,8 m orienté N60/50S à l'est. Un tonnage de ressources de 300 000 t de minerai à des teneurs de 2 à 5 % Li₂O est proposé par Sarcia (1957) pour le filon nord de Chêdeville, soit de l'ordre de 6 000 à 15 000 t Li₂O. Ces teneurs, très élevées suggèrent que les analyses sont réalisées sur des faciès très riches en lépidolite (teneur maximum théorique de 7,7 % Li₂O) et que le minerai fait l'objet d'un tri manuel pour ne conserver que les faciès riches en lépidolite. Les données de géochimie roche totale de Raimbault (1998) sur des faciès d'aplitites litées des pegmatites de Chêdeville indiquent des teneurs de 0,39 à 1,49 % Li₂O avec une moyenne de 1.04 % Li₂O (n = 8) 2.1527).

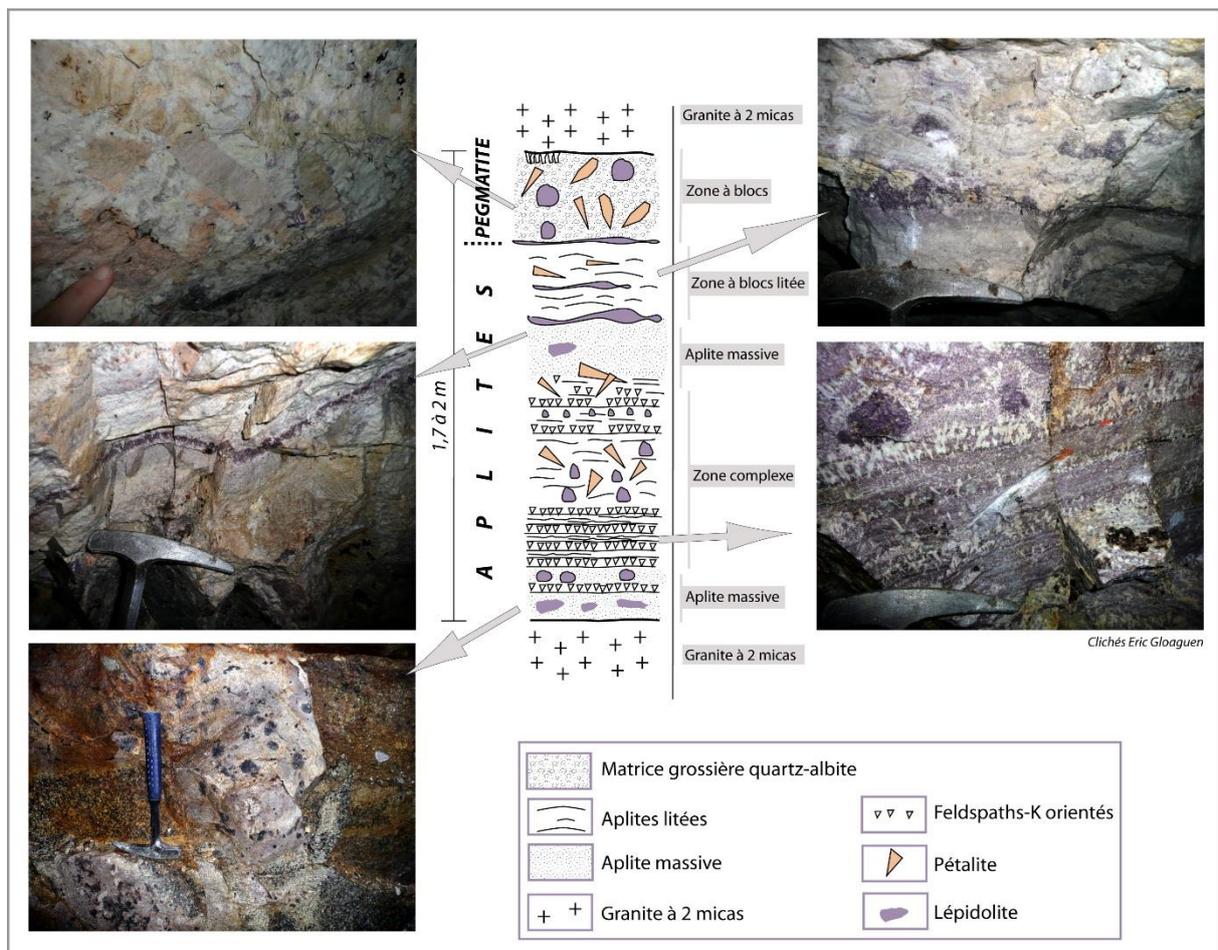


Figure 37 : Coupe verticale schématique d'un filon de pegmatite-aplité minéralisé en lithium à Chêdeville.

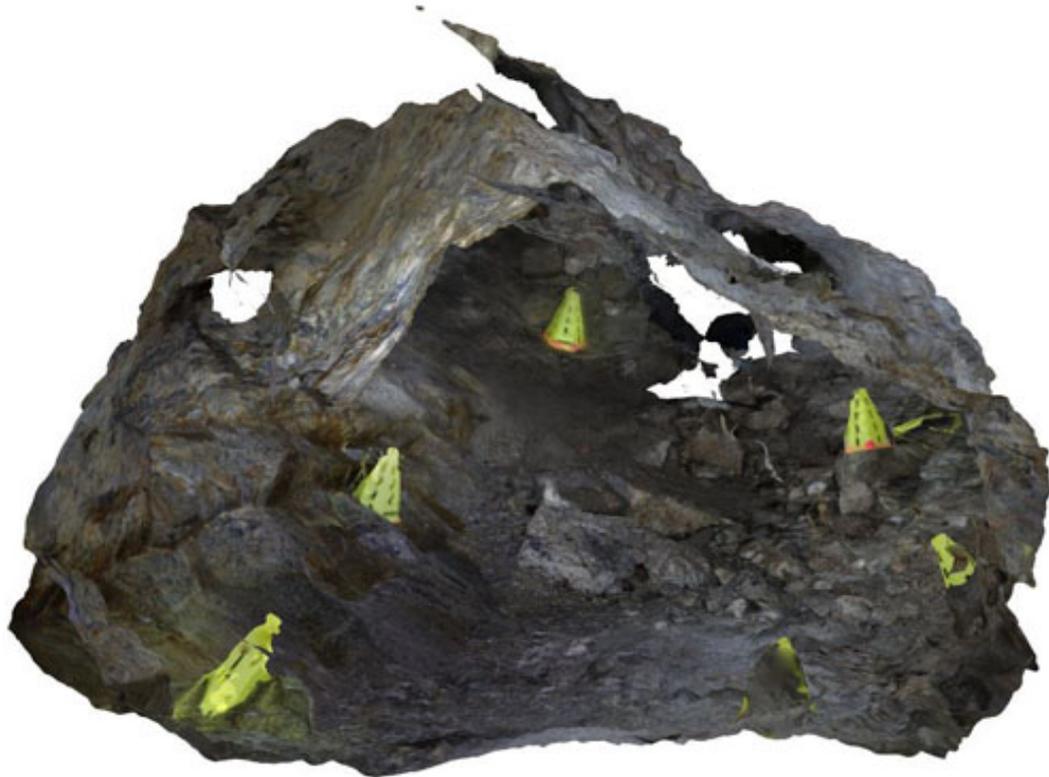


Figure 38 : Modèle 3D photogrammétrique d'une partie d'une cavité du dyke de pegmatite-aplite de Chèdeville.

• **Groupe de Larmont-Le Coudier**

Deux zones, Le Coudier et Larmont, sont historiquement distinguées bien que très proches l'une de l'autre avec des pegmatites similaires. Il s'agit de pegmatites-aplites litées très similaires à celles de Chêdeville-La Chèze. Par contre elles sont ici intrusives dans les gneiss. D'après Sarcia (1957), il s'agit de dykes sécants sur les gneiss, de quelques mètres à une centaine de mètres de longueur, d'orientation N20° à N60° pour un pendage de 40 à 45° SE, de puissance 0,4 à 0,8 m. Il s'agit surtout d'aplites albitiques à lépidolite avec du topaze jaune caractéristique. Au moins 5 dykes sont connus au sud et à 200 m à l'est du Coudier et au moins 5 dykes sont localisés de l'ouest au nord de Larmont (Sarcia, 1957; Burnol, 1974 ; Raimbault, 1998). Les teneurs avancées par Sarcia (1957) sont de 1 à 3-4 % Li₂O. Une analyse de Raimbault (1998) indique une valeur faible de 0,19 % Li₂O.

Un dyke de pegmatite du Coudier et un de Larmont ont été datés par la méthode Rb/Sr sur lépidolite respectivement à 311 ± 6 Ma et 317 ± 14 Ma (Viallette, 1963).

• **Autres indices**

Des pegmatite similaires au précédentes sont connues au niveau du Puy Garsault, où elles s'observent sous la forme de pierres volantes dans les champs et d'un filon de 40 cm de puissance, d'orientation E-W à pendage nord (Sarcia, 1957). Enfin un faciès de granite à lépidolite est observable à l'affleurement dans un chemin creux au Puy Bertrand (Sarcia, 1957). La géométrie et la puissance de cette zone sont inconnues.

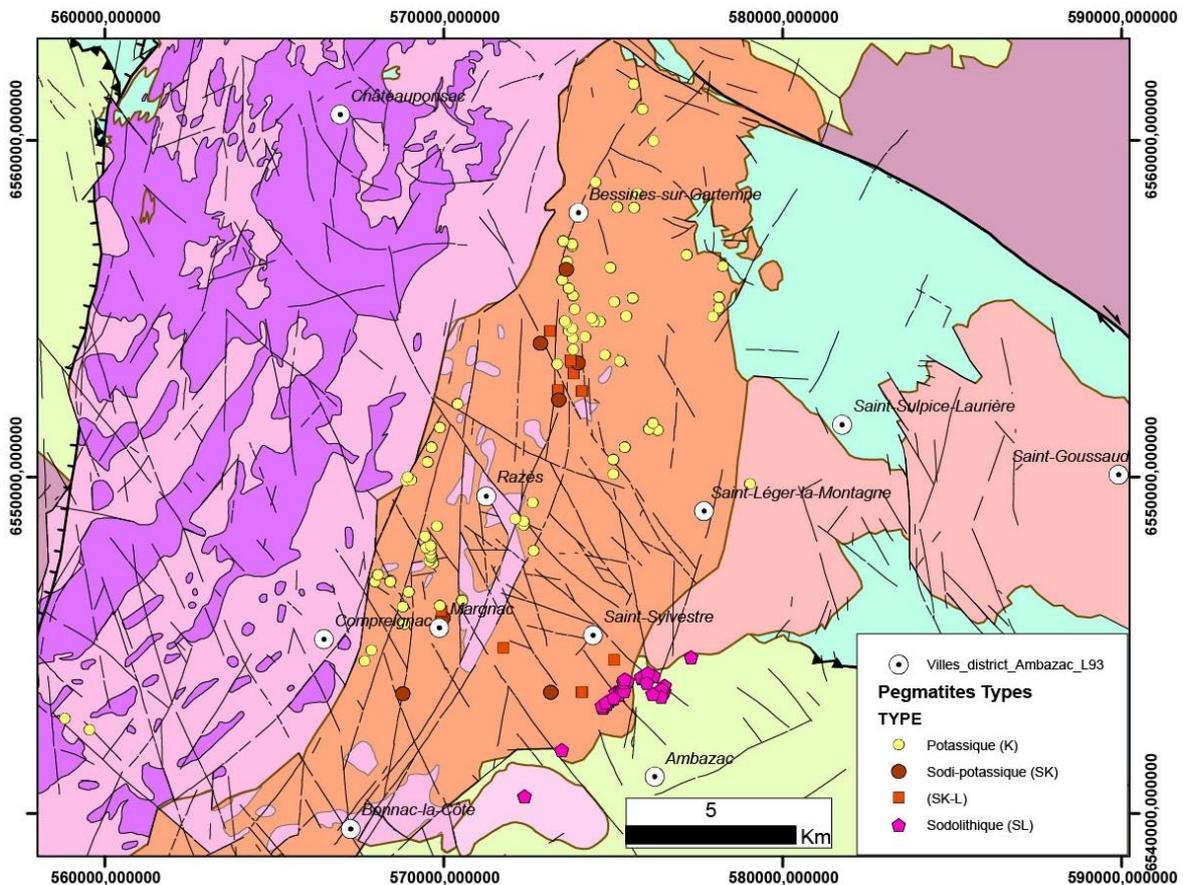


Figure 39 : Carte géologique simplifiée des Monts d'Ambazac et des pegmatites recoupant le granite de Saint-Sylvestre. Les pegmatites minéralisées en lithium sont les pegmatites sodolithiques (en violet). Voir figures précédentes pour le code couleur et les sources de données.

b) Pegmatites LCT

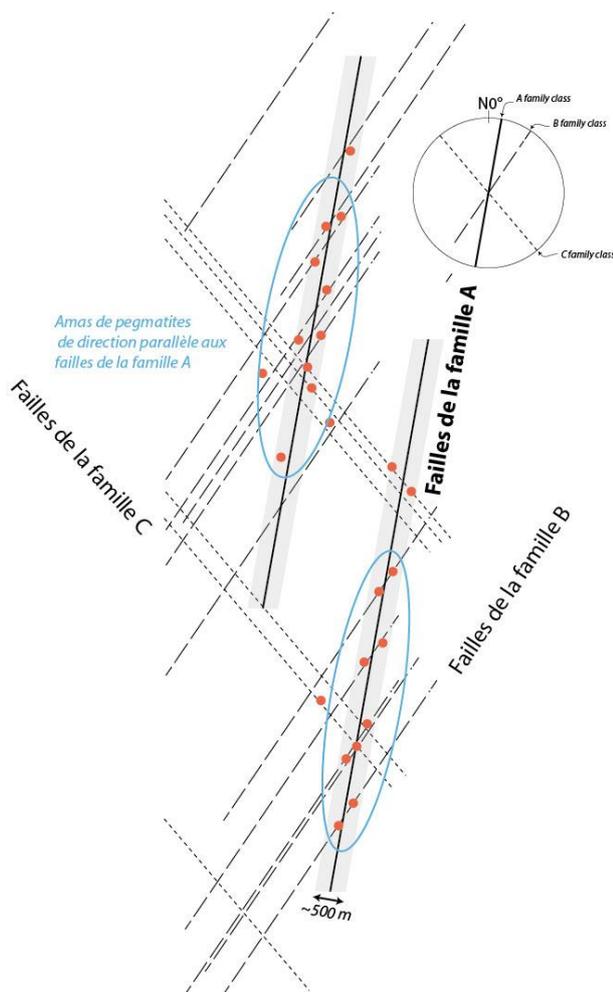


Figure 40 : Contrôle structural des failles sur la mise en place des pegmatites potassiques et sodi-potassiques des Monts d'Ambazac, modifié d'après Deveaud *et al.* (2013). Les failles de la famille A (en moyenne N07) qui contrôlent la mise en place des pegmatites. Les failles de la famille B (N034) sont des failles de même orientation que les failles normales RN20 et Noémie observées dans les travaux miniers (Girard, 1990). Là où les failles A recouper des failles B il y a une plus importante densité de pegmatite. Les failles de la famille C sont les failles minéralisées postérieurement en Uranium.

(Chabannes), Lépidoïlite (La Vilatte Haute), Triphylite (Le jeune Hureau, La Vilatte-Haute, La Vilatte Basse), Zinnwaldite (Le Mas Barbu, La Vilatte-Basse, Le Pécout, Margnac).

Aucune de ces pegmatites, exploitées artisanalement pour le feldspath, le quartz et le béryl ne présente un intérêt économique pour le lithium ou les minéraux porteurs sont très peu abondants et ne constituent que des indices.

Le champ de pegmatite des Monts d'Ambazac est très important avec plus de 200 pegmatites individuelles identifiées, principalement intrusives dans le granite de Saint-Sylvestre. L'étude géostatistique de Deveaud *et al.* (2013) a montré que ces pegmatites s'organisant en amas n'étaient pas spatialement associées aux différents types de faciès de granites mais à l'inverse montraient des relations spatiales marquées avec des failles d'orientation N-S et N35. Notamment, la densité des pegmatites est plus importante dans les zones où il y a une importante densité de failles (intersections failles N-S et N35). Les failles N35 sont interprétées comme des failles normales et cette étude montre un contrôle important de la déformation sur la mise en place des pegmatites. Les pegmatites de La Vilatte-Haute et de La Roche (Bessines) ont été datées en Rb/Sr sur lépidolite, respectivement, à 312 ± 9 Ma et 312 ± 8 Ma (Viallette, 1963).

Dans le champ des pegmatites des Monts d'Ambazac, intrusives dans le granite de Saint Sylvestre, le lithium est observé sous plusieurs formes minéralogiques disséminées dans de nombreuses pegmatites LCT sous-type Colombite à sous-type Colombite-Phosphates, sous la forme de micas aux épontes (Zinnwaldite, Patureau, 1982, 2008) ou dans les parties albitiques au cœur des pegmatites sous la forme de lépidolite. En effet, il s'agit en général de grosses pegmatites dont une petite partie albitique montre un enrichissement final notamment en lithium se traduisant sous la forme de lépidolite et/ou de triphylite ($\text{LiFe}^{2+}\text{PO}_4$). Pour mémoire, quelques exemples de minéraux décrits et pegmatites représentatives, d'après Chatenet *et al.* (2008) :

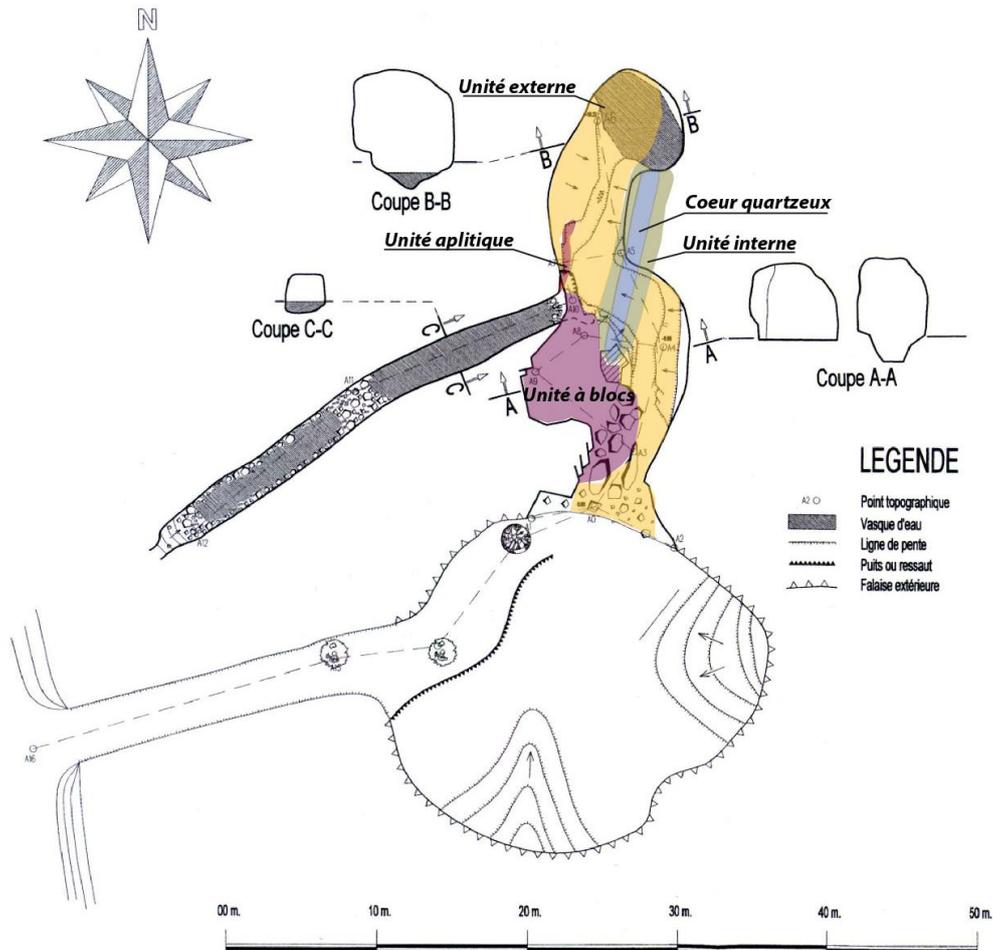


Figure 41 : Représentation schématique en carte des différentes unités de la pegmatite sodi-potassique de Chabannes. Fond topographique réalisé par P. Picard, P. Parroin, J.M. Gorgeon (Spéléo club de la Haute-Vienne, 2001).

c) Rhyolite à métaux rares de Richemont

La rhyolite de Richemont est un dyke d'orientation nord-sud de 5 km de long pour une puissance maximale de 6 m. Ce dyke qui se localise au nord du granite de Blond est intrusif avec un contact franc dans les metagrauwackes et les amphibolites de l'Unité supérieure des gneiss. Les données, suivantes sur le dyke de Richemont sont issus des travaux de Cuney et Marignac (2015) et Rimbault et Burnol (1998). D'après ces auteurs, les épontes montrent une texture vitreuse, avec des phénocristaux, qui passe progressivement à une texture à grain très fin, de type aplitique interprétée comme une dévitrification postérieure à la cristallisation. Des textures litées sont observées aux épontes et dans le cœur du dyke, suggérant des injections polyphasées dans le dyke. Les phénocristaux de 1 à 2 mm sont constitués de quartz, albite, orthose et muscovite avec localement sur les épontes des agrégats de phosphates (apatite et amblygonite). Des microcristaux d'oxydes de tungstène-niobium-tantale (wolframoïxolite, uranopolycrase), ainsi que de nombreux autres minéraux (wolframite, cassitérite, arsénopyrite, löllingite, tennantite-tetrahedrite) sont inclus dans la muscovite lithinifère et les phosphates ainsi que dans la matrice. La géochimie du dyke montre une composition fortement peralumineuse, sodique, riche en phosphore et fluor ($>1\% \text{P}_2\text{O}_5$ et F) et en lithium (moyenne $0,75\% \text{Li}_2\text{O}$). Les autres métaux présents sont l'étain (460 ppm), le tantale (78 ppm) et le tungstène (50 ppm). La composition de ce dyke est relativement similaire à celle des granites à métaux rares peralumineux riche en phosphore, de type Beauvoir. Ce dyke a fait l'objet d'une datation par la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur muscovite qui a donné un âge de 313 ± 3 Ma (Cuney *et al.*, 2002).

Probablement du fait de la faible puissance de ce dyke (6 m maximum), il semble ne pas avoir fait l'objet d'une investigation, malgré sa taille imposante (5 km). Par ailleurs, un granite de type Beauvoir pourrait être localisé à l'aplomb de ce dyke (Cuney et Marignac, 2015).

Légende de la Figure 42 ci-dessous :

Légende	
	C-F, Colluvions et alluvions de fonds de vallons (Holocène) - 2
	Fz, Alluvions récentes à actuelles : limons, argiles sableuses à graviers et galets (Weichsélien-Holocène) - 6
	Fz-Sn, Placers stannifères (cassitérite) et localement aurifères, au nord et au sud des monts de Blond (Weichsélien-Holocène) - 7
	Q, Quartz stérile, en filons (Stéphanien-Lias ?) - 30
	h5-r1Lä, Microleucogranites porphyriques à deux micas, en filons (Stéphanien-Autunien ?) - 35
	h3-5aä, Aplites, leucogranites à grain fin, en filons, sills ou petits stocks (Namurien-Stéphanien ?) - 41
	h3-5Lä, Leucogranites divers, en filons ou autres petits corps intrusifs (Namurien-Stéphanien ?) - 42
	h3-4iLäNa, Microleucogranites aphanitiques, albitiques et stannifères, en filons (Namurien-Westphalien) - 45
	d7-h1fä2-3LG, Granite alumino-potassique à grain fin-moyen, à deux micas, du massif de la Garde (Famennien-Tourmaisien : 352 +/- 17 Ma ?) - 87
	UMGöä, UMG : Métatufs andésitiques mésocrates, à texture massive, porphyroclastique ou rubanée - 108
	UMGä, UMG : Amphibolites plagioclasiques dérivant de basaltes ou de microgabbros - 110
	UMGäi, UMG : Amphibolites à grain moyen, dérivant de gabbros - 111
	UMGæ4, UMG : Orthogneiss clairs à biotite ou à deux micas - 112
	UMGæ5, UMG : Orthogneiss mésocrates à biotite seule ou à biotite et amphibole, de St-Bonnet-de-Bellac - 113
	UMGæ4-5M, UMG : Migmatites résultant d'une anatexie intense des orthogneiss de St-Bonnet-de-Bellac - 114
	USGpæ, USG (Unité supérieure des gneiss) : Paragneiss plagioclasiques à 2 micas ou à biotite seule, et localement grenat, sillimanite ou disthène - 116
	USGM2, USG : Diatexites alumino-potassiques à biotite + muscovite +/- cordiérite - 121
	USGä, USG : Amphibolites plagioclasiques à grain fin, dérivant de basaltes ou de microgabbros - 126
	UIGræ3M2, UIG : Diatexites leucocrates à 2 micas associées aux gneiss +/- rubanés, localement ocellés ou ocellés - 155

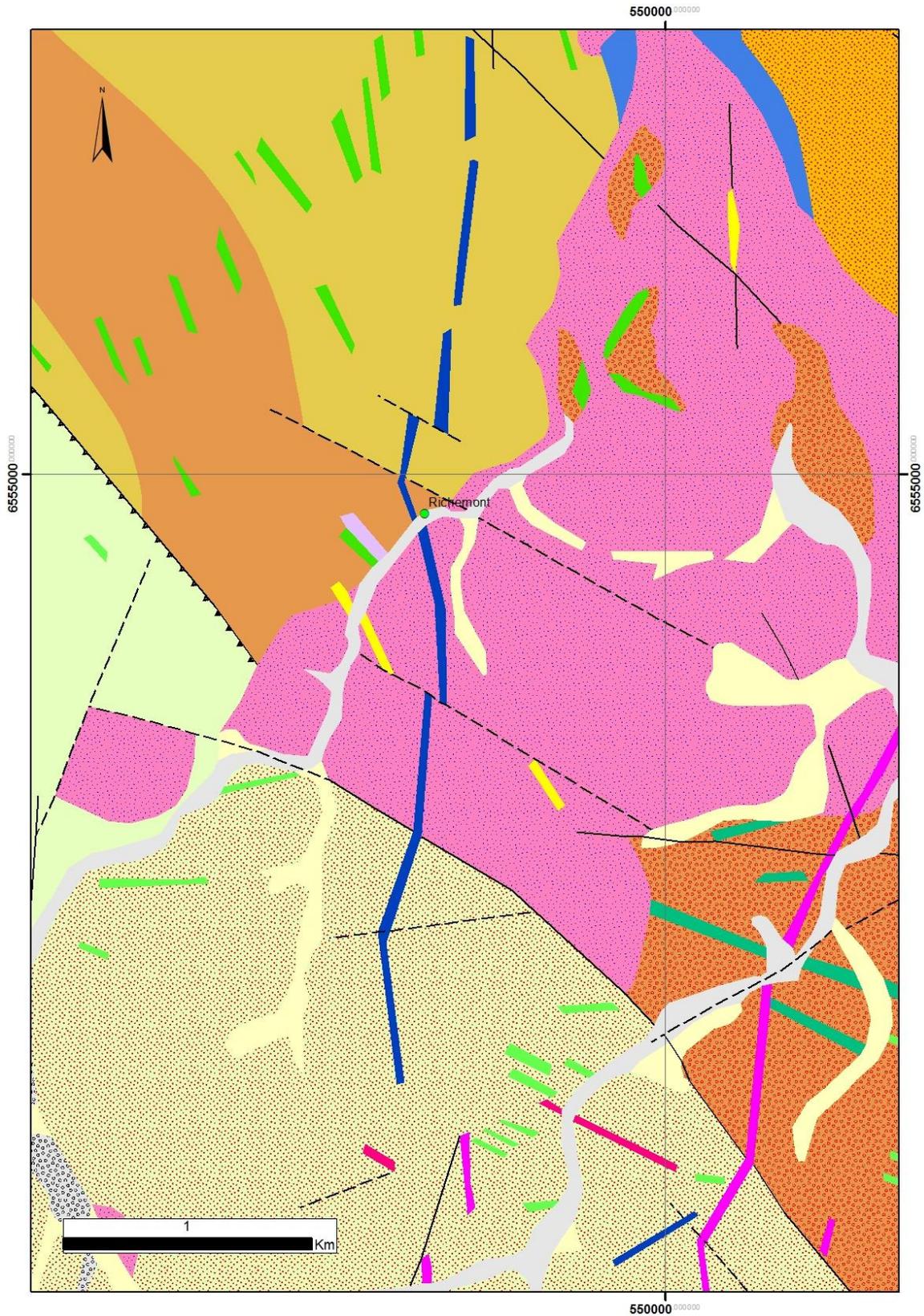


Figure 42 : Dyke nord-sud (en bleu) de rhyolite de Richemont (localité indiquée par un rond vert). Géologie harmonisée au 1/50 000 du département de la Haute-Vienne.

4.3.3. District de la Marche : granite à métaux rares - greisen de Montebras et pegmatites de Crozant

Dans le district de la Marche, au minimum quatre types de minéralisations à lithium sont connues : i) le granite à métaux rare de Montebras ; ii) le greisen développés sur certaines parties apicales de ce granite ; iii) des veines de quartz à amblygonite situées à proximité de Montebras et iv) des pegmatites à proximité de la ville de Crozant dans l'unité structurellement la plus basse (para-autochtone). Les trois premiers types sont mis en place dans l'USG.

Géologiquement, ce secteur correspond au Plateau d'Aigurande et à la chaîne de la Marche. On y observe de bas en haut, les micaschistes du para-autochtone, et les unités inférieures et supérieures des gneiss. Cette pile est plissée selon des plis d'axe NE-SW à E-W et des intrusions de granites se mettent en place dans les anticlinaux (exemple : granite de Crozant). D'importantes zones de cisaillement, celle de la Marche ou encore celle de Boussac découpent cet empilement et contrôlent la mise en place de nombreuses intrusions de granites variés le long de ces zones.

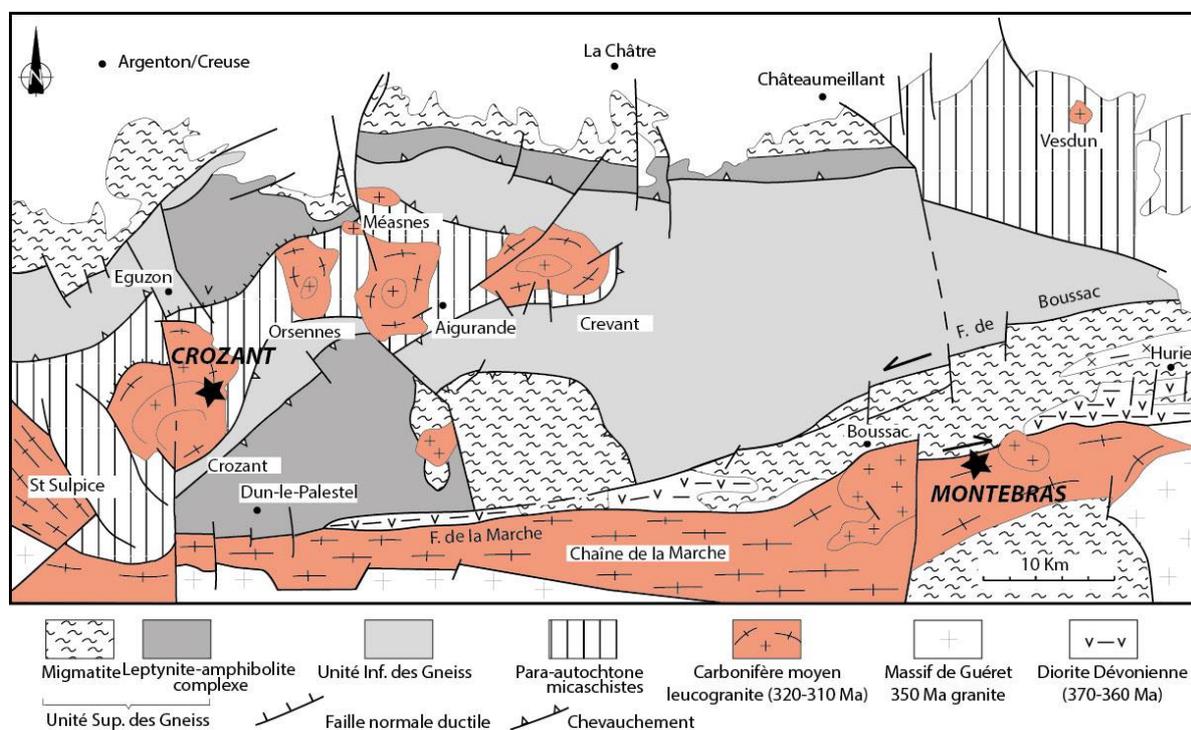


Figure 43 : Schéma structural du Plateau d'Aigurande et de la Chaîne de la Marche, modifié d'après Faure et al., (2005), avec localisation (étoiles noires) des pegmatites LCT à lithium de Crozant et de l'intrusion à métaux rares de Montebras.

a) Les intrusifs et altérations minéralisés en lithium de Montebras

Le granite de Montebras, intrusif dans le granite composite porphyroïde à biotite \pm cordiérite \pm muscovite de Chanon, se localise à proximité de la zone de cisaillement dextre de la Marche. Cette faille recoupe les gneiss migmatitiques de l'unité supérieure des gneiss et une partie des granites intrudant l'USG. Le granite de Chanon, intrusif dans les migmatites de l'USG, est une importante intrusion en forme de sigmoïde dextre coincé entre la zone de cisaillement de la Marche au nord et la zone de cisaillement dextre de Chambon au sud. Dans sa partie centrale et nord, le granite de Chanon est recoupé par des intrusions de granite à 2 micas (Jalèches, Saint-Sylvain-Bas-le-Roc) et de granites à muscovite-tourmaline (Touls-Sainte-Croix). La géométrie de la partie supérieure de l'intrusion de Montebras est connue grâce à des sondages, des galeries de mine et des carrières à ciel ouvert.

- **Le microgranite de Montebras**

L'intrusion de Montebras est une intrusion zonée intrusive en contact franc dans le granite de Chanon. Elle est composée d'une unité de bordure, le granite à métaux rares de Montebras et d'une unité centrale, le microgranite de Montebras. Le microgranite affleure à la faveur d'un apex érodé. Il s'agit d'un microgranite gris clair à matrice fine et cristaux de feldspath potassique et quartz et, dans des proportions moindres, de micas, tourmaline et apatite. La matrice contient de l'albite, de la muscovite et du topaze. Il semble exister peu de données d'analyses géochimiques sur ce microgranite. Sur des analyses anciennes d'échantillons et de sondages, les **teneurs en lithium sont assez élevées, entre 0,32 et 0,58 % Li_2O** (Aubert, 1969) et seraient à confirmer par de nouvelles analyses. Ce faciès est également riche en fluor et en fer, supérieur ou égal à 1 % pour ces 2 éléments. De nouvelles analyses permettraient également de déterminer si ce microgranite appartient, comme son faciès de bordure, à la classe des granites à métaux rares riches en phosphore (notamment avec la détermination des rapports Nb/Ta et Zr/Hf et autres métaux).

- **Le granite albitique de Montebras**

Le granite albitique de Montebras, daté à 314 ± 4 Ma par LA-ICP-MS sur colombo-tantalite (Melleton *et al.*, 2015), apparaît comme une « pelure d'oignon » autour du microgranite, *a minima* sur sa partie supérieure. Le contact entre ce granite et le microgranite est net (Aubert, 1969). Cette unité ovoïde à une puissance variable, de 5 mètres à 50-60 mètres. Cette unité est plus puissante sur la partie ouest de l'intrusion au niveau de l'exploitation à ciel ouvert d'IMERYS. Le contact avec le granite de Chanon est franc dans les zones où il n'y a pas eu de formation de greisen liée à l'altération hydrothermale de haute température associée à la cristallisation et au refroidissement de l'intrusif. Localement des enclaves de fragments du granite de Chanon se trouvent emballées dans le granite à métaux rares. Ce granite est exploité par IMERYS pour la production de feldspath à destination de l'industrie de la céramique du fait de sa pauvreté en fer et sa richesse en éléments fondants (P, F, etc).

Le granite albitique est un granite à métaux rare de la classe peralumineux riche en phosphore (Cuney *et al.*, 2002). C'est un granite grenu à albite, très clair blanc à teinté de rose. Il est composé d'albite (30 à 50 %), quartz (20 à 30 %), feldspath potassique (15 à 30 %), muscovite (5 à 10 %) et de nombreux minéraux en trace dont l'apatite, la topaze, la cassitérite, la columbo-tantalite (principalement le pôle manganocolombite, Belkasmî et Cuney, 1998) et un important cortège de minéraux rares dont de nombreux phosphates (informations détaillées dans Patureau, 2013; Patureau *et al.*, 2011). Géochimiquement, bien que ce granite soit peralumineux, sodique, riche en phosphore, typique de la classe des granites à métaux rares riches en phosphore (Linnen et Cuney, 2005; Černý *et al.*, 2005), il est relativement pauvre en lithium ainsi que souligné par Cuney et Maignac (2015). En effet les **teneurs reportées en lithium sont peu élevées, de 0,08 à 0,3 % Li_2O** . Un échantillon représentatif analysé en roche totale au laboratoire du BRGM a donné une valeur de 1 057 ppm Li_2O .

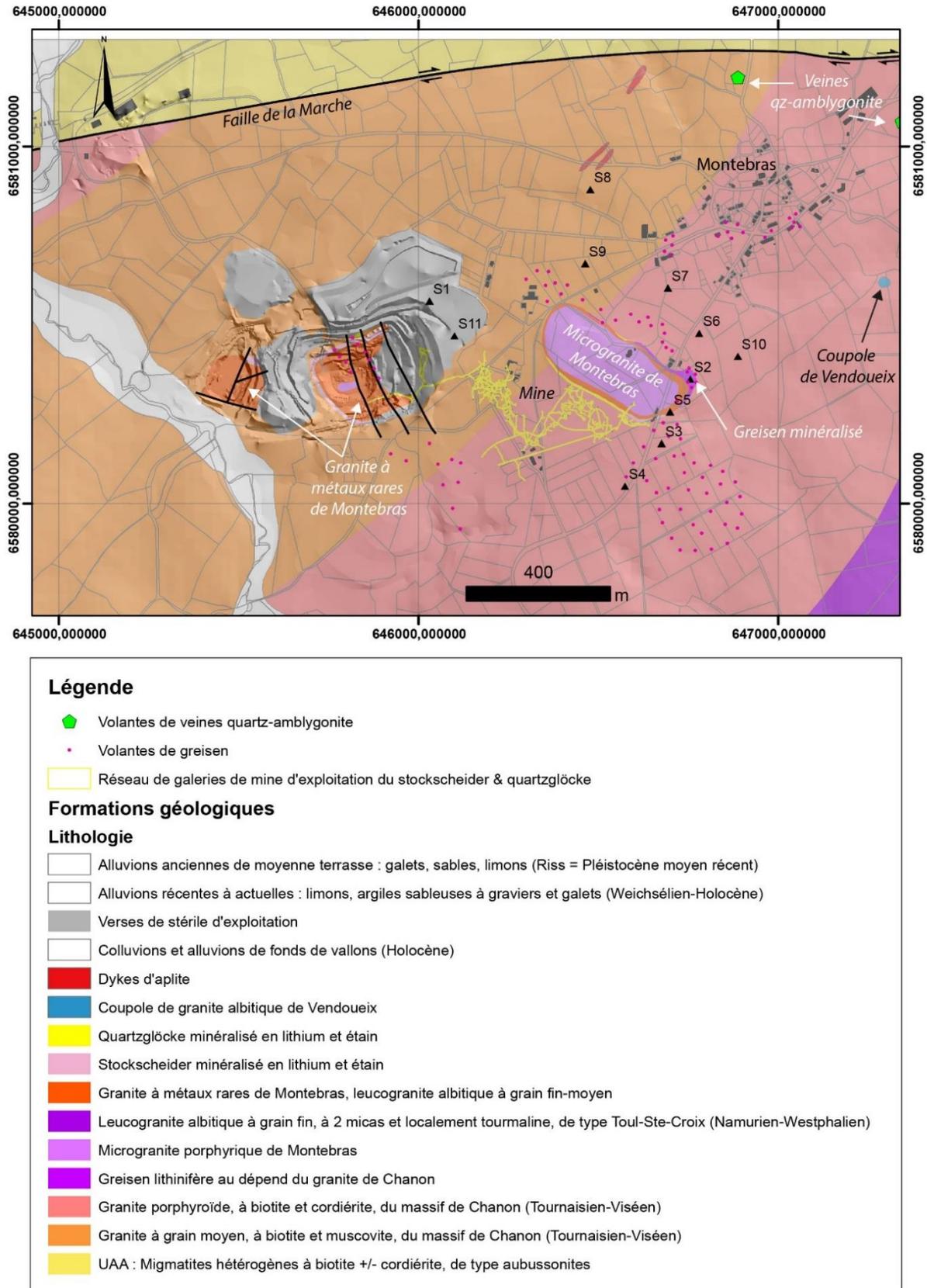


Figure 44 : Carte géologique de Montebbras, synthèse d'après les données de la carte géologique de France au 1/50 000, Aubert (1969), carte géologique IMERYS tirée de Patureau (2013) et données d'exploration du BRGM. Triangles : sondages. Fond topographique (ombré) de l'exploitation de Montebbras issu de la topographie IMERYS et reste des données topographiques issues du modèle numérique de terrain LIDAR IGN RGE ALTI® 1 m avec le parcellaire cadastral.

- **Le stockscheider et le quartzglöcke**

Le contact entre le granite à métaux rares et le granite de Chanon est marqué par la présence d'un niveau assez continu de très gros cristaux principalement de feldspath à croissance perpendiculaire aux épontes. D'après Aubert (1969), la puissance de cette unité est en général de 0,5 à 2 mètres avec un *minima* de 0 et un *maxima* de 15 mètres. Il s'agit d'un stockscheider, assez similaire à une pegmatite, et qui passe en contact progressif au granite albitique à métaux rare. Latéralement, ce stockscheider devient localement très riche en quartz et forme un filon couche, un quartzglöcke¹⁴, en lieu et place du stockscheider. Cet ensemble stockscheider-quartzglöcke a fait l'objet d'une exploitation minière souterraine importante pour produire de l'étain et du lithium sous la forme de cassitérite et d'amblygonite-montebasite respectivement. L'histoire des différentes phases d'exploitation (1868-1914), qui ont produit 2000 t de phosphate de lithium (amblygonite) et 300 t d'étain, est indiquée en détail dans Aubert (1969), Patureau (2013) et Patureau *et al.* (2011). D'après Aubert (1969), le stockscheider est composé d'orthose dominante, de quartz, d'albite, de muscovite et plus rarement de lépidolite, d'apatite et de rare amblygonite-montebasite. Le quartzglöcke serait légèrement plus tardif (hydrothermal de haute température) que le stockscheider (magmatique). Sa puissance est de 0,5 à 2 m avec des zones à 7-8 m dans les parties les plus apicales. Il est composé d'un quartz massif blanc-gris localement géodique, accompagné localement d'orthose, micas, cassitérite et de masses d'amblygonite-montebasite. Ces phosphates de lithium étaient en masses particulièrement abondantes sur le versant sud de la coupole avec de poches minéralisées jusqu'à 12 m d'extension pour 3 à 4 m de large. **Cet ensemble stockscheider-quartzglöcke est donc minéralisé en lithium mais de façon irrégulière avec des zones riches et des zones pauvres.**

- **Greisen à lithium**

Les greisens se développent lors de l'altération hydrothermale liée à des circulations de fluides hydrothermaux chauds associés au refroidissement de l'intrusion de Montebas. Les greisens se développent au dépend du granite de Chanon à partir de la zone de contact intrusion de Montebas - granite de Chanon. Lors de la circulation de ces fluides chauds, les biotites et feldspaths du granite de Chanon sont dissous et remplacés par un assemblage de micas+quartz. Les greisens se développent plutôt sur les zones les plus hautes de l'intrusion là où les fluides sont focalisés. D'après Aubert (1969), sur le versant ouest, les greisens ont des puissances de 0,5 à 5 m et un développement plus important sur le versant est, de 10 à 14 m. Minéralogiquement les greisens sont composés de micas et de quartz avec en traces, tourmaline, apatite, cassitérite (5 à 100 µm) et turquoise. **Les analyses chimiques roche totale anciennes disponibles (Aubert, 1969) indiquent des teneurs en lithium des greisens très élevées, de 1,53 à 1,75 % Li₂O.** Les sondages disponibles suggèrent la présence d'un vaste panneau de greisens puissants (>10 m) à faible profondeur à l'est du microgranite, qui demanderait à être évalué.

- **Veines à quartz-amblygonite**

Des volantes de veines à quartz-amblygonite dans les champs sont signalées sur d'anciennes cartes de prospection du BRGM, au nord et nord-est du village de Montebas. L'extension, la puissance et les teneurs de ces veines sont inconnues.

¹⁴ Le quartzglöcke est l'équivalent quartzueux du stockscheider dans les gisements du SE de l'Allemagne (Erzgebirge).

- **Modèle géologique 3D de l'intrusion de Montebbras**

L'intrusion de Montebbras a été modélisée en 3 dimensions au moyen du logiciel Geomodeller. Les données utilisées correspondent aux données d'orientation des contacts issus de la carte géologique et des campagnes d'exploration du BRGM. L'ancien réseau minier a été digitalisé à partir d'anciens plans issus de rapports BRGM. Les données des sondages et de travaux miniers ont été utilisées ainsi que les coupes d'Aubert (1969) mises à jour sur la partie ouest au niveau de l'exploitation d'IMERYYS. L'avancement de l'exploitation d'IMERYYS montre la présence du granite de Montebbras beaucoup plus à l'ouest que ce qui était proposé par Aubert (1969). Le modèle réalisé est très perfectible car les données de gravimétrie n'ont pas été utilisées pour contraindre la forme de l'intrusion en profondeur. Ainsi cette forme en profondeur n'est qu'une proposition à titre d'hypothèse basée sur un enracinement de l'intrusion au niveau de la faille de la Marche et une manifestation de la présence de l'intrusion entre la faille et le village de Montebbras supposée par l'existence de volantes de veines de quartz-amblygonite et de dykes d'aplite (marqueur distaux). *A contrario*, le toit de l'intrusion peu profond, est contraint par les données de surface, les données d'exploitation (mine, carrière) et les données de sondages. Ce modèle 3D est présenté figure suivante et des images de ce modèle 3D Figure 46.

- b) Pegmatites de Crozant**

Plusieurs filons de pegmatites de puissance métrique, recoupant le granite de Crozant, ont été découvertes dans des anciennes exploitations de kaolin à proximité du village de Crozant. Ces pegmatites, similaires à certaines pegmatites des Monts d'Ambazac (Aubert et Pierrot, 1959) sont riches de nombreuses espèces de phosphates. Ces pegmatites contiennent des cristaux d'orthose jusqu'à 30 cm, du quartz, muscovite, cassitérite, columbite, spessartite, lépidolite, topaze, béryl, apatite, triplite et de nombreuses autres espèces de phosphates (espèces détaillées dans Fontan, 1976). Il s'agit probablement de pegmatites LCT de sous-type béryl-columbite et sous-type béryl-columbite-phosphates. Une de ces pegmatites a été datée à 302 ± 4 Ma en Rb/Sr sur lépidolite (Vialette, 1963). Si ces pegmatites ne présentent pas d'intérêt économique, leur présence est un indice favorable à la présence de pegmatites minéralisées dans la région.

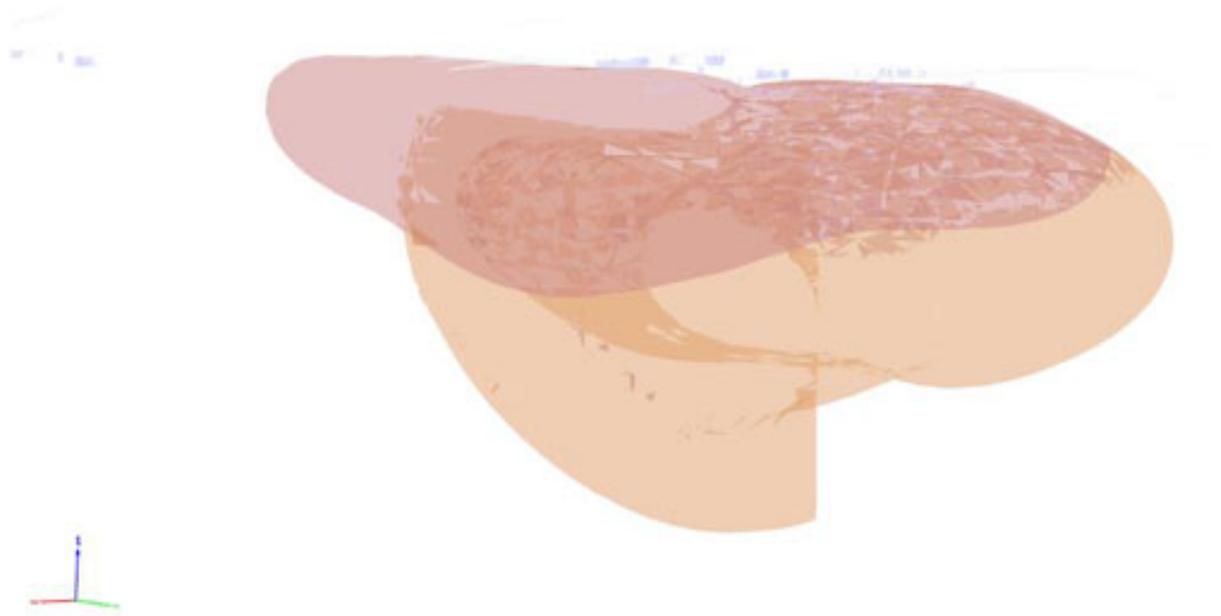


Figure 45 : Modèle 3D Geomodeller de l'intrusion de Montebas.

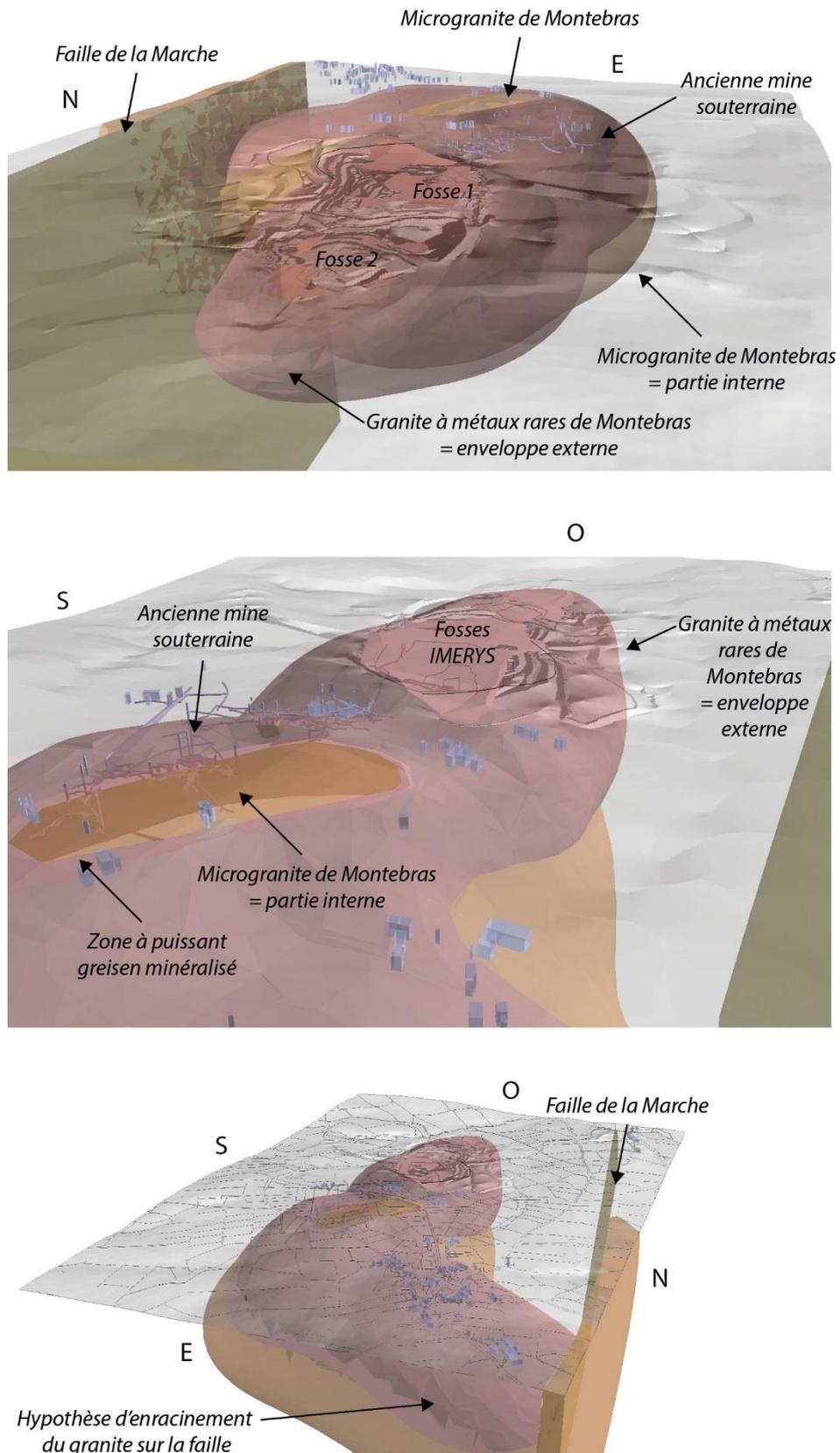
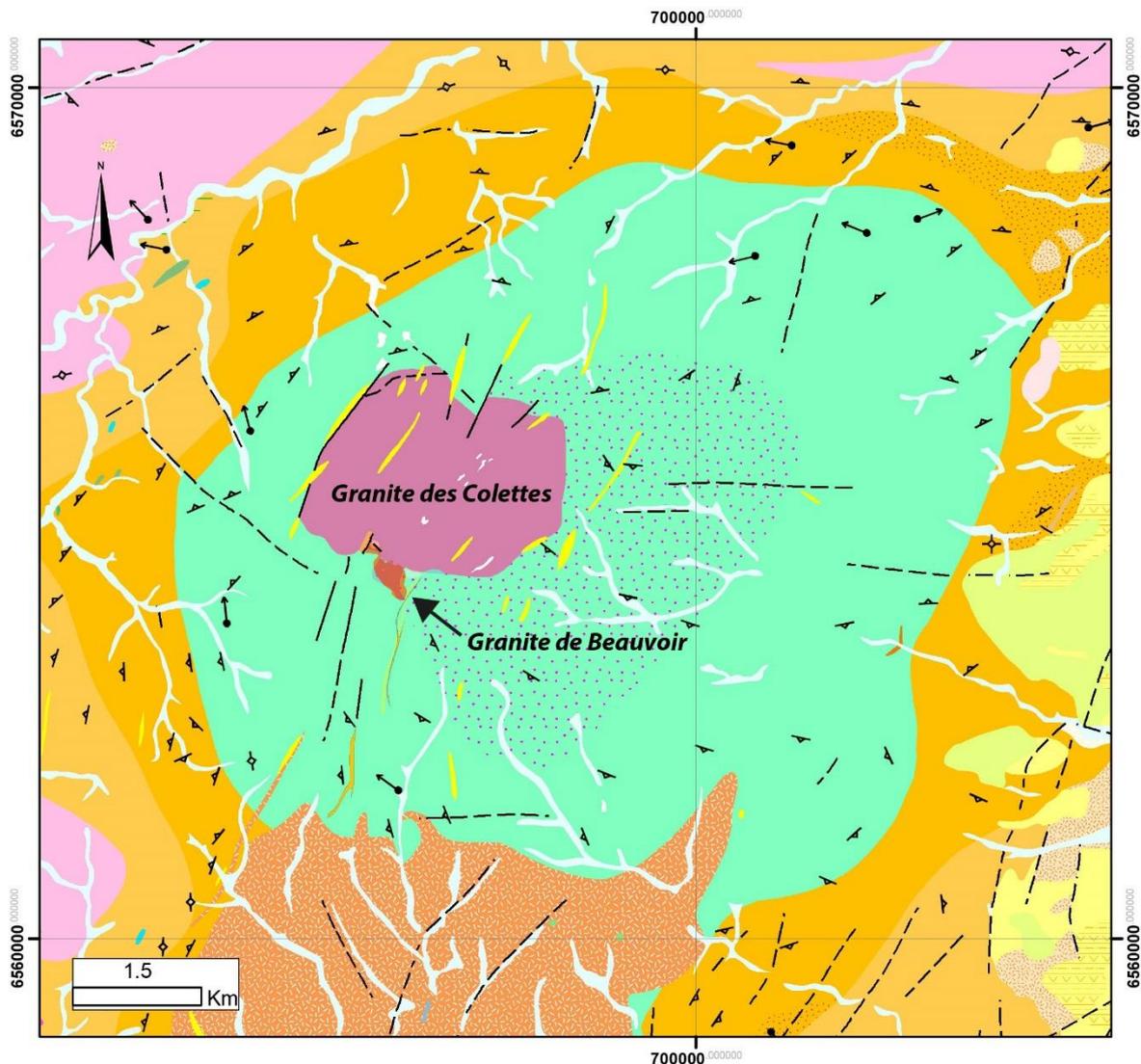


Figure 46 : Vues 3D en perspectives suivant différentes directions du modèle 3D Geomodeller de l'intrusion de Montebras. Pour des raisons de lisibilité, le granite encaissant de Chanon est invisible (transparent) et les 2 faciès de l'intrusion de Montebras semi-transparentes. La géométrie du toit est relativement contrainte à l'inverse de la base représentée suivant une hypothèse arbitraire d'enracinement sur la faille de la Marche. Les cubes gris sont les bâtiments issus du cadastre.

4.3.4. Granite à métaux rares de Beauvoir

Le complexe intrusif granite des Colettes - granite de Beauvoir est intrusif dans les micaschistes du para-autochtone ici représentés par la série de la Sioule (Grolier, 1971). Ces micaschistes sont chevauchés par l'unité inférieure de gneiss qui produit un métamorphisme inverse dans les micaschistes du para-autochtone (Grolier, 1971; Faure *et al.*, 1993; Schulz, 2009; Do Couto *et al.*, 2016). Ces micaschistes sont métamorphisés dans le faciès des amphibolites et montrent de bas en haut une paragenèse à biotite–muscovite–staurotide–grenat–andalousite±sillimanite puis une paragenèse à biotite–muscovite–grenat±sillimanite (Feybesse et Tegye, 1987). Les conditions du métamorphisme qui ont été déterminées sont de 450 °C et 7 kbar puis 600 °C et 8 kbar indiquant un métamorphisme prograde (Schulz, 2009). Les âges du métamorphisme sont discutés et proposés entre 327 ± 12 Ma - 333 ± 18 Ma (Th-Pb sur monazite à la microsonde électronique, Schulz, 2009) et 363 ± 8 Ma (Do Couto *et al.*, 2016). L'empilement d'unités métamorphiques et la foliation principale sont plissés par des plis droits d'échelle kilométrique et d'axe NNW-SSE. Une linéation minérale et d'étirement WNW-ESE est développée sur la foliation principale. Dans les micaschistes des bandes de cisaillement recoupent la foliation principale et sont associées à la mise en place d'intrusions dans un contexte extensif (Faure *et al.*, 2009; Do Couto *et al.*, 2016).



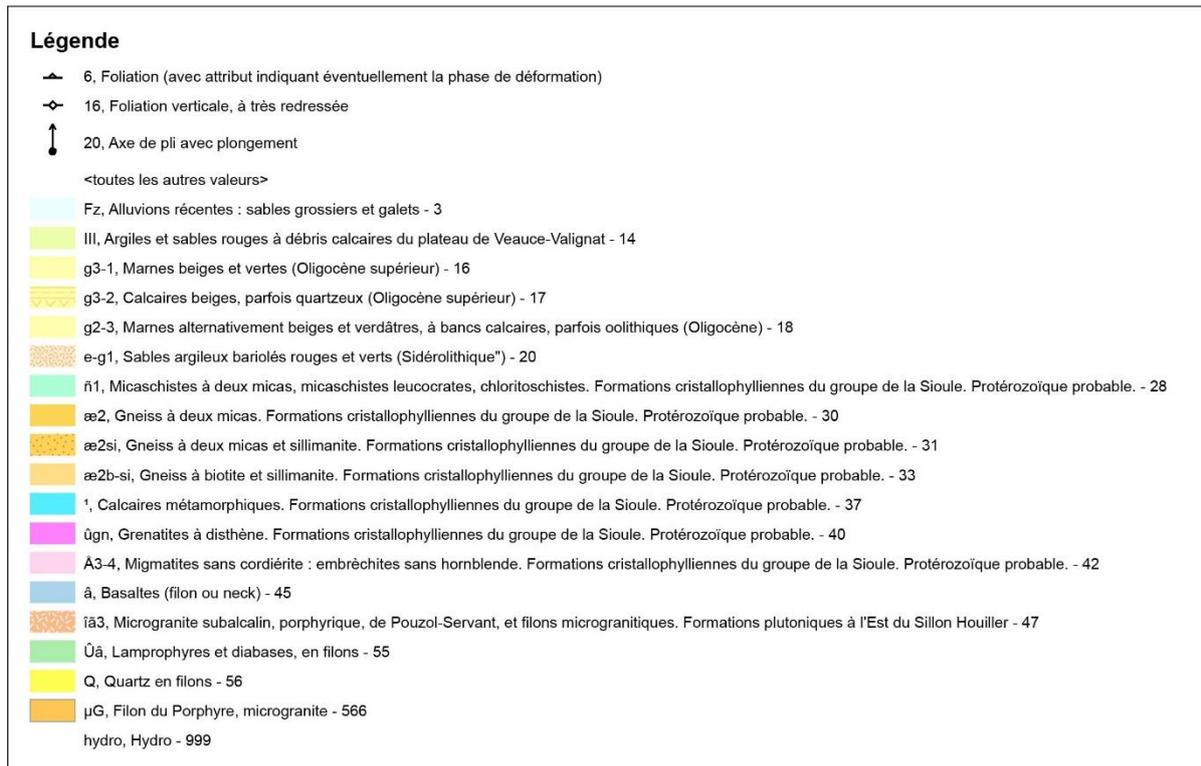


Figure 47 : Carte géologique d'une partie de la série de la Sioule (para-autochtone), d'après la carte géologique de France au 1/50 000. Le granite des Colettes est intrusif dans un antiforme au centre des micaschistes para-autochtones en vert. Le granite de Beauvoir est la petite intrusion au sud du granite des Colettes, mis en place entre ce granite et son encaissant.

Les micaschistes sont intrudés par plusieurs granites dont les principaux sont le massif de microgranite porphyrique de Pouzol-Servant daté à 330 ± 9 Ma (Rb/Sr roche totale, Pin, 1989) et le petit (2 x 3 km) complexe intrusif d'Échassière composé du granite des Colettes et du granite à métaux rares de Beauvoir. L'intrusion principale est le granite des Colettes intrusive dans l'antiforme de la Bosse. Il s'agit d'un granite à biotite, muscovite \pm cordiérite. D'après Gagny et Jacquot (1987), ce granite serait mis en place dans une structure en pull-apart N20 suivant une zone de cisaillement sénestre N60. Sur son contact sud, le granite des Colettes est recoupé par le granite de Beauvoir (Aubert, 1969) qui est une très petite intrusion de 0,1 km². Une troisième intrusion, non affleurante, appelée granite de la Bosse serait présente en profondeur et responsable de la formation du stockwerk à tungstène de la Bosse car ce dernier, daté à $333,4 \pm 2,4$ (U/Pb sur Wolframite, Harlaux *et al.*, 2018), est recoupé par le granite des Colettes et le granite de Beauvoir (Aubert, 1969), et le stockwerk à tungstène se poursuit sous le granite de Beauvoir (Figure 49).

Le granite de Beauvoir est actuellement exploité pour le kaolin par la société IMERYS. En sous-produit de l'exploitation du kaolin, il existe une petite production de concentré de lépidolite et quartz commercialisé à destination de l'industrie du verre ainsi qu'une production d'un concentré de cassitérite, colombo-tantalite et microlite. Ce granite a fait l'objet de très nombreuses études pluridisciplinaires principalement dans le cadre du programme de géologie profonde de la France qui l'a investigué en détails, notamment au moyen d'un sondage carotté profond à but scientifique (Cuney et Autran, 1987) qui a recoupé ce granite de -100 à -900 m.

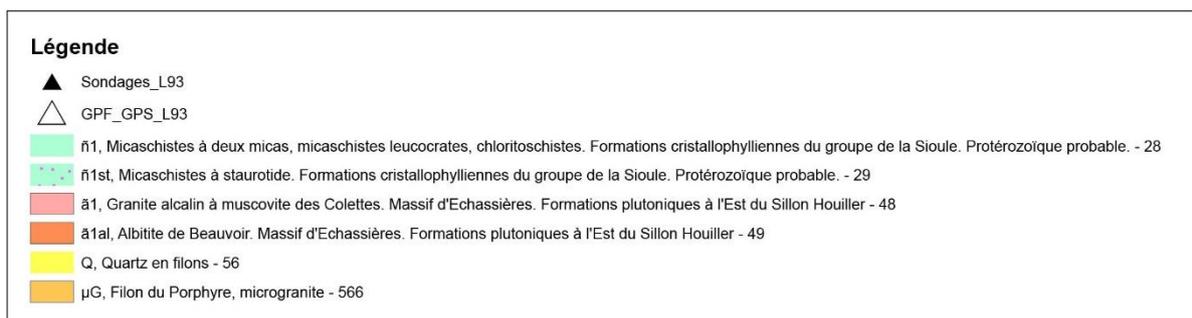
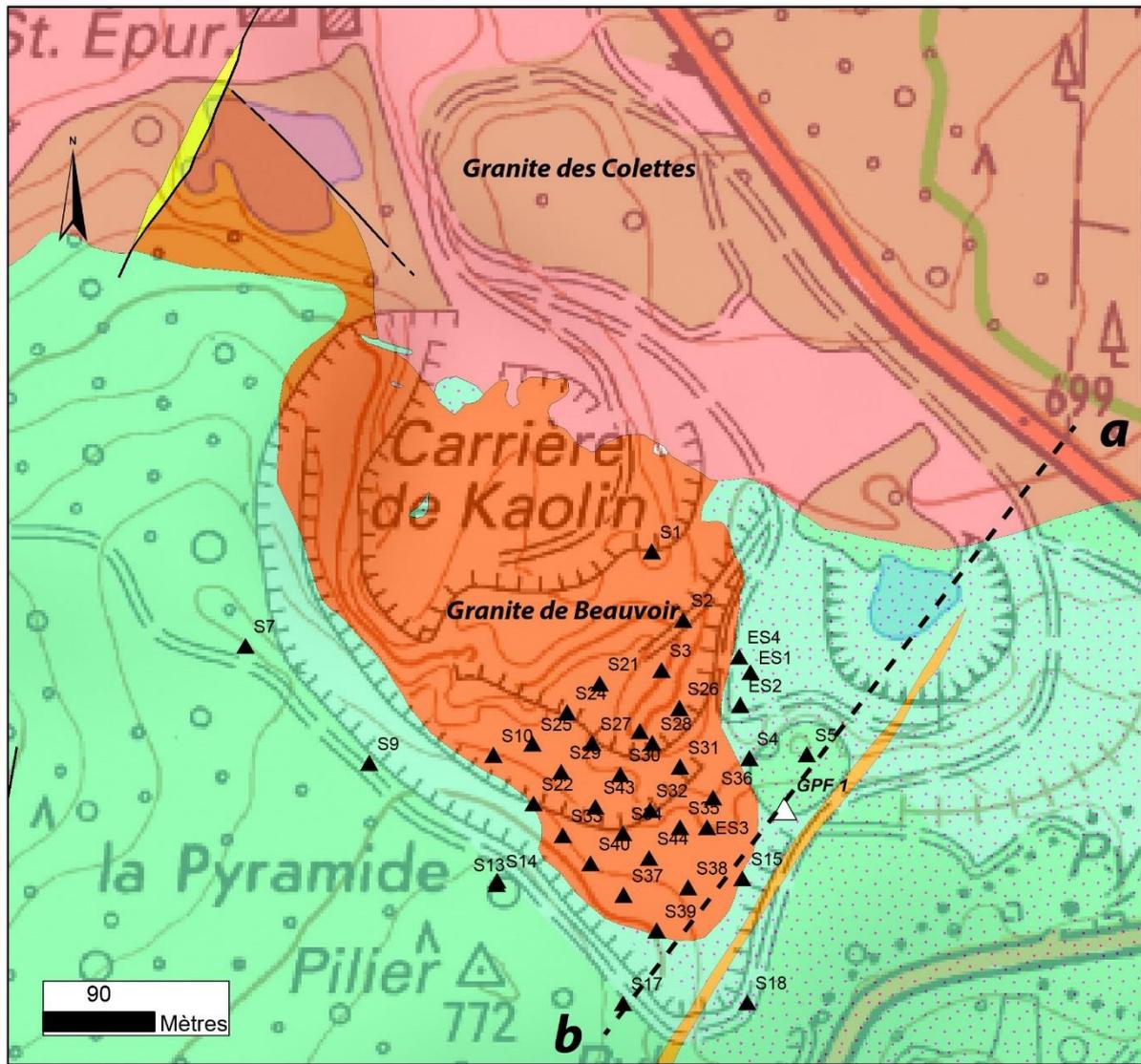


Figure 48 : Carte géologique du granite de Beauvoir, modifié d'après Aubert (1969) et Négroni (2015) avec indication d'un certain nombre de sondages existants dont le sondage GPF de 900 m indiqué sur la carte par un triangle blanc. En pointillé trait de la coupe passant par le sondage GPF.

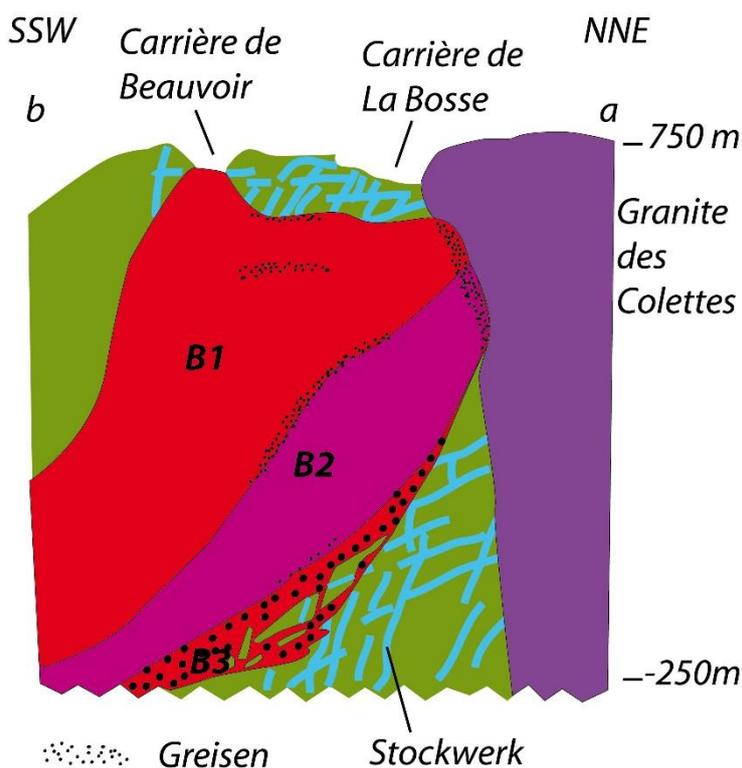


Figure 49 : Coupe SSW-NNE passant par le sondage GPF (non figuré) montrant les 3 faciès du granite de Beauvoir recoupant le stockwerk à tungstène de la Bosse (veines bleu cyan dans les micaschistes) et recoupant le granite des Colettes. Modifié d'après Cuney et al. (1985, 1986, 1992).

Les études géophysiques (gravimétrie Vignerresse, 1987, asm Bouchez et al., 1987), de géologie structurale du granite et des encaissants (Feybesse et Tegzey, 1987 ; Gagny et Jacquot, 1987 ; Jacquot, 1987 ; Jacquot et Gagny, 1987), de minéralogie et de géochimie (Cuney et al., 1986, 1985, 1992 ; Monier et al., 1987 ; Raimbault et al., 1995 ; Raimbault and Azencott, 1987; Rossi et al., 1987) notamment ont permis de comprendre l'organisation de ce granite. Le granite de Beauvoir est une injection polyphasée composée de 3 faciès principaux avec des faciès géochimiquement et minéralogiquement plus évolués vers la surface. Tous les faciès sont peralumineux avec de l'albite, du feldspath potassique, du quartz, du topaze et des micas lithinifères (Zinnwaldite à

lépidolite). Les minéraux accessoires sont l'amblygonite, le zircon, la cassitérite, la colombo-tantalite et le microlite. Les principaux faciès reconnus sont de bas en haut :

- le faciès B3 qui est porphyrique à feldspath potassiques roses ;
- le faciès B2 qui est à grain moyen, avec peu de micas (11 %) et 20 % de feldspaths potassiques automorphes ;
- le faciès B1 qui est à grain moyen, albitique (35 %), riche en micas (22 %), quartz (30 %) et pauvre en feldspath potassique xénomorphe (9 %).

Les contacts entre les différentes unités suggèrent des injections polyphasées, de B3 à B1 en dernier. La base des injections semble assez cassante en permettant l'intégration de panneaux et d'enclaves d'encaissant à la base ou dans les injections (base B3, milieu B2).

La mise en place du granite reste mal comprise. Elle se ferait selon un axe N20 du sud vers le nord, le magma s'injectant depuis une bande de cisaillement sénestre N60 passant au niveau de la Bosse (Gagny et Jacquot, 1987; Jacquot, 1987; Jacquot et Gagny, 1987).

À la fin de la mise en place de l'intrusion de Beauvoir des saumures magmatiques très chaudes (500-600 °C), salées et riches en métaux circulent (Harlaux et al., 2017). Une déformation affecte le granite et localise probablement dans celui-ci des circulations de ces fluides très chauds qui provoquent la formation de veines de quartz et de greisens associés, d'orientation N20. Cette greisenification pourrait être une première altération du granite ayant favorisé bien plus tard sa kaolinitisation par des processus supergènes. Ces greisens sont légèrement appauvris en lithium (0,51 % Li₂O en moyenne, Cabrol and Robida, 1982).

Les datations absolues de ces types de granites restent difficiles. Le faciès B1 est daté entre 299 ± 9 Ma (Rb/Sr sur roches totales, Duthou et Pin, 1987), 308 ± 3 Ma (Ar/Ar sur lépidolite, Cheilletz *et al.*, 1992) et 317 ± 6 Ma (U/Pb sur colombo-tantalite, Melleton *et al.*, 2015). Le faciès B2 est par contre daté à 312 ± 8 Ma (Rb/Sr sur roches totales, Duthou et Pin, 1987).

À partir des données de surface et de plus de 34 sondages historiques ayant traversé 1 811 m minéralisés cumulés et donnant des informations sur une tranche de profondeur de 60 m, un calcul de ressource intégrant un design de carrière à ciel ouvert a été réalisé en 1982 par le BRGM (Coframines, Cabrol et Robida, 1982) sur une partie de la ressource. Ce calcul a été réalisé entre la surface (747,5 m) et l'altitude 687,5 m. Cela conduit à un minimum de 3 021 000 t de minerai sec sans découverte de stérile. Sur cette tranche, 3 Mt de minerais sont démontrées avec au seuil de 95 % un intervalle de confiance des teneurs inférieur à 6 %. **Ces 3 millions de tonnes de minerai sont à des teneurs élevées de 0,78 % Li_2O , 1439 g/t Sn, 336 g/t Ta_2O_5 , soit 23564 t Li_2O (10945 t Li métal), voir Tableau 9.**

En réalisant le même calcul pour une profondeur de fond de fosse à 615 m au lieu de 680 m le tonnage de minerai sec sans découverte on atteint 4,46 Mt. Si on intègre un faible taux de découverte (1 tonne de minerai pour 0,5 t de stérile) et une exploitation entre 747,5 m (surface) et l'altitude 515 m, le tonnage atteint alors 48 millions de tonnes potentielles (Cabrol et Robida, 1982). Il n'y a pas assez de données pour estimer la teneur moyenne des différents métaux sur cette tranche de 230 m de profondeur, mais il faut noter qu'avec une teneur moyenne prise arbitrairement à 0,5 % Li_2O , ce potentiel théorique serait alors de 240 000 t Li_2O . Par contre, ce potentiel n'est calculé que sur une partie de la ressource (voir la zone couverte par une forte densité de sondage Figure 48, la partie nord-ouest n'étant par exemple pas comptabilisé).

Substance	Tonnage minerai (t)	Teneur (g/t)	Tonnage	Minéral porteur
Lithium (Li_2O)	3 021 000	7800 Li_2O (soit 3623 Li métal)	23564 Li_2O (soit 10945 t Li métal)	Lépidolite, zinnwaldite, amblygonite Trilithionite
Étain (Sn)	3 021 000	1439	4347	Cassitérite
Tantale (Ta)	3 021 000	275	831	Columbo- tantalite Microlite
Béryllium (BeO)	3 021 000	NC (200 à 3000)	NC	Phosphate de béryllium
Feldspath	3 021 000	NC	NC	Albite, Orthose

Tableau 9 : Estimation de ressources mesurées sur le granite de Beauvoir entre l'altitude 747,5 m et 687,5 m (tranche minéralisée de 60 m) avec une géométrie de fosse évitant une découverte. Évaluation de Cabrol and Robida (1982). NC : non calculé.

4.3.5. Granite à métaux rares de Chavence

Sur la bordure de l'extrémité sud-ouest du Morvan (Commune de Gilly-sur-Loire), se localise une petite intrusion de granite à métaux rare peralumineux de type pauvre en phosphore (max. 0,03 % P_2O_5). Ce granite est intrusif dans la série volcano-sédimentaire de la Somme, d'âge dévonien à carbonifère inférieur. De nombreux dykes de microgranite à topaze existent dans les environs. D'après Mourey (1985) qui a étudié en détail cette intrusion, il s'agit d'un granite à topaze et zinnwaldite dans lesquels s'observent monazite, xénotime, zircon et colombo-tantalite. Malgré la présence de zinnwaldite, la teneur en lithium est modérée, entre 1 173 et 1 401 g/t Li_2O . Un éventuel potentiel serait à rechercher dans des greisens associés à des intrusions de ce type dans l'environnement.

4.3.6. Margeride - District de Saint-Chély-d'Apcher

Le massif granitique de la Margeride est un des plus important pluton du Massif central (3 200 km²), avec près de 90 km d'allongement est-ouest pour une largeur variable de 15 à 55 km. Ce granite, daté à 314 ± 3 Ma (U/Pb sur monazite, Pin, 1989) est intrusif dans l'ensemble de la séquence para-autochtone, unité inférieure des gneiss, unité supérieure des gneiss. Ce massif est constitué à 95 % du granite porphyrique de la Margeride. Ce granite à biotite \pm muscovite \pm cordiérite est recoupé à l'est par le granite à 2 micas de Saint-Christophe-d'Allier et par de très nombreux filons décimétriques à décamétriques ou lentilles pluri-hectométrique à pluri-kilométrique de leucogranites. Ces leucogranites sont datés vers 305 ± 4 Ma (U/Pb sur Monazite, Lafont and Respaut, 1988). De nombreux filons de pegmatites, aplites et des albitites (Maghraoui *et al.*, 2002) recoupent également ce granite. Ces ensembles d'intrusifs recoupant le granite de la Margeride sont localisés dans une zone où celui-ci est moins épais d'après des modélisations issues de données de gravimétrie (Talbot *et al.*, 2005).

L'important champ de pegmatite du district de Saint-Chély-d'Apcher, intrusif dans le granite de la Margeride est connu, car c'est le plus important gisement régional de feldspath potassique. Ainsi, il a été produit plus de 12 000 t de feldspath à partir de la pegmatite de La Chaumette (Rimeize) entre 1920 et la fin des années 60. Il s'agit de nombreuses injections et filons de pegmatites et d'aplites, certaines d'entre elles présentant un cœur quartzeux. Les pegmatites les plus évoluées contiennent de la lépidolite à proximité de ce cœur et parfois de la zinnwaldite dans les unités de bordures proches de l'encaissant granitique (Teissandier, 1977).

Dans ce district, 5 pegmatites contiennent des minéraux porteurs de lithium (Teissandier, 1977). Les descriptions suivantes sont issues de cet auteur. La pegmatite de Noalhac est un objet zoné de 40 x 15 m. Elle possède un cortex à orthose, quartz, albite, muscovite, tourmaline, cordiérite et andalousite. Le granite est albitisé sur le pourtour de la pegmatite. Le cœur quartzeux contient une minéralisation disséminée en zinnwaldite, wolframite, scheelite et pyrite. La pegmatite de la Chaumette est zonée avec des dimensions de 20 x 25 x 15 m avec un cœur quartzeux. C'est une pegmatite à orthose, albite, muscovite, lépidolite, tourmaline, grenat, apatite, cordiérite, andalousite. La lépidolite est assez fréquente dans les blocs en agrégats de lamelles de 5 mm et montre un passage progressif à de la muscovite. Des disséminations de wolframite et de scheelite sont fréquentes. Cette pegmatite a été datée par la méthode argon/argon à 301 ± 6 Ma sur lépidolite (Teissandier, 1977). Non loin, se trouve un amas de trois pegmatites distribuées sur 800 m au Crouzet (commune de Rimeize). Une dizaine de tonnes de feldspath ont été produite sur chacune de ces pegmatites. Ce sont des pegmatites à quartz, feldspath, tourmaline, muscovite et apatite. La lépidolite semble plus tardive car elle se concentre dans des greisens rose-violet assez abondants.

Ces pegmatites semblent appartenir au sous-type colombite et colombite-phosphate. Elles ne présentent pas un intérêt économique pour le lithium du fait de la pauvreté en mica lithinifère mais des objets plus riches pourraient potentiellement exister au sein de ce champ de pegmatite ou à sa périphérie.

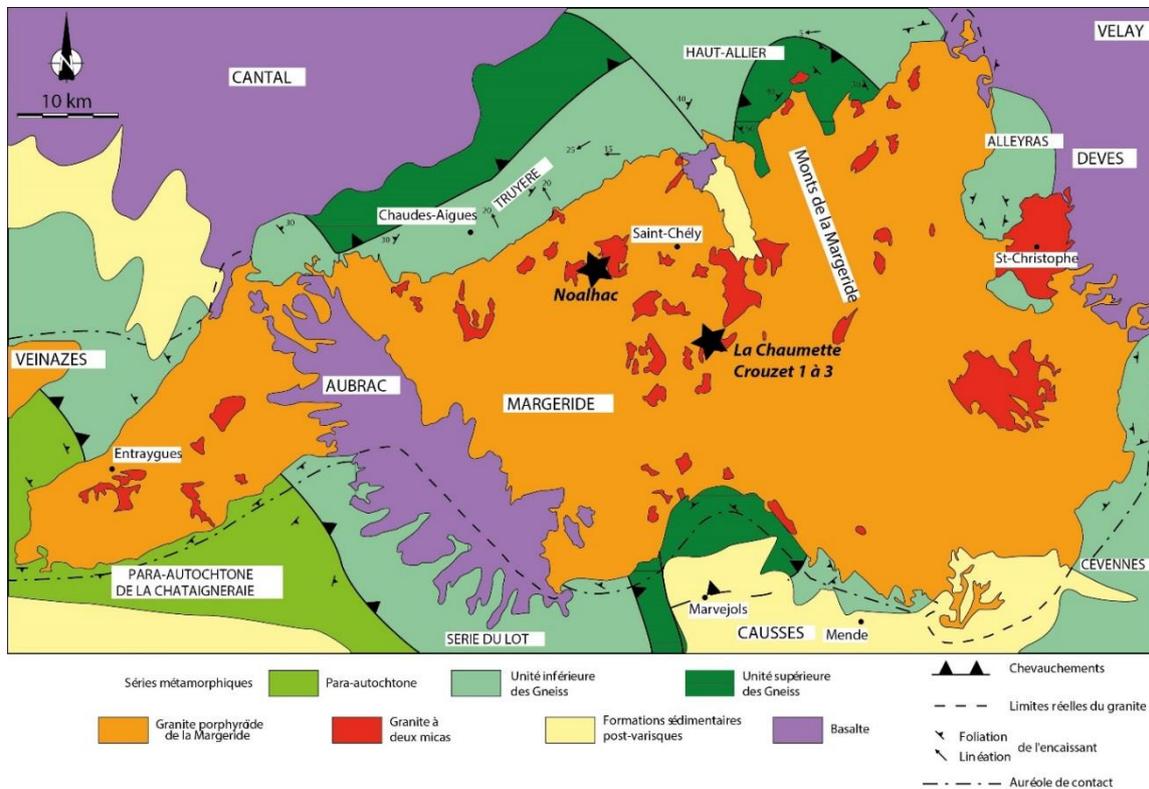


Figure 50 : Schéma structural du massif granitique de la Margeride, intrusif dans l'édifice de nappes du Massif central. Modifié d'après Talbot et al. (2005). Les pegmatites contenant des minéraux lithinifères sont indiquées par des étoiles noires (Données de Teissandier, 1977).

4.3.7. Montagne Noire - District de Brassac

La Montagne Noire est une vaste zone de fusion partielle localisée à l'extrême sud du Massif central. Il s'agit d'une structure elliptique d'environ 90 km de long constituée de paragneiss et d'orthogneiss ordoviciens affectés par une fusion partielle d'âge varisque et intrudée de granites varisques (Demange, 1999). Les conditions maximales du métamorphisme menant à l'anatexis ont été déterminées à $0,65 \pm 0,05$ GPa et 720 ± 20 °C dans la zone axiale (Rabin et al., 2015). Cette zone anatexique a en outre la particularité de contenir des reliques de haute pression conservées sous la forme de boudins d'éclotites dans les migmatites. Cette zone anatexique est entourée d'unités sédimentaires d'âge néoprotérozoïque à paléozoïque (Padel et al., 2017) affectées par des plis et chevauchements. La Montagne noire est bordée par des failles ductiles à cassantes à composante décrochante dextre (e.g. Demange, 1999). La faille normale ductile des Monts de Lacaune sur son flanc nord, la faille ductile dextre de Brassac sur son flanc ouest et la faille transtensive de Mons - Le Pujol-de-L'Orb sur son flanc sud. Les conditions de formation de la Montagne noire restent très discutées. Globalement au sein d'au moins 5 modèles de formation proposés, deux types d'hypothèses sont, soit une formation en contexte compressif (e.g. Faure et al., 2010), soit à l'inverse en contexte extensif (e.g. Van Den Driessche et Brun, 1992) ou une combinaison des deux (e.g. Rey et al., 2011 ; Rabin et al., 2015). La fusion partielle est datée entre 319 et 299 Ma (Roger et al., 2015 ; Poujol et al., 2016 ; Trap et al., 2017) et les granites se mettent en place entre 318 et 294 Ma (Poilvet et al., 2011 ; Roger et al., 2015 ; Poujol et al., 2016 ; Trap et al., 2017). Les pegmatites se mettent en place entre 313 et 292 Ma (Viallette, 1963; Franke et al., 2011).

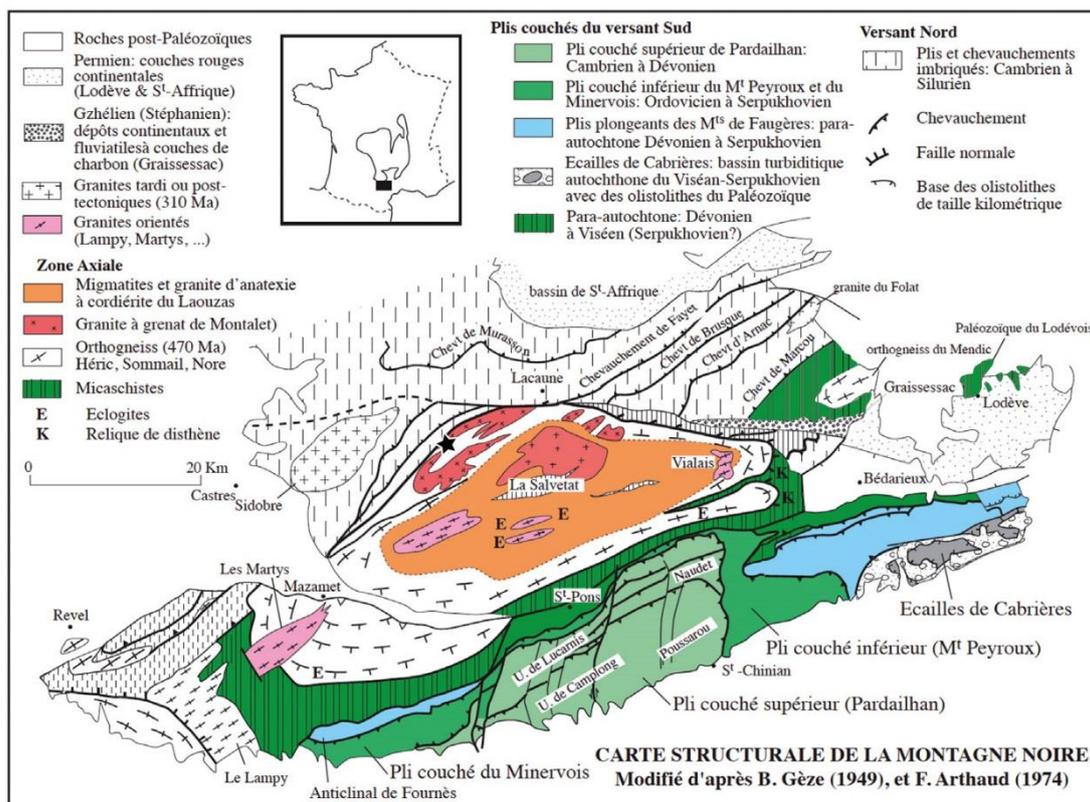


Figure 51 : Carte structurale de la Montagne Noire modifié d'après Faure et al. (2010). La localisation des pegmatites à l'épidolite de Castelneau de Brassac sont indiquées par l'étoile noire.

Les paragneiss et orthogneiss migmatitiques de la zone axiale de la Montagne Noire sont recoupés par de très nombreux dykes et sill de pegmatites de taille pluri-centimétrique à pluri-hectométrique (Collot, 1981). Les pegmatites sont principalement présentes dans les migmatites mais également de façon moindre, dans les micaschistes ceinturant la zone axiale. Les relations de recoupement de ces pegmatites montrent que leur mise en place est polyphasée, datée entre 313 ± 1 Ma et $292,0 \pm 4,4$ Ma (Franke *et al.*, 2011). Malgré des dimensions très importantes, il n'existe que très peu de pegmatites à minéraux lithinifères en Montagne Noire. Une seule zone est répertoriée, la zone du Clap et de la Croix de Saint-Julien. Cette zone se localise en bordure de la zone axiale, affectée par le cisaillement ductile dextre-normal de Brassac. Le granite de Montalet, daté à 294 ± 1 Ma, intrusif dans les paragneiss, est orthogneissifié et cette foliation orthogneissique est recoupée par de très nombreux filons de pegmatites et/ou d'aprites. Ces pegmatites sont pour l'essentiel des pegmatites à quartz-feldspath-muscovite±tourmaline±grenat±béryl. Parmi ces pegmatites quelques très rares pegmatites à lépidolite±elbaïte, dont celle du Clap (Arsандаux, 1901), redécouverte par Gayraud *et al.* (2012) sont connues mais jusqu'à présent uniquement sur la bordure ouest de la Montagne Noire. Une des pegmatites du clap est illustrée ci-dessous. Il s'agit d'un filon subvertical N130 d'une trentaine de centimètres de pegmatite et aprite, à quartz, orthose, albite, muscovite, schorl, grenat aux éponte et qui évolue au centre à une paragenèse à quartz, albite, elbaïte, lépidolite, apatite, hétérosite. De l'autunite est également présente dans des fractures. Cette pegmatite a été datée à 301 ± 6 Ma (age Rb/Sr sur lépidolite recalculé avec la constante utilisée aujourd'hui, Vialette, 1963). Il n'existe pas d'analyses chimiques sur ces pegmatites. Il y aurait une dizaine de pegmatite de ce type sur la bordure ouest de la Montagne Noire.

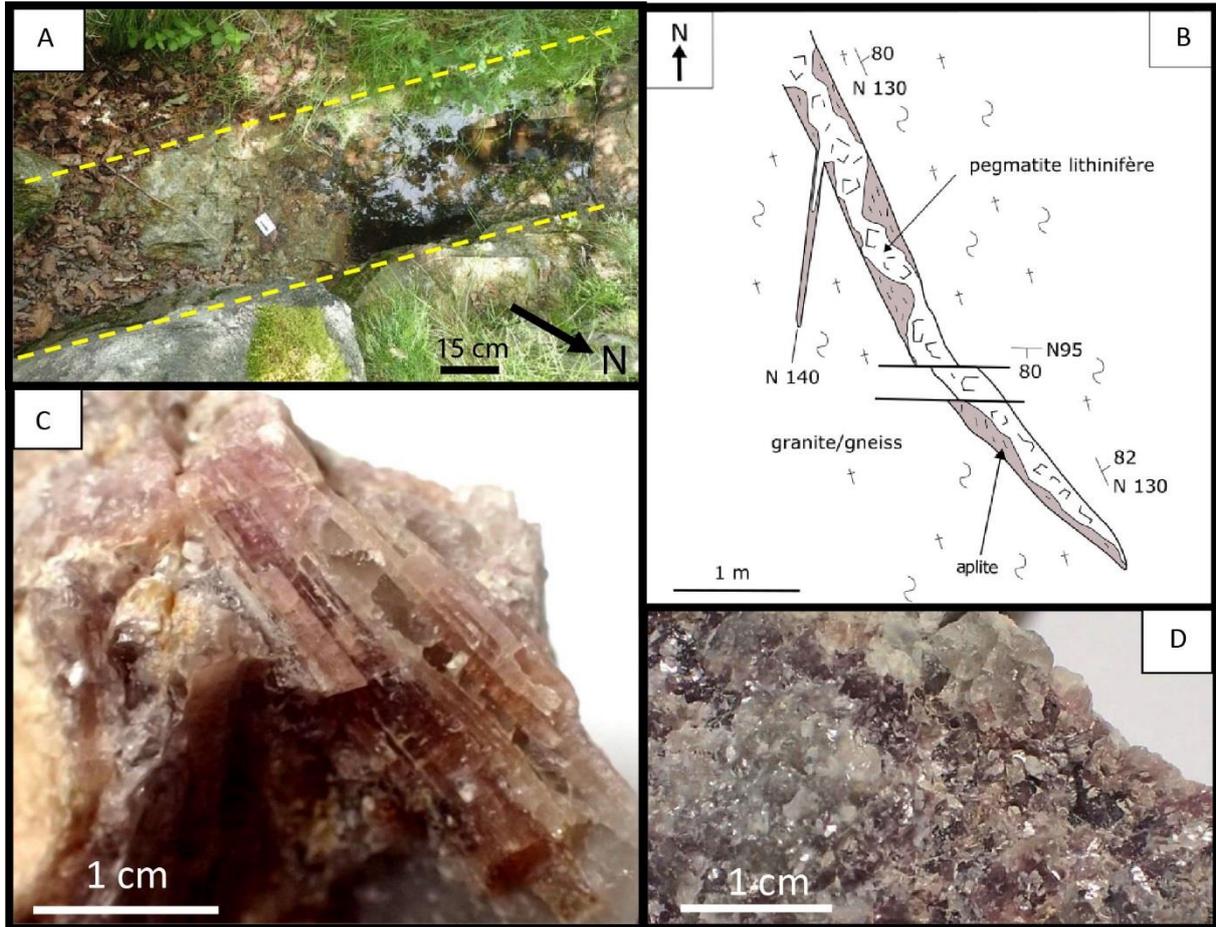


Figure 52 : A) Photo de l'emplacement de la pegmatite de Castelnau-Brassac (Le Clap) en juillet 2016, seule l'éponte du contact N avec l'orthogneiss est encore visible, la totalité du coeur de la pegmatite a été excavé. B) Schéma de la pegmatite à lépidolite de Castelnau de Brassac modifié d'après Gayraud et al. (2012). C) Échantillon de la pegmatite de Castelnau de Brassac : baguettes d'elbaïte rose (variété de tourmaline à lithium) dans matrice de quartz et feldspaths. D) Échantillon de la pegmatite de Castelnau de Brassac : mica lépidolite rose-pourpre dans une matrice de quartz.

4.4. PYRÉNÉES - DISTRICT DES ALBÈRES

Ce district se localise au bord de la méditerranée à la frontière France-Espagne (Argelès-sur-Mer). D'après Laumonier *et al.* (2015) et références incluses, cette zone est formée de métasédiments d'âge Néoprotérozoïque à Paléozoïque. Ces métasédiments sont constitués principalement de grauwackes, pelites, grès et des niveaux de carbonates. Ils sont intrudés par des roches mafiques et des granites d'âge Ordovicien et Carbonifère. Au Carbonifère, la zone est fortement déformée, conduisant une structuration de la série en anticlinal d'axe N110. Un premier évènement D1 se traduit par une phase de chevauchements à vergence sud auquel s'associe un métamorphisme prograde, suivi par un second évènement D2 transpressif marqué par un cisaillement ductile dextre du domaine, la fusion partielle et la mise en place d'intrusions magmatiques Carbonifères. Le métamorphisme régional de haute température – basse pression conduit localement à la fusion partielle (Vilà *et al.*, 2007). Ce métamorphisme se traduit par une séquence métamorphique prograde durant D1 jusqu'à l'anatexie durant D2 (chlorite-muscovite, biotite, andalousite-cordierite, sillimanite et migmatite). Le maximum des conditions pression-température enregistré a été déterminé à 4,5 kbar et 730 °C (Vilà *et al.*, 2007).

Les pegmatites-aplites des Albères (représentées en noir sur la Figure 53), sont essentiellement présentes dans les migmatites (ortho ou paradérivées) et jusqu'à l'isograde de la sillimanite. Entre les isogrades sillimanite et andalousite-cordierite, les pegmatites-aplites sont moins abondantes et globalement plus petites. Certaines de ces pegmatites contiennent une très grande diversité de phosphates, étudiés par Fransolet, (1977), Fontan (1981) et Fontan et Fransolet (1986). D'après Malló *et al.* (1995), il existe quatre types de pegmatite-aplite : i) des pegmatites simples (type I), à bordure aplitique et cœur pegmatitique riche en quartz. Ces pegmatites sont les plus abondantes et sont composées principalement de quartz, microcline, biotite, cordierite, schorl et grenat ; ii) Des pegmatites de type II similaires aux premières, mais de plus grande dimension, jusqu'à 200 m de long, et contenant en plus des phosphates de Li-Fe-Mn dont la triphylite, du chrysobéryl et de rares oxydes (colombo-tantalite et uraninite ; iii) Des pegmatites de type III, de quelque mètres à 300 m, similaires au type II mais avec un cœur quartzueux bien développé et des zones de remplacement albitique. Elles sont riches en de nombreux phosphates de Li-Fe-Mn (triphylite, montebrasite, ferrisicklérine, heterosite), du béryl et de plus grandes quantités de colombo-tantalite et uraninite ; iv) des pegmatites de type IV, centimétriques à métriques, composées essentiellement d'albite, quartz, muscovite, béryl, fortement minéralisées en colombo-tantalite, microlite à yttrium, mais avec très peu de phosphates (Scorzalite, $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})\text{Al}_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2$).

Les pegmatites contenant des phosphates de lithium sont ainsi essentiellement les pegmatites de type II et III, et se localisent essentiellement entre les isogrades sillimanites et andalousite dans le nord-est du massif des Albères. Il s'agit donc essentiellement de pegmatites LCT de sous-types béryl-colombite et béryl-colombite-phosphates qui ne semblent pas constituer un potentiel pour des ressources en lithium.

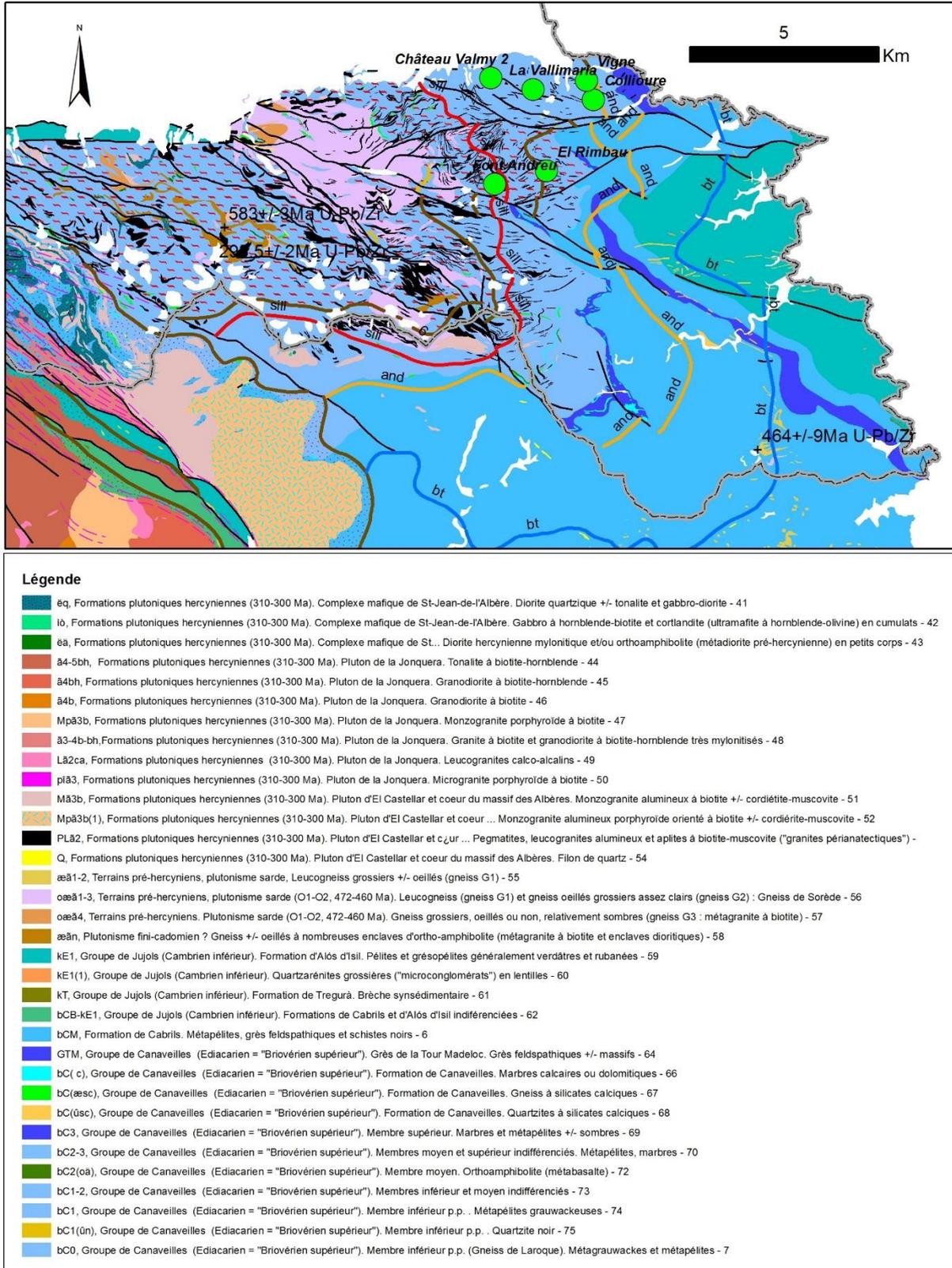


Figure 53 : Champ de pegmatites-apaites (figurées en noir) du massif des Albères (Pyrénées orientales) au niveau de la frontière avec l'Espagne. En blanc, la mer à l'est et au nord toutes les formations post carbonifère y compris les alluvions. Les pegmatites à minéraux à lithium sont figurées par des ronds verts. Modifié d'après la carte géologique de la France au 1/50 000, feuille Argelès-sur-Mer – Cerdères (1097). La frontière France-Espagne est indiquée par un trait noir pointillé sur fond gris, identique au trait de côte.

5. Identification des zones favorables par méthodes prédictives

5.1. PRINCIPE DE LA MÉTHODE CELL-BASED ASSOCIATION (CBA)

La CBA est une méthode de favorabilité qui a été développée au BRGM (Tourlière *et al.*, 2015) pour pallier à certains défauts d'autres techniques de prédictivité, comme par exemple le Weight of Evidence, ne prenant pas en compte des environnements complexes, et étant mise en défaut par des erreurs de positionnement des points d'indices et/ou des incertitudes sur les contours géologiques.

La méthode CBA consiste à découper la zone d'étude par une grille régulière de cellules dans lesquelles on va coder par 1 ou 0 la présence ou l'absence de chaque formation de la zone d'étude. La taille des cellules doit être déterminée de telle façon que la majorité des cellules contienne au moins 2 formations différentes. Le fait d'avoir plusieurs formations par cellule constitue une association. Pour la méthode, seules sont prises en compte la présence et l'absence ; la surface n'intervient pas car cette variable est soumise à des « artéfacts » cartographiques (formation partiellement recouverte par des colluvions par exemple) et elle n'est au mieux représentative que de l'intersection entre un objet géologique 3D et la surface topographique actuelle. Pour cette étude, la taille des cellules a été fixée à 5 000 m de côté.

À partir de cette grille de cellules, des familles d'associations vont être générées qui pourront être cartographiées et on sélectionnera dans un premier temps comme favorables les cellules qui présentent les mêmes formations que celles contenues dans un tampon de 2500 m de rayon généré autour d'un gisement de référence (signature exacte – Tableau 10). Dans un deuxième temps, on donnera une note (ranking) à chaque cellule en fonction des fréquences de présence de chaque formation dans un jeu de cellules de référence (cellules contenant un gisement ou un indice majeur). Les gisements qui ont été utilisés comme étalons sont :

- granites : Beauvoir, Montebrias, Tréguennec et leur équivalent volcanique Richemont ;
- pegmatites : Chèdeville, Saint-Sébastien-sur-Loire

Les formations non pertinentes comme les alluvions, les colluvions ou les formations tertiaires ou mésozoïques ont été éliminées du traitement.

5.2. ADAPTATION DE LA CARTE GÉOLOGIQUE AU 1 MILLION POUR LA RÉALISATION DE CARTES PRÉDICTIVES POUR LE LITHIUM.

À partir des informations contenues dans les tables attributaires de la carte géologique au 1/1 000 000 de la France, il a été procédé à plusieurs opérations qui ont permis d'obtenir une carte pertinente pour une recherche de favorabilité par CBA.

Première opération : simplification du codage stratigraphique, tous les codes post paléozoïques ont été regroupés en « CNZQ » pour le Tertiaire et le Quaternaire, en « MSZQ » pour le Trias, le Jurassique et le Crétacé et en « VIII » pour le volcanisme tertiaire. Tous les autres codes lithostratigraphiques du Paléozoïque et anté-paléozoïques de la carte géologique de la France au millionième ont été conservés. Ensuite, les polygones des formations géologiques ont été agglomérés s'ils avaient un code identique à l'issue de la simplification (Méthode « Dissolve » du logiciel ESRI© ArcMap™). Ceci a permis de créer la carte qui a servi au codage des cellules de la grille CBA à la maille de 5 x 5 km.

Deuxième opération : En l'absence d'une couche numérique à l'échelle de la France sur la caractéristique allochtone/allochtone et le métamorphisme incluant les unités de haute pression exhumées, la couche de point d'éclogites a été utilisée afin de pointer les zones ayant subi un métamorphisme de haute pression, signifiant la présence d'unités para-autochtone métamorphisées par métamorphisme inverse à l'aplomb. Les éclogites sont représentées sous forme de points sur la carte au 1/1 000 000. Pour leur donner une surface, un tampon de 15 km de rayon a été généré autour de chaque point. Cette opération est très simpliste et mériterait d'être raffinée pour être structurellement plus cohérente. Si une cellule de la grille CBA recoupe tout ou partie d'un tampon « Eclogite », le code « ECLO » est mis à 1.

Troisième opération : extraction des zones de métamorphisme de faciès schiste vert ou amphibolite de la carte de France au millionième. Si une cellule de la grille CBA recoupe tout ou partie d'un polygone métamorphique le code « METAM » est mis à 1.

L'ensemble des attributs stratigraphiques, « ECLO » et « METAM » sont codés à 1 ou 0 pour chaque cellule de la grille.

5.3. CALCUL DE FAVORABILITÉ AVEC LA MÉTHODE CBA (CELL-BASED ASSOCIATION)

Un tampon de 2 500 m est créé pour chacun des indices de référence et après union avec la carte géologique élaborée pour l'étude et l'intersection avec les tampons Eclogite et les polygones métamorphiques, l'ensemble des attributs contenus dans ces tampons sont valorisés à 1 ou 0. La fréquence d'apparition des différents attributs constituera le paramètre qui sera ensuite injecté dans la grille de l'ensemble de la zone d'étude pour y être sommé par cellule pour élaborer la carte de favorabilité finale.

5.4. RÉSULTATS

5.4.1. CBA par signature exacte

La CBA par signature exacte permet de sélectionner les environnements géologiques strictement identiques à celui des concentrations minérales de référence que sont Beauvoir, Montebras, Richemont, Chèdeville, Tréguennec et Saint-Sébastien-sur-Loire (Tableau 10). Il s'agit pour ce faire de sélectionner toutes les cellules qui présentent les mêmes associations de formations qu'un des buffers contenant un indice de référence dont le contenu est indiqué dans le tableau 10. Cette méthode est extrêmement sélective. Le résultat à l'échelle de la France est présenté Figure 54 et les vues de détail sur les figures 55 à 58.

La signature de l'environnement du granite de Beauvoir est retrouvée sur la bordure du massif granitique de la Margeride, immédiatement au nord du district de Saint-Chely-d'Apcher à pegmatites lithinifères. La signature de l'environnement du granite de Montebras s'étend sur une vaste surface autour de Montebras et plus à l'est sur la bordure ouest du massif granitique de Montmarault (Figure 56). La signature de l'environnement du granite de Tréguennec est retrouvée le long de l'orthogneiss de Plonéour-Lanvern et au nord du Finistère (Figure 55), au nord du granite varisque de Saint-Renan (1 seule cellule) et la signature de l'environnement de Richemont n'existe qu'autour de Richemont.

La signature de l'environnement des pegmatites de type Chèdeville est retrouvée dans les prolongements ouest et est de la bordure sud du granite de Saint-Sylvestre, sur toute la bordure ouest du complexe granitique du Millevaches, sur le flanc sud du granite de la Margeride. Quelques zones également identiques sont présentes dans l'est du Massif central, à l'ouest de Lyon (feuille Tarare) et à proximité de Montceau-les-Mines. Dans le Massif armoricain, cette signature est retrouvée le long du cisaillement sud armoricain sur la bordure

ouest du complexe granitique de Mortagne. Dans le massif des Maures-Tanneron, la signature est retrouvée sur un axe nord-sud suivant la bordure du granite du Plan-de-la-Tour. La signature de l'environnement des pegmatites de Saint-Sébastien-sur-Loire est retrouvée sur de nombreuses et vastes zones, sur l'ensemble des micaschistes des Mauves (Nantes), la partie ouest du Massif central (Plateau d'Aigurandes, sud Saint-Sylvestre, ouest Millevaches, Levezou, Montagne Noire) ainsi que le nord de la Margeride. De façon intéressante, cette signature est également retrouvée dans le massif des Maures-Tanneron, les massifs externes du Nord des Alpes et la partie nord des Vosges.

5.4.2. CBA par Ranking

La CBA par ranking va donner une note à chaque cellule de la zone d'étude à partir de la somme des fréquences d'apparition des formations contenues dans les buffers contenant les 6 indices de référence (Tableau 10). Les cellules avec les notes les plus élevées sont celles qui contiennent le plus de formations associées à un indice de référence et donc, *a priori*, les plus favorables.

Les résultats sont présentés Figure 59 et les vues de détail Figure 60 à Figure 63. Les zones mises en évidence sont donc les mêmes mais de manière plus vaste et soulignent des domaines géologiques favorables comme par exemple le sud du Massif Armoricain et dans une moindre mesure le bloc du Léon. Le Massif central apparaît clairement comme le domaine le plus prospectif, notamment ses parties ouest, nord, centre et est. Les massifs varisques isolés de la Montagne Noire, des Maures-Tanneron et des Vosges et les massifs cristallins externes des Alpes apparaissent également très favorables. *A contrario*, les Pyrénées, les domaines centre et nord armoricain, le complexe du Guéret dans le Massif central apparaissent comme non favorables.

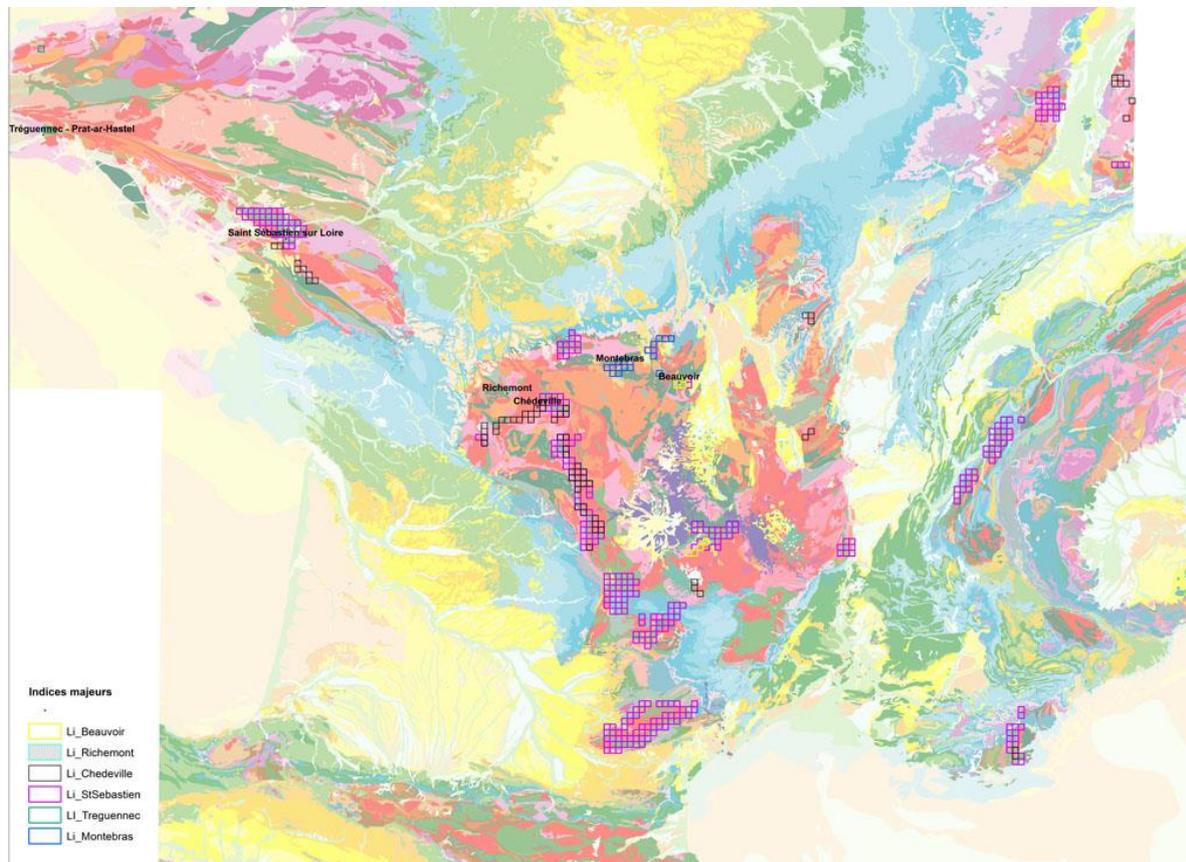


Figure 54 : Résultat de la CBA par signature exacte basée sur les gisements à l'échelle de la France métropolitaine.

ID	Nom	G15	G1516	G17	G19	G6	G7	G78910	G9	bk	bo	k	ko	os	ECLO	METAM
FRA-00003	Beauvoir	0	0	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	1	1
FRA-00060	Montebras	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
FRA-00328	Treguennec	1	1	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	1	1	1
FRA-00863	Chédeville	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1
FRA-03114	St Sébastien	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	1
FRA-04380	Richemont	1	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1	1	0	0	1
	Fréquence	0.50	0.17	0.17	0.33	0.33	0.17	0.17	0.17	0.33	0.33	0.17	0.33	0.17	0.67	0.83

Tableau 10 : Signature exacte des gisements de référence par lecture des valeurs 1 ou 0. Les codes renvoient à la légende de la carte géologique de France au millionième. G : granitoïdes, bk, bo : formation paradérivée d'âge Ediacarien, k, ko : formation paradérivée d'âge Cambrien, os : formation paradérivée d'âge Ordovicien à Silurien, ECLO : présence d'éclogites dans l'environnement (1, sinon 0), METAM : encaissant métamorphique (1), non métamorphique (0) Les valeurs de fréquence utilisées pour le ranking sont sur la dernière ligne, en rouge..

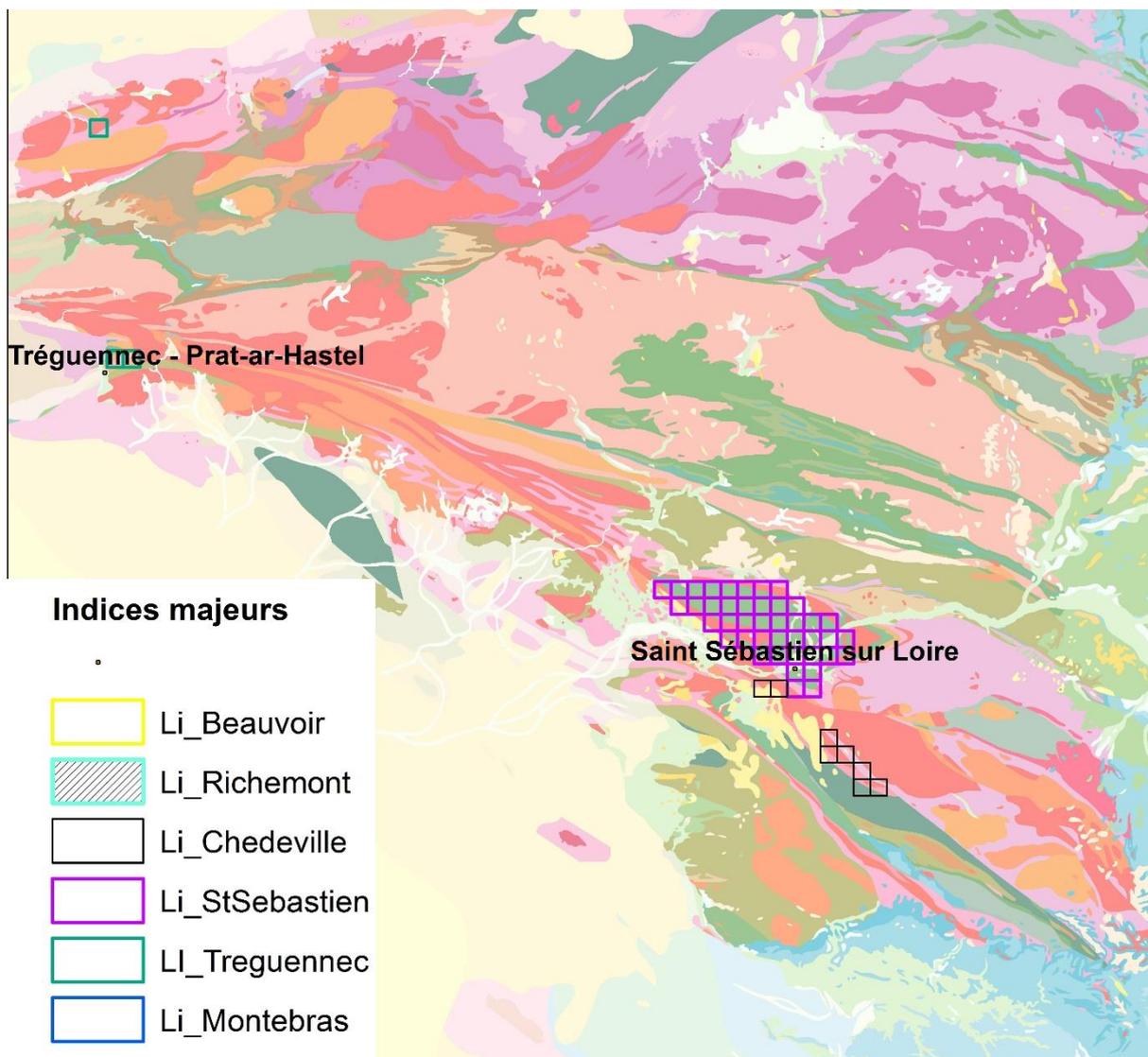


Figure 55 : Résultat de la CBA par signature exacte basée sur les gisements à l'échelle de la France métropolitaine, carte de détail sur le Massif armoricain.

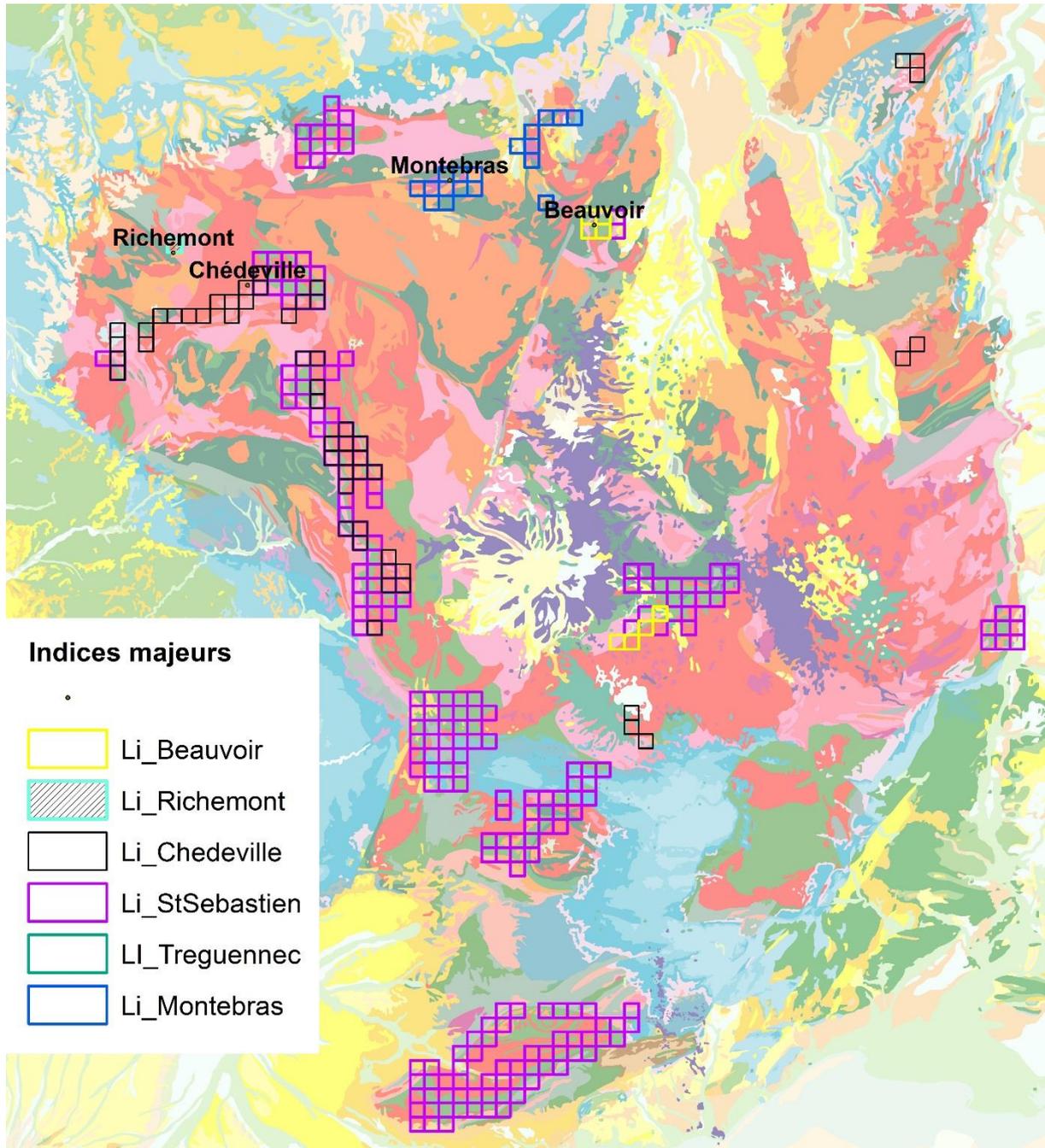


Figure 56 : Résultat de la CBA par signature exacte basée sur les gisements à l'échelle de la France métropolitaine, carte de détail sur le Massif central.

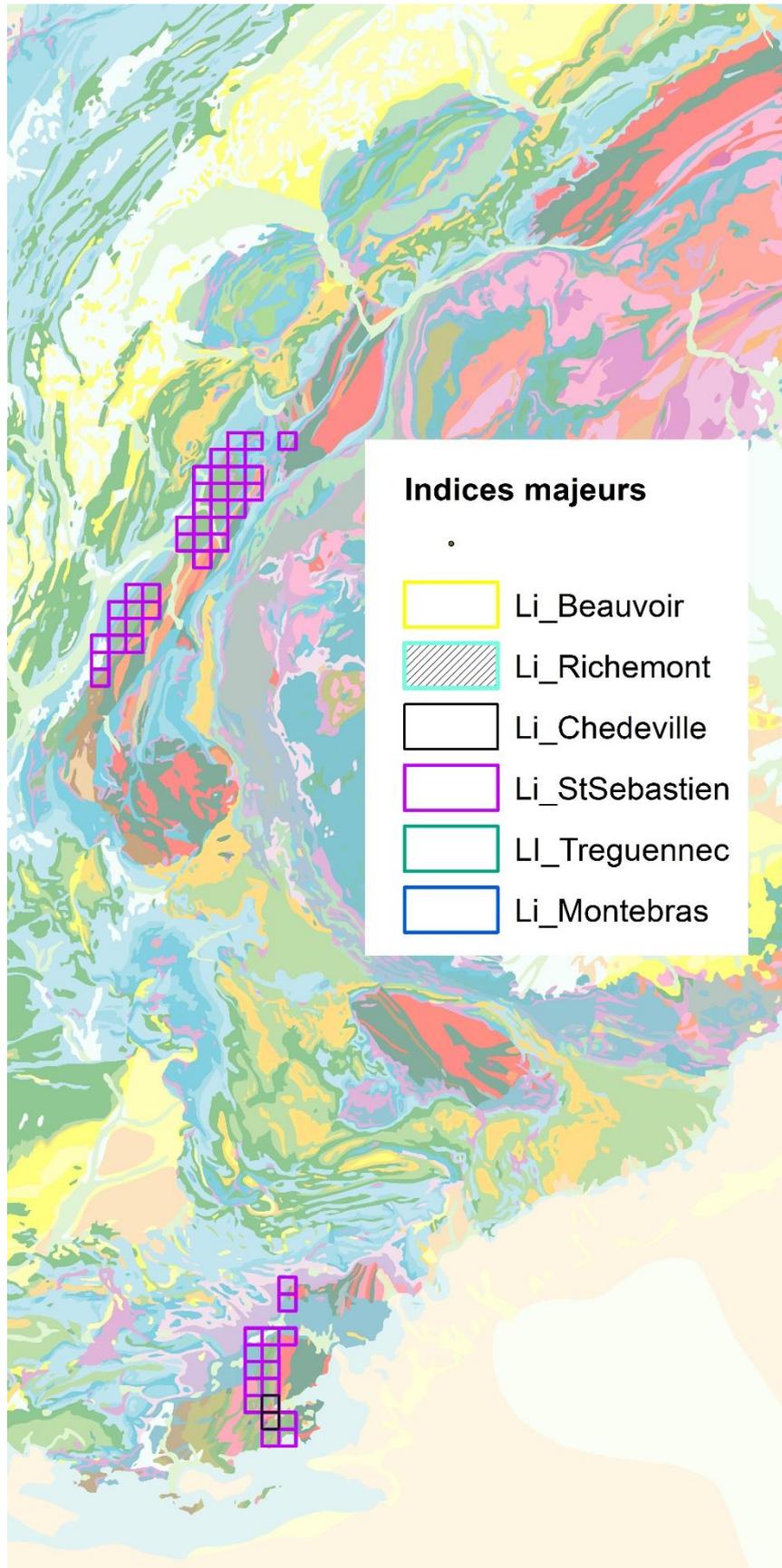


Figure 57 : Résultat de la CBA par signature exacte basée sur les gisements à l'échelle de la France métropolitaine, carte de détail sur le massif des Maures-Estérel et les Alpes.

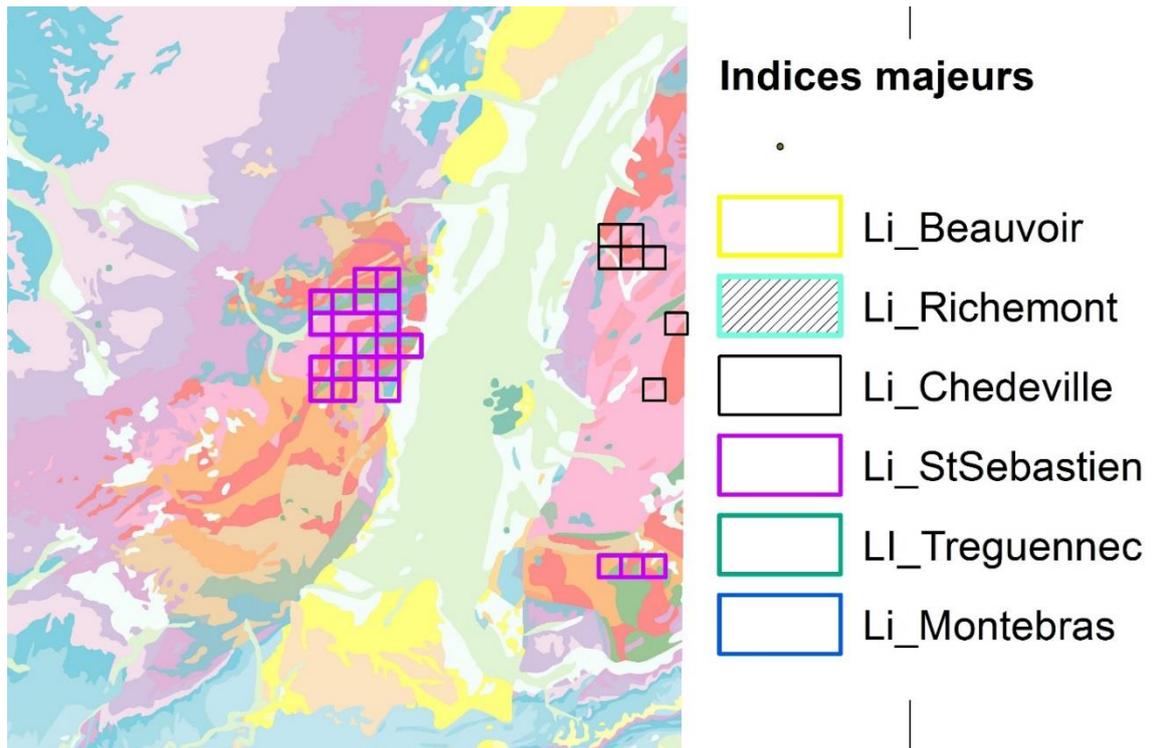


Figure 58 : Résultat de la CBA par signature exacte basée sur les gisements à l'échelle de la France métropolitaine, carte de détail sur le Massif des Vosges.

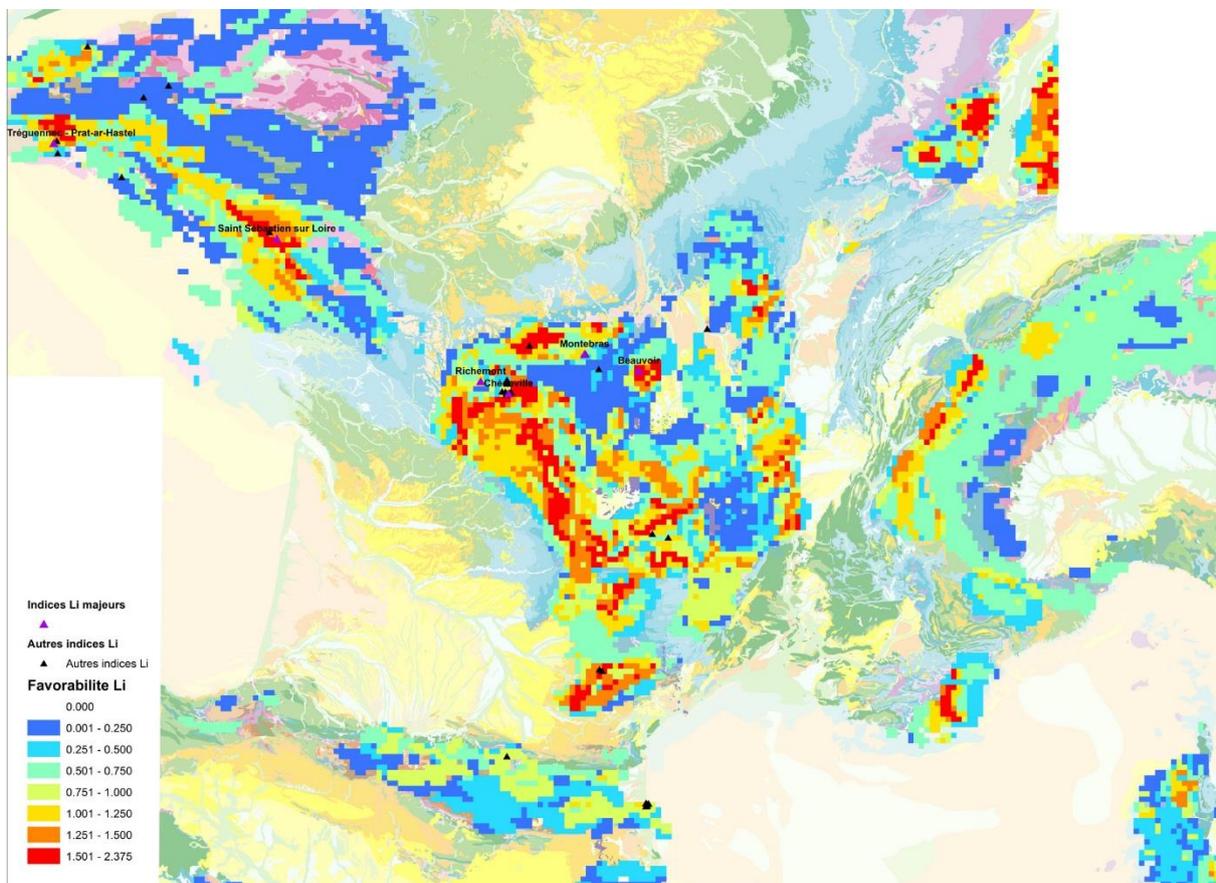


Figure 59 : Résultat de la CBA par ranking basée sur les gisements à l'échelle de la France métropolitaine

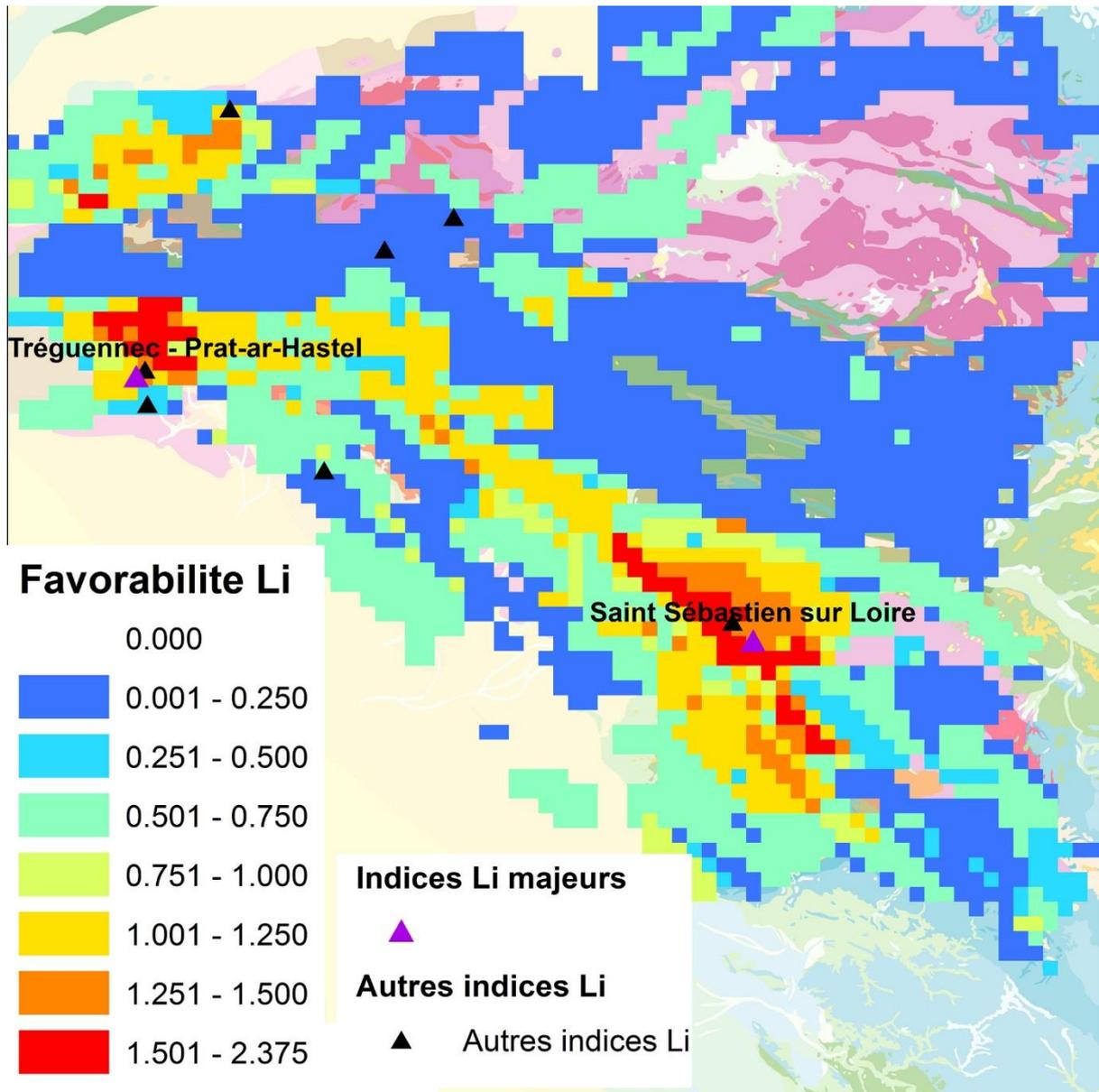


Figure 60 : Résultat de la CBA par ranking basée sur les gisements à l'échelle de la France métropolitaine, carte de détail pour le Massif armoricain.

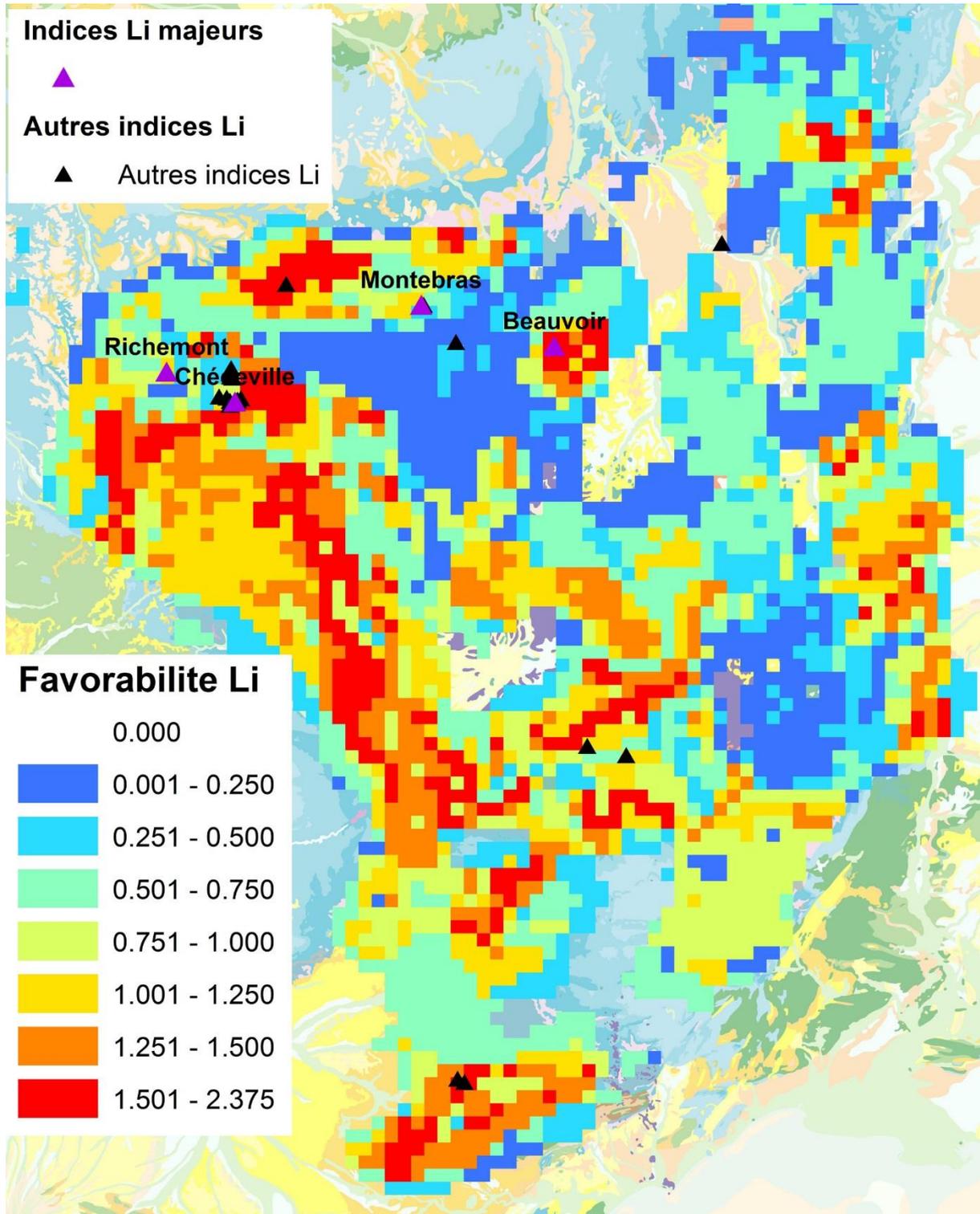


Figure 61 : Résultat de la CBA par ranking basée sur les gisements à l'échelle de la France métropolitaine, carte de détail pour le Massif central.

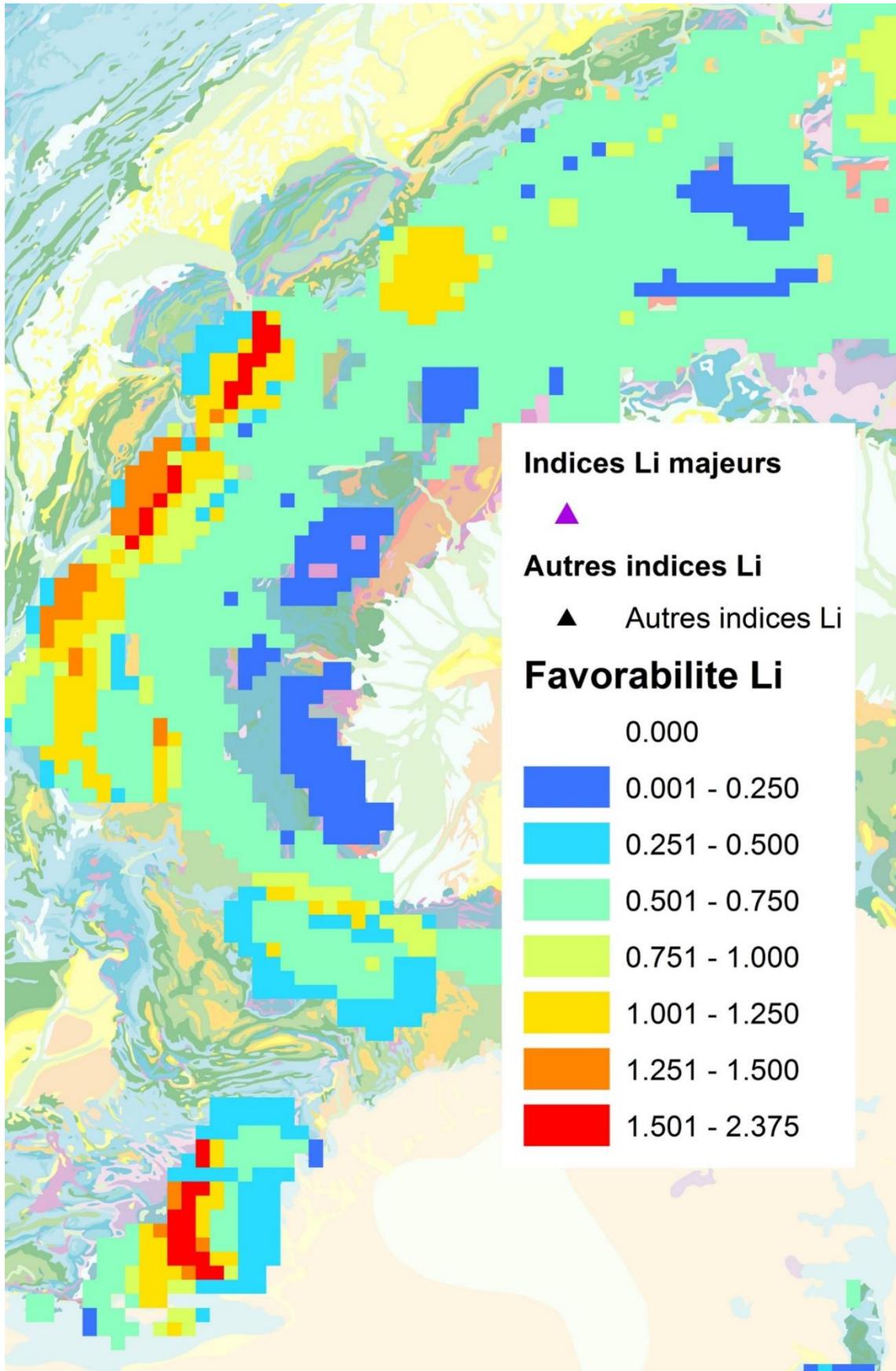


Figure 62 : Résultat de la CBA par ranking basée sur les gisements à l'échelle de la France métropolitaine, carte de détail pour le Massif des Maures-Taneron et les Alpes.

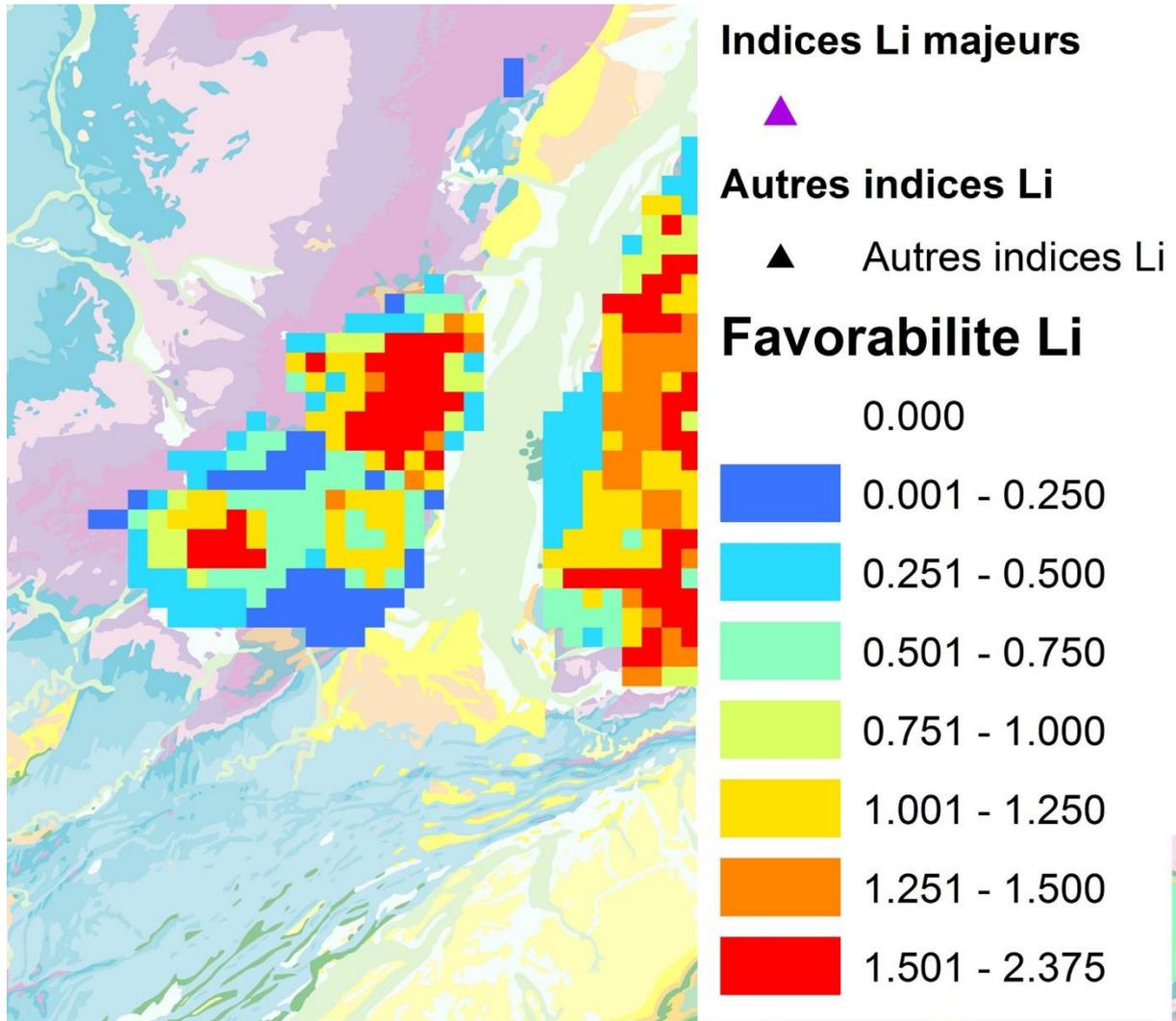


Figure 63 : Résultat de la CBA par ranking basée sur les gisements à l'échelle de la France métropolitaine, carte de détail pour les Vosges.

6. Bilan sur le potentiel et recommandations

6.1. BILAN

Les productions de carbonates ou d'hydroxyde de lithium à partir de roche dure actuellement le sont exclusivement à partir de pegmatites LCT sous-type spodumène. À l'exception de très rares indices, ce type d'objet n'existe pas en France métropolitaine.

Une production de lithium à partir de roche dure ne pourrait donc être réalisée qu'avec le développement de procédés d'extraction du lithium d'échelle industrielle à partir de minéraux comme la série de la lépidolite, de la zinnwaldite et de la série amblygonite-montebbrasite.

Ces minéraux existent en concentrations importantes dans les granites peralumineux à métaux rares riches en phosphore et leur équivalent volcanique. Ces granites représentent le potentiel le plus important en termes de ressources de lithium du fait d'un plus fort tonnage que les pegmatites LCT sous-type Lépidolite. La France métropolitaine possède un important potentiel avec un grand nombre de ces granites à métaux rares. Dans ces granites, les micas de la série lépidolite (polyolithionite-trilithionite), sont le porteur minéralogique principal du lithium. À noter cependant que du lithium est également présent pour partie dans des muscovites lithinifères et sous la forme de phosphates (série amblygonite-montebbrasite). Par ailleurs, ces granites ont la particularité de contenir des co-produits et sous-produits à forte valeur ajoutée (Sn, Ta, Be principalement) mais que d'une concentration minérale à une autre les teneurs des coproduits peuvent être différents.

Les pegmatites LCT de sous-type lépidolite comme celles du district de Chèdeville représentent également un potentiel à condition qu'elles soient suffisamment puissantes et nombreuses. L'étude de prédictivité met en évidence un important potentiel d'exploration et ces objets ne doivent pas être délaissés.

6.1.1. Ressources connues

Les ressources connues sont portées par les granites peralumineux à métaux rares riches en phosphore, Beauvoir, Tréguennec, Montebbras et les pegmatites géochimiquement similaires de la famille LCT, type Complexe, sous-type Lépidolite comme celles de Chèdeville dans les Monts d'Ambazac (Haute-Vienne). Les ressources connues sont essentiellement portées par i) Beauvoir qui ne pourrait être éventuellement exploité qu'après l'épuisement du gisement de kaolin sus-jacent et ii) Tréguennec, situé en bord de mer dans un espace naturel sensible.

6.1.2. Ressources présumées

Avertissement : les valeurs proposées ci-dessous ne sont données qu'à titre d'hypothèse pour proposer une idée d'ordre de grandeur et ne présument en rien de la présence d'une réelle concentration.

Des ressources en lithium sont présumées dans la rhyolite de Richemont, un dyke de 5 000 m x 6 m à teneur possible de 0,78 % Li_2O , uniquement atteignable en souterrain. En utilisant une densité de 2,5 sur une tranche de profondeur de 40 m, le tonnage de lithium serait de l'ordre de 20 000 t LiO_2 .

Dans le district de Montebbras, plusieurs cibles pourraient contenir des ressources : i) le microgranite de Montebbras affleure sur une surface de 400 x 150 m et pourrait présenter une teneur de l'ordre de 0,5 % Li_2O . Une exploitation en carrière sur une tranche de 40 m, en

utilisant une densité de 2,5, pourrait donner un tonnage théorique de l'ordre de 30 000 t Li₂O ;
 ii) Le greisen du Brunet est identifié en surface (Ferme du Brunet, Aubert, 1969) et intersecté sur deux sondages sur une puissance verticale de 10 à 15 m et des teneurs de 1,53 à 1,75 % Li₂O. L'exploitation à ciel ouvert d'un panneau de 200 x 100 x 10 m de greisen (densité 2,9) de teneur 1,5 % Li₂O sous faible recouvrement pourrait donner un tonnage théorique de l'ordre de 8 700 t Li₂O, exploitable avec le microgranite et des faciès riches du stockscheider ayant historiquement produit 2 000 t d'amblygonite.

Identifiant	Nom	Lon.	Lat.	Production réalisée (t Li ₂ O)	Ressources mesurées (t Li ₂ O)	Ressources indiquées (t Li ₂ O)	Ressources supposées (t Li ₂ O)	Statut	Type de minéralisation
FRA-00003	Beauvoir	2.953114	46.181308	NC	23 564		375 000	Gisement en exploitation	Granite PMR-RP
FRA-00060	Montebras	2.295544	46.321071	300			3 500	Gisement en exploitation	Granite PMR-RP
Non	Montebras microgranite	2.304208	46.321840				30 000	Ressource à démontrer	Granite, type à définir
FRA-04401	Brunet Montebras	2.307838	46.32163	148 (estimé à partir de 2000t d'amblygonite)			8 700	Ancien prospect	Greisen à lithium
FRA-04380	Richemont	1.046411	46.076501	0			20 000	Indice	Rhyolite PMR-RP
FRA-00328	Tréguennec - Prat-ar-Hastel	-4.34846	47.875073	NC		64 680		Ressource	Granite PMR-RP
FRA-04395	Tréguennec - Tréluan	-4.311725	47.896731	0		1215		Ressource	Granite PMR-RP
FRA-00863	Chédeville	1.385833	45.978888	354 (estimé à partir de 7 000t de concentré)			6 000	Ressource	Pegmatite Lépidoilite
Total				802	23 564	65 895	443 200		

Tableau 11 : Ressources en lithium de France, production, ressources mesurées, indiquée et supposées.

6.2. RECOMMANDATIONS POUR L'EXPLORATION

Les recommandations pour la recherche de concentrations minérales de lithium sont les suivantes.

6.2.1. En prospection tactique

Il est suggéré l'évaluation du potentiel du dyke de Richemont et la recherche de granite à métaux rare sous-jacent ainsi que l'évaluation du potentiel de ressource du microgranite de Montebras (paragraphe précédent), l'évaluation du potentiel de ressources de type greisen sur le pourtour de l'intrusion de Montebras, notamment le flanc est. Les porteurs minéralogiques sont principalement la zinnwaldite, la lépidolite et la muscovite. Par ailleurs l'intrusion de Montebras (granite à métaux rares, greisen, microgranite, veines quartz-amblygonite) semblent présente à faible profondeur sur une grande surface dans la zone du village de Montebras et semble donc une cible d'intérêt.

6.2.2. En prospection stratégique

À l'échelle des districts, il est suggéré prioritairement des recherches de granites peralumineux à métaux rares riches en phosphore, dans les districts de Beauvoir, de Montebras, de Richemont et de Tréguennec. Les résultats de prédictivité incitent à la prospection de nouvelles zones, prioritairement, le triangle Montebras – massif de Montmarault – Beauvoir, le nord de la Margeride et le flanc ouest du massif du Millevaches.

7. Remerciements

Nous tenons à remercier Monsieur Dominique DUHAMET, de la société IMERYS pour les autorisations d'accès accordées à de nombreuses reprises depuis plusieurs années sur les exploitations de Beauvoir et de Montebbras, ainsi que la fourniture de données de topographie sur Montebbras. Nous remercions Messieurs Hervé DELARBRE, Pierre SIERAK, Philippe REMY et Eric JOURDE pour leur accueil sur les exploitations IMERYS et les échanges d'informations.

8. Bibliographie

Albemarle Corporation (2018) - Annual report and Investor presentation.

Archambault M., Macewan J.U., Olivier C.A. (1962) - Method of producing lithium carbonate from spodumene. US3017243A.

AREVA (2004) - Établissement de Bessines, bilan décennal environnemental 1994-2003 - Partie 3 Plans (Rapport public). AREVA, Cogema Bessines.

Arsандаux M.H. (1901) - Sur quelques minéraux des environs de Brassac (Tarn). Bull Soc Géol Fr. 24, 428–432.

Aubert G. (1969) - Les Coupoles granitiques de Montebres et d'Échassièresn (Massif central français) et la genèse de leurs minéralisations en étain, lithium, tungstène et béryllium, Mémoires du BRGM. Éditions BRGM, Paris.

Aubert G., Pierrot R. (1959) - Sur un gisement de pegmatite à Li, Mn, Nb, Ta, Sn et Be dans la région de Crozant, Creuse. Bull. Minéralogie 82, 400–400. <https://doi.org/10.3406/bulmi.1959.5360>

Audrain J., Vignerese 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 Paris 309, 1907–1914.

Avicenne Energy (2017) - The worldwide rechargeable battery market 2016-2025.

Ballèvre M., Bosse V., Ducassou C., Pitra P. (2009) - Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones. Comptes Rendus Geosci. 341, 174–201. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.11.009>.

Ballèvre M., Marchand J., Godard G., Goujou J.-C., Wyns R. (1994) - Eo-Hercynian events in the Armorican Massif, in: Keppie, J.D. (Ed.), Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New-York, pp. 183–194.

Ballèvre M., Martínez-Catalán J.R., López-Carmona A., Pitra P., Abati J., Fernández R., Ducassou C., Arenas R., Bosse V., Castiñeiras P., Fernández-Suárez J., Gómez Barreiro J., Paquette J.-L., Peucat J.-J., Poujol M., Ruffet G., Sánchez Martínez, S., (2014) - Correlation of the nappe stack in the Ibero-Armorican arc across the Bay of Biscay: a joint French–Spanish project. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 405, 77–113. <https://doi.org/10.1144/SP405.13>.

Ballouard C., Poujol M., Boulvais P., Branquet Y., Tartèse R., Vignerese J.-L. (2016) - Nb-Ta fractionation in peraluminous granites: A marker of the magmatic-hydrothermal transition. Geology 44, 231–234. <https://doi.org/10.1130/G37475.1>

Ballouard C., Poujol M., Boulvais P., Zeh A. (2017) - Crustal recycling and juvenile addition during lithospheric wrenching: The Pontivy-Rostrenen magmatic complex, Armorican Massif (France), Variscan belt. Gondwana Res. 49, 222–247. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.06.002>

Béchenec, F., Hallégouët, B., Thiéblemont, D., Guerrot, C., Cocherie, A., Carn, A. (1999) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Quimper (346) (Notice explicative No. feuille Quimper (346)), Carte géol. France (1/50 000). BRGM, Orléans, France.

Belkasmî, M., Cuney, M. (1998) - Les columbo-tantalites zonées du granite de Montebras (Massif central français). Implications pétrogénétiques. Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci. 326, 459–465. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(98\)80060-8](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(98)80060-8).

Bernard-Griffiths, J., Peucat, J.J., Sheppard, S., Vidal, P. (1985) - Petrogenesis of Hercynian leucogranites from the southern Armorican Massif: contribution of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb and O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages. Earth Planet. Sci. Lett. 74, 235–250. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(85\)90024-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(85)90024-X)

Bosse, V., Feraud, G., Ruffet, G., Ballèvre, M., Peucat, J.-J., Jong, K.D. (2000) - Late Devonian subduction and early-orogenic exhumation of eclogite-facies rocks from the Champtoceaux Complex (Variscan belt, France). Geol. J. 35, 297–325. <https://doi.org/10.1002/gj.864>.

Bouchez, J.-L., Bernier, S., Rochette, P., Guineberteau, B. (1987) - Log des susceptibilités magnétiques et anisotropies de susceptibilité dans le granite de Beauvoir : conséquences pour sa mise en place. Géologie Fr. 2–3, 223–232.

BRGM (2017) - Fiche de synthèse sur la criticité des matières premières minérales - Le Lithium.

Brisbin W.C. (1986) - Mechanics of pegmatite intrusion. Am. Mineral. 71, 644–651.

Burnol L. (1974) - Géochimie du beryllium et types de concentration dans les leucogranites du Massif central français; relations entre les caractéristiques géochimiques des granitoides et les gisements endogènes de type départ acide (Be, Sn, Li) ou de remaniement tardif (U, F, Pb et Zn) [par] L. Burnol, Mémoires du Bureau de recherches géologiques et minières. BRGM, Paris.

Bussink R.W. (1984) - Geochemistry of the Panasqueira tungsten-tin deposit, Portugal. Geol. Ultraiectina 33, 1–170.

Cabrol B., Robida F. (1982) - Projet de carrière pour la mise en exploitation du gisement polymétallique d'Échassières (Sn-Ta) (No. 82- RDM- 034- DPM). BRGM, Orléans, France.

Cartannaz C., Rolin P., Le Metour J., Fabbri O. (2006) - Fammenian-Tournaisian dextral ductile shear in the French Variscan belt. Comptes Rendus Geosci. 338, 214–221. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.12.003>.

Černý, P., Blevin, P.L., Cuney, M., London, D., (2005) - Granite-Related Ore Deposits, in: Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., Richards, J.R. (Eds.), Economic Geology - One Hundredth Anniversary Volume 1905-2005. Society of Economic Geologists, Inc., Littleton, CO, USA, pp. 337–370.

Černý, P., Ercit, S.T. (2005) - The classification of granitic pegmatites revisited. Can. Mineral. 43, 2005–2026.

Černý, P., London, D., Novák, M., (2012) - Granitic Pegmatites as Reflections of Their Sources. Elements 8, 289–294. <https://doi.org/10.2113/gselements.8.4.289>.

- Chalier M., Sabourdy G.** (1987) - Les lamprophyres du granite hyperalumineux de Saint-Sylvestre (Limousin, Massif central français) : caractères pétrologiques et origine. *C R Acad Sci Paris* 305, 99–104.
- Chan, L.-H., Gieskes, J.M., You, C.-F., Edmond, J.M.** (1994) - Lithium isotope geochemistry of sediments and hydrothermal fluids of the Guaymas Basin, Gulf of California. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58, 4443–4454. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90346-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90346-8).
- Chan, L.-H., Kastner, M.** (2000) - Lithium isotopic compositions of pore fluids and sediments in the Costa Rica subduction zone: implications for fluid processes and sediment contribution to the arc volcanoes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 183, 275–290. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00275-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00275-2).
- Chan L.H., Leeman W.P., You C.-F.** (2002) - Lithium isotopic composition of Central American volcanic arc lavas: implications for modification of subarc mantle by slab-derived fluids: correction. *Chem. Geol.* 182, 293–300. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00298-4](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00298-4).
- Chappell, B.W., White, A.J.R.** (1992) - I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. R. Soc. Edinb.* 83, 1–26.
- Chatenet, F.-X., Boisson, J.-M., Husson, F., Patureau, J., Lebocey, J.** (2008) - Minéralogie des pegmatites des Monts d'Ambazac. *Règne Minéral Hors-série XIV*, 41–63.
- Chauris, L.** (2014) - Minéraux de Bretagne, Les éditions du Piat. ed. Glavenas, 43200 Saint-Julien-du-Pinet.
- Chauris, L.** (1988) - Les leucogranites à béryl de Bretagne méridionale. Presented at the 113ème congrès national des sociétés savantes, Section des Sciences, CTHS, Strasbourg (France), pp. 37–49.
- Chauris, L., Corre, Y., Cotten, J.** (1981) - Une pegmatite à tourmaline lithique dans le massif granitique de Roscoff (Finistère, France). *C R Acad Sci Paris* 293, 601–604.
- Chauris, L., Forestier, F.-H., Ters, M.** (1969) - Une pegmatite sodolithique à Saint-Sébastien, près de Nantes (Loire-Atlantique). *Bull Soc Fr Minéral Cristal.* 92, 230–231.
- Chauris, L., Lulzac, Y., Germain, C.** (1990) - Différenciation granitique et minéralisation dans le pluton polyphasé de Quintin (Massif armoricain). *Géologie Fr.* 2, 3–9.
- Cheilletz, A., Archibald, D.A., Cuney, M., Charoy, B.** (1992) - Âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ du leucogranite à topaze-lépidolite de Beauvoir et des pegmatites sodolithiques de Chédeville (Nord du Massif central, France). Signification pétrologique et géodynamique. *C R Acad Sci Paris* 315, 329–336.
- Chopin, C., Goffe, B., Ungaretti, L., Oberti, R.,** (2003) - Magnesio-staurolite and zincostaurolite: mineral description with a petrogenetic and crystal-chemical update*We dedicate this paper to the memory of our co-author Luciano Ungaretti, a good friend and outstanding mineralogist. *Eur. J. Mineral.* 15, 167–176. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2003/0001-0167>.
- Collectif** (1993) - Quelques gîtes micro-minéralogiques Bretons. Club de Paléontologie et de Minéralogie de Brest.
- Collot B.** (1981) - Les filons aplito-pegmatitiques du massif du Carroux (Montagne Noire) : géométrie, déformation et mécanismes de mise en place. *Bull. BRGM Section I*, 257–267.

Coumou, D., Driesner, T., Geiger, S., Heinrich, C.A., Matthäi, S. (2006) - The dynamics of mid-ocean ridge hydrothermal systems: Splitting plumes and fluctuating vent temperatures. *Earth Planet. Sci. Lett.* 245, 218–231. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.02.044>.

Cuney, M., Alexandrov, P., Le Carlier de Veslud, C., Cheilletz, A., Rimbault, 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), in: Blundell, D.J., Neubauer, F., von Quadt, A. (Eds.), *The Timing and Location of Major Ore Deposits in an Evolving Orogen*. The Geological Society of London, pp. 213–228.

Cuney, M., Autran, A. (1987) - Objectifs généraux du projet GPF Échassière n°1 et résultats essentiels acquis par le forage de 900 m sur le granite albitique à topaze-lépidolite de Beauvoir. *Géologie Fr.* 2–3, 7–24.

Cuney, M., Autran, A., Burnol, L. (1985) - Premiers résultats apportés par le sondage G.P.F. de 900 m, réalisé sur le granite de Beauvoir, sodolithique et fluoré à minéralisation disséminée (complexe granitique d'Echassières, Massif central, France). *Chron Rech Min* 481, 59–63.

Cuney, M., Autran, A., Burnol, L., Brouand, N., Dudoignon, P., Feybesse, J.-L., Gagny, C., Jacquot, T., Kosakevitch, A., Martin, P., Meunier, A., Monier, G., Tegye, M. (1986) - Résultats préliminaires apportés par le sondage G.P.F. sur la coupole de granite albitique à topaze-lépidolite de Beauvoir (Massif central, France). *C R Acad Sci Paris* 303, 569–574.

Cuney, M., Friedrich, M., Blumenfeld, P., Bourguignon, A., Boiron, M.-C., Vignerresse, J.-L., Poty, B. (1990) - Metallogeneses in the French part of the Variscan orogen. Part I: U preconcentrations in the pre-Variscan and Variscan formations - a comparison with Sn, W and Au. *Tectonophysics* 177, 39–57.

Cuney, M., Marignac, C. (2015) - Rare metal, W and U deposits and related granites from the NE French Massif central, in: *SGA Conference Field Trip*. Presented at the 13th SGA Meeting, Mineral resources in a sustainable world, Nancy, France, p. 155.

Cuney, M., Marignac, C., Weisbrod, A. (1992) - The Beauvoir topaz-lepidolite albitic granite (Massif Central France). A highly specialized granite with disseminated Sn-Li-Ta-Nb-Be mineralization of magmatic origin. *Econ. Geol.* 87, 1766–1794.

Dailey, S.R., Christiansen, E.H., Dorais, M.J., Kowallis, B.J., Fernandez, D.P., Johnson, D.M. (2018) - Origin of the fluorine- and beryllium-rich rhyolites of the Spor Mountain Formation, Western Utah. *Am. Mineral.* 103, 1228–1252. <https://doi.org/10.2138/am-2018-6256>

Demange, M. (1999) - Évolution tectonique de la Montagne noire : un modèle en transpression. *Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci.* 329, 823–829. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(00\)88638-3](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)88638-3).

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. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2011.06.008>.

Deveaud, S. (2015) - Caractérisation de la mise en place des champs de pegmatites à éléments rares de type LCT. Exemples représentatifs de la chaîne Varisque (Thèse). Université d'Orléans, Orléans, France.

Deveaud, S., Guillou-Frottier, L., Millot, R., Gloaguen, E., Branquet, Y., Villaros, A., Pichavant, M., Barbosa Da Silva, D. (2015a) - Innovative and multi-disciplinary approach for discussing the emplacement of Variscan LCT-pegmatite fields, in: Proceedings. Presented at the 13th SGA biennial meeting, 24-27 August 2015, Nancy, France, pp. 807–810.

Deveaud, S., Gumiaux, C., Gloaguen, E., Branquet, Y., 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. <https://doi.org/10.3190/jgeosci.141>.

Deveaud, S., Millot, R., Villaros, A. (2015b) - The genesis of LCT-type granitic pegmatites, as illustrated by lithium isotopes in micas. *Chem. Geol.* 411, 97–111. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.06.029>.

Didier, J., Lameyre, J. (1971) - Les roches granitiques du Massif central, in: Symposium J. Jung : Géologie, Géomorphologie et Structure Profonde Du Massif central Français. Plein Air Serv. Ed., Clermont-Ferrand, pp. 17–32.

Do Couto, D., Faure, M., Augier, R., Cocherie, A., Rossi, P., Li, X.-H., Lin, W. (2016) - Monazite U–Th–Pb EPMA and zircon U–Pb SIMS chronological constraints on the tectonic, metamorphic, and thermal events in the inner part of the Variscan orogen, example from the Sioule series, French Massif Central. *Int. J. Earth Sci.* 105, 557–579. <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1184-0>.

Duthou, J.L., Cantagrel, J.M., Didier, J., Vialette, Y. (1984) - Palaeozoic granitoids from the French Massif Central: age and origin studied by 87Rb/87Sr system. *Phys. Earth Planet. Inter.* 35, 131–144. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(84\)90039-6](https://doi.org/10.1016/0031-9201(84)90039-6).

Duthou, J.L., Pin, C. (1987) - Étude isotopique Rb-Sr de l'apex granitique d'Échassières (Granite des Colettes, granite de Beauvoir). *Géologie Fr.* 2–3, 63–67.

Duthou, J.L., Vialette, Y. (1972) - Age namurien du leucogranite de Saint-Sylvestre - Saint-Goussaud - Haut-Limousin (Massif central français). *C R Acad Sci Paris* 274, 650–652.

Dutrow, B.L., Holdaway, M.J., Hinton, R.W. (1986) - Lithium in staurolite and its petrologic significance. *Contrib. Mineral. Petrol.* 94, 496–506. <https://doi.org/10.1007/BF00376341>.

Ellestad, R.B., Leute, K.M., Milne, M. (1950) - Method of extracting lithium values from spodumene ores. US2516109A.

European Metals Holdings Ltd (2017) - Preliminary feasibility study confirms Cinovec as potentially low cost lithium carbonate producer (ASX release). ASX.

Faure, M., Bé Mézème, E., Duguet, M., Cartier, C., Talbot, J.-Y. (2005) - Paleozoic tectonic evolution of medio-Europa from the example of the French Massif central and Massif Armoricaïn. *J. Virtual Explor.* 19, 1–24. <https://doi.org/10.3809/jvirtex.2005.00120>.

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

Faure, M., Grolier, J., Pons, J. (1993) - Extensional ductile tectonics of the Sioule metamorphic series (Variscan French Massif Central). *Geol. Rundsch.* 82, 461–474. <https://doi.org/10.1007/BF00212410>.

Faure, M., Lardeaux, J.-M., Ledru, P. (2009) - A review of the pre-Permian geology of the Variscan French Massif Central. *Comptes Rendus Geosci., Mécanique de l'orogénie varisque : Une vision moderne de la recherche dans le domaine de l'orogénie* 341, 202–213. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.12.001>.

Faure, M., Leloix, C., Roig, J.-Y. (1997) - L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Société Géologique Fr.* 168, 695–705.

Feenstra, A., Ockenga, E., Rhede, D., Wiedenbeck, M. (2003) - Li-rich zincostauriolite and its decompression-related breakdown products in a diaspore-bearing metabauxite from East Samos (Greece): An EMP and SIMS study. *Am. Mineral.* 88, 789–805. <https://doi.org/10.2138/am-2003-5-608>.

Feybesse, J.-L., Tegye, M. (1987) - Évolution tectonométamorphique dévonienne et carbonifère de la série de la Sioule. *Géologie Fr.* 2-3, 33-41.

Flesch, G.D., Anderson, A.R., Svec, H.J. (1973) - A secondary isotopic standard for $6\text{Li}/7\text{Li}$ determinations. *Int. J. Mass Spectrom. Ion Phys.* 12, 265–272. [https://doi.org/10.1016/0020-7381\(73\)80043-9](https://doi.org/10.1016/0020-7381(73)80043-9).

Floc'h J.P. (1983) - La série métamorphique du Limousin central (Thèse d'État). Université de Limoges.

Fontan F. (1981) - La magniotriplite ferrifère du massif des Albères (Pyrénées Orientales, France). Une nouvelle variété. *Bull Minéral Fr* 104, 672-676.

Fontan F. (1976) - Les phosphates des pegmatites de la région de Crozant (Creuse). *Bull Soc Fr Minéral Cristal.* 99, 318–321.

Fontan F., Fransolet A.M. (1986) - Les phosphates de Fe et Mn des pegmatites de Valmy, Massif des Albères (Pyrénées-Orientales, France). *Bol Soc Esp. Mineral.* 9, 391-396.

Fouillac C., Michard G. (1981) - Sodium/lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs. *Geothermics* 10, 55-70. [https://doi.org/10.1016/0375-6505\(81\)90025-0](https://doi.org/10.1016/0375-6505(81)90025-0)

Franke W., Doublier M.P., Klama K., Potel S., Wemmer K. (2011) - Hot metamorphic core complex in a cold foreland. *Int. J. Earth Sci.* 100, 753–785. <https://doi.org/10.1007/s00531-010-0512-7>.

Fransolet A.M. (1977) - Intercroissances et inclusions dans les associations graffonite-sarcopside-triphylite. *Bull Soc Fr Minéral Cristal.* 100, 198-207.

Gagny C., Jacquot T. (1987) - Contribution de la pétrologie structurale à la connaissance des conditions de mise en place et de structuration complexe du granite des Colettes (massif d'Echassières). *Géologie Fr.* 2-3, 47-56.

Gapais D., Brun J.-P., Gumiaux C., Cagnard F., Ruffet G., Veslud C.L.C.D. (2015) - Extensional tectonics in the Hercynian Armorican belt (France). An overview. *Bull. Société Géologique Fr.* 186, 117–129. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.186.2-3.117>.

Gayraud, L., Rivière, R., Duarte, V., Remy, P. (2012) - Sur les traces d'Alfred LACROIX du côté de Castelnau-de-Brassac (Tarn). *Cah. Micromonteurs - Bull. Assoc. Fr. Microminéralogie* 115, 6-17.

Gébelin, A., Brunel, M., Monié, P., Faure, M., Arnaud, N. (2007) - Transpressional tectonics and Carboniferous magmatism in the Limousin, Massif central, France: Structural and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ investigations. *Tectonics* 26, n/a–n/a. <https://doi.org/10.1029/2005TC001822>.

Gébelin, A., Roger, F., Brunel, M. (2009) - Syntectonic crustal melting and high-grade metamorphism in a transpressional regime, Variscan Massif central, France. *Tectonophysics* 477, 229–243. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.03.022>.

Girard C. (1990) - Contrôle structural pétrologique et géochimique des minéralisations uranifères dans le massif de Saint-Sylvestre. Université de Nancy I, Nancy, France.

Gourcerol B., Gloaguen E. (2018) - Assessment of lithium geological potential in Europe.

Grolier J. (1971) - Contribution à l'étude géologique des séries cristallophylliennes inverses du Massif central français la série de la Sioule (Puy-de-Dôme, Allier), Mémoires du Bureau de Recherches géologiques et minières 64. B.R.G.M, Paris.

Harlaux, M., Mercadier, J., Bonzi, W.M.-E., Kremer, V., Marignac, C., Cuney, M. (2017) - Geochemical Signature of Magmatic-Hydrothermal Fluids Exsolved from the Beauvoir Rare-Metal Granite (Massif central, France): Insights from LA-ICPMS Analysis of Primary Fluid Inclusions. *Geofluids* 2017, 1–25. <https://doi.org/10.1155/2017/1925817>.

Harlaux, M., Romer, R.L., Mercadier, J., Morlot, C., Marignac, C., Cuney, M. (2018) - 40 Ma of hydrothermal W mineralization during the Variscan orogenic evolution of the French Massif Central revealed by U-Pb dating of wolframite. *Miner. Deposita* 53, 21–51. <https://doi.org/10.1007/s00126-017-0721-0>.

Hawthorne, F.C., Ungaretti, L., Oberti, R., Caucia, F., Callegari, A., (1993) - The crystal chemistry of staurolite; I, Crystal structure and site populations. *Can. Mineral.* 31, 551–532.

Henry, C., Burkhard, M., Goffé, B. (1996) - Evolution of synmetamorphic veins and their wallrocks through a Western Alps transect: no evidence for large-scale fluid flow. Stable isotope, major- and trace-element systematics. *Chem. Geol.* 127, 81–109. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(95\)00106-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(95)00106-9).

Hirst D.M. (1962) - The geochemistry of modern sediments from the Gulf of Paria—II The location and distribution of trace elements. *Geochim. Cosmochim. Acta* 26, 1147–1187. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(62\)90050-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(62)90050-9).

Hollinger, 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) défini par les données isotopiques U-Pb sur zircon et monazite. *C R Acad Sci Paris* 303, 1309–1314.

Horstman E.L. (1957) - The distribution of lithium, rubidium and caesium in igneous and sedimentary rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* 12, 1-28. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(57\)90014-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(57)90014-5).

Huh Y., Chan L.-H., Chadwick O.A. (2004) - Behavior of lithium and its isotopes during weathering of Hawaiian basalt. *Geochem. Geophys. Geosystems* 5. <https://doi.org/10.1029/2004GC000729>.

Icenhower, J., London, D. (1995) - An experimental study of element partitioning among biotite, muscovite, and coexisting peraluminous silicic melt at 200 MPa (H₂O). *Am. Mineral.* 80, 1229–1251. <https://doi.org/10.2138/am-1995-11-1213>.

Jacquot T. (1987) - Dynamique de l'organisation séquentielle du magma de Beauvoir. Apport de la pétrologie structurale. *Géologie Fr.* 2-3, 209-222.

Jacquot T., Gagny C. (1987) - Pétrologie structurale du granite de Beauvoir (massif d'Échassières) : données et interprétation à son niveau apical. *Géologie Fr.* 2-3, 57-62.

Jahns, R.H. (1982) - Internal evolution of pegmatite bodies, in: *Granitic Pegmatites in Science and Industry, Short Course Handbook.* Cerny, P., pp. 293-327.

Jahns, R.H. (1955) - The study of pegmatites. *Econ. Geol.* 50th anniversary volume, 1025-1130.

Jellinek A.M., DePaolo D.J. (2003) - A model for the origin of large silicic magma chambers: precursors of caldera-forming eruptions. *Bull. Volcanol.* 65, 363-381. <https://doi.org/10.1007/s00445-003-0277-y>

Jolliff, B.L., Papike, J.J., Shearer, C.K. (1992) - Petrogenetic relationships between pegmatite and granite based on geochemistry of muscovite in pegmatite wall zones, Black Hills, South Dakota, USA. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 1915-1939. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90320-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90320-1)

Jullien, M., Goffé, B. (1993) - Occurrences de cookéïte et de pyrophyllite dans les schistes du Dauphinois (Isère, France): Conséquences sur la répartition du métamorphisme dans les zones externes alpines. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitteilungen* 73, 357-363. <https://doi.org/10.5169/seals-55579>.

Kosakevitch, A. (1977) . Étude des roches différenciées sodiques et lithinifères du massif granitique de Ploneour-Lanvern (Rapport BRGM No. 77- SGN-686- BPL). BRGM, Orléans, France.

Kovalenko, V.I., Kuz'min, M.I., Letnikov, F.A. (1970) - Magmatic origin of lithium and fluorine bearing rare metal granites. *Dokl. Akad. Nauk SSSR Earth Sci. Sect.* 190, 189-192.

Labbé, J.-F., Daw, G. (2012) - Panorama 2011 du marché du lithium (Rapport public No. BRGM/RP-61340-FR). BRGM, Orleans, France.

Lafont, J.M., Respaut, J.P. (1988) - Géochronologie U-Pb et leucogranites varisques: cas des massifs de Grandrieu (Lozère) et de la Porcherie (Limousin), Massif Central français. *Bull. Minéralogie* 3, 225-237.

Lardeaux, J.M., Ledru, P., Daniel, I., Duchene, S. (2001) - The Variscan French Massif Central—a new addition to the ultra-high pressure metamorphic 'club': exhumation processes and geodynamic consequences. *Tectonophysics* 332, 143-167. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00253-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00253-5).

Laumonier, B., Calvet, M., Barbey, P., Guennoc, P., Lambert, J., Lenoble, J.L., Wiazemsky, M., Autran, A., Cocherie, A., Rossi, P. (2015) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Argelès-sur-Mer - Cerbère (1097) (No. 1097). BRGM, Orléans, France.

Launay, G. (2018) - Hydrodynamique des systèmes minéralisés péri-granitiques : étude du gisement à W-Sn-(Cu) de Panasqueira (Portugal). Orléans, France.

Launay, G., Sizaret, S., Guillou-Frottier, L., Gloaguen, E., Pinto, F. (2018) - Deciphering fluid flow at the magmatic-hydrothermal transition: A case study from the world-class Panasqueira W–Sn–(Cu) ore deposit (Portugal). *Earth Planet. Sci. Lett.* 499, 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.07.012>.

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. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.04.013>.

Le Carlier de Veslud C., Cuney M., Royer J.J., Floc’h J.P., Améglio L., Alexandrov P., Vignerese J.L., Chèvremont P., Itard Y. (2000) - Relationships between granitoids and mineral deposits: three-dimensional modelling of the Variscan Limousin Province (NW French Massif central). *Trans. R. Soc. Edinb.* 91, 283–301. <https://doi.org/10.1017/S0263593300007446>

Ledru, P., Lardeaux, J.M., Santallier, D., Autran, A., Quenardel, J.M., Floc’h, J.P., Lerouge, G., Maillet, N., Marchand, J., Ploquin, A. (1989) - Ou sont les nappes dans le massif central français? *Bull. Société Géologique Fr.* V, 605–618. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.V.3.605>.

Leroy J., Holliger P. (1984) - Mineralogical, chemical and isotopic (U-Pb method) studies of Hercynian uraniferous mineralizations (Margnac and Fanay mines, Limousin, France). *Chem. Geol.* 45, 121–134. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(84\)90119-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(84)90119-0).

Leroy J., Sonet, M. (1976) - Contribution à l'étude géochronologique des filons de lamprophyres recoupant le granite à 2 micas de Saint-Sylvestre (Limousin, Massif central français). *C R Acad Sci Paris* 283, 1477–1480.

Lespinasse M., Mollier B., Delair J., Bladier Y. (1986) - Structuration tangentielle et chevauchements carbonifères dans les leucogranites du NW du Massif central français: l'exemple des failles de Bussières-Madeleine et d'Arrènes-Ouzilly. *C R Acad Sci Paris* 303, 1575–1580.

Li Y.-H. (2000) - A compendium of geochemistry: From solar nebula to the human brain, Princeton University Press. ed.

Lima A., Lebocey J., Gloaguen E., Melleton J., Chatenet F.-X. (2012) - Les pétalites de Chèdeville, Ambazac (Haute-Vienne). *Règne Minéral* 107, 23–27.

Linnen R.L., Cuney M. (2005) - Granite-related rare-element deposits and experimental constraints on Ta-Nb-W-Sn-Zr-Hf mineralization, in: *Rare-Element Geochemistry and Mineral Deposits*, Geological Association of Canada Short Course Notes. Linnen R.L. and Samson I.M., pp. 46–68.

London D. (2008) - *Pegmatites*, The Canadian Mineralogist Special Publication. Mineralogical Association of Canada/Association minéralogique du Canada, Québec.

London D. (2005) - Granitic pegmatites: an assessment of current concepts and directions for the future. *Lithos* 80, 281–303.

Lucks H., Schulz B., Audren C., Triboulet C. (2002) - Variscan pressure-temperature evolution of garnet pyroxenites and amphibolites in the Baie d'Audierne metamorphic series, Brittany (France), in: Catalán, J.R.M., Hatcher, J., Robert D., Arenas, R., García, F.D. (Eds.), *Variscan-Appalachian Dynamics: The Building of the Late Paleozoic Basement*. Geological Society of America.

Lulzac Y., Apolinarski F. (1986) - Inventaire du territoire métropolitain. Les minéralisations à étain, tantale et lithium de Tréguennec (Finistère). État des connaissances au 31 mars 1986 (Rapport BRGM No. 86 DAM 011 OP4). BRGM, Orléans, France.

Lutsey N., Grant M., Wappelhorst S., Zhou H. (2018) - How governments are spurring the electric vehicle industry. International Council for Clean Transportation.

Maghraoui, M.E., Joron, J.L., Raimbault, L., Treuil, M. (2002) - Element mobility during metasomatism of granitic rocks in the Saint-Chély d'Apcher area (Lozère, France). *Environ. Int.* 28, 349–357. [https://doi.org/10.1016/S0160-4120\(02\)00036-3](https://doi.org/10.1016/S0160-4120(02)00036-3).

Malló, A., Fontan, F., Melgarejo, J.C., Mata, J.M. (1995) - The Albera zoned pegmatite field, Eastern Pyrenees, France. *Mineral. Petrol.* 55, 103–116. <https://doi.org/10.1007/BF01162582>

Marschall, H.R., Pogge von Strandmann, P.A.E., Seitz, H.-M., Elliott, T., Niu, Y. (2007) - The lithium isotopic composition of orogenic eclogites and deep subducted slabs. *Earth Planet. Sci. Lett.* 262, 563–580. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.08.005>.

Martelet, G., Calcagno, P., Gumiaux, C., Truffert, C., Bitri, A., Gapais, D., Brun, J.P. (2004) - Integrated 3D geophysical and geological modelling of the Hercynian Suture Zone in the Champtoceaux area (south Brittany, France). *Tectonophysics* 382, 117–128.

Melleton, J., Gloaguen, É., Frei, D. (2015) - Rare-Elements (Li-Be-Ta-Sn-Nb) magmatism in the European Variscan belt, a review, in: *Proceedings. Presented at the 13th SGA Biennial meeting 24-27 August 2015, Nancy, France*, pp. 807–810.

Meriläinen M., Lovén P. (2016) - Keliber lithium project Pre-feasibility Study (JORC Code, 2012 No. F13272). Sweco Industry Oy, Helsinki (Finland).

Millot, R., Négrel, P. (2007) - Multi-isotopic tracing ($\delta^7\text{Li}$, $\delta^{11}\text{B}$, $87\text{Sr}/86\text{Sr}$) and chemical geothermometry: evidence from hydro-geothermal systems in France. *Chem. Geol.* 244, 664–678. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.07.015>.

Millot, R., Vigier, N., Gaillardet, J. (2010) - Behaviour of lithium and its isotopes during weathering in the Mackenzie Basin, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta* 74, 3897–3912. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.04.025>.

Mollier, B., Bouchez, J.-L. (1982) - Structuration magmatique du complexe granitique de Brême-St-Sylvestre-St-Goussaud (Limousin, Massif central français). *C R Acad Sci Paris* 294, 1329–1334.

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'Arrènes-Ouzilly. *C R Acad Sci Paris* 300, 681–686.

Monier, G., Charoy, B., Cuney, M., Ohnenstetter, D., Robert, J.-L. (1987) - Évolution spatiale et temporelle de la composition des micas du granite albitique à topaze-lépidolite de Beauvoir. *Géologie Fr.* 2–3, 179–188.

Mourey, Y. (1985) - Le leucogranite à topaze de Chavence. Un nouvel exemple de massif à Sn, W, Li dans le nord du Massif central Français. *C R Acad Sci Paris* 300, 951–954.

Négroni, J.M. (2015) - Imerys - Valorisation de la cassitérite associée au gisement de kaolin de Beauvoir (Allier), une opportunité contextuelle.

Nesbitt, H.W., Young, G.M. (1982) - Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299, 715–717. <https://doi.org/10.1038/299715a0>.

Nicholson, C.M. (1946) - Production of lithium compounds. US2413644A.

Norton, J.J. (1973) - Lithium, cesium, and rubidium—the rare alkali metals (United States Mineral Resources No. 820), USGS Prof. Pap. USGS.

Ollivier, P., Carly, R., Lorang, M. (1978) - Projet Échassières. Extraction chimique du lithium, de la lepidolite (Rapport BRGM No. 78- SGN-615- MIN). BRGM, Orléans, France.

Padel, M., Álvaro, J.J., Clausen, S., Guillot, F., Poujol, M., Chichorro, M., Monceret, É., Pereira, M.F., Vizcaïno, D. (2017) - U–Pb laser ablation ICP-MS zircon dating across the Ediacaran–Cambrian transition of the Montagne Noire, southern France. *Comptes Rendus Geosci.* <https://doi.org/10.1016/j.crte.2016.11.002>.

Patureau J. (2013) - Les mines de la coupole granitique de Montebbras (Creuse). Étain, lithium et produits céramiques. Sa minéralogie, Editions de l'Esperluette. ed. 19260 Treignac.

Patureau J. (2008) - Les pegmatites des Monts d'Ambazac : l'exemple de Margnac. *Règne Minéral Hors-série XIV*, 15–29.

Patureau, J. (1982) - Étude de pegmatites des monts d'Ambazac (Margnac, Le Mas Barbu, Haute-Vienne). Paul Sabatier, Toulouse (France).

Patureau J., Chiappero P.-J., Lebocey J., Mairecolas M. (2011) . Mines et minéraux de Montebbras, Soumans, Creuse. *Règne Minéral 99*, 5–33.

Perry, L., Phillips, S.L. (1995) - Handbook of inorganic compounds. CRC Press.

Peucat, J.-J. (1973) - Les schistes cristallins de la Baie d'Audierne (Massif armoricain, France). Étude pétrographique et structurale (Thèse). Université de Rennes I, Rennes.

Peucat, J.-J., Cogné, J. (1974) - Les schistes cristallins de la Baie d'Audierne (Sud Finistère) : un jalon intermédiaire entre la Meseta ibérique et les régions sud-armoricaines. *CR Acad Sci* 278, 1809–1812.

Peucat, J.J., Vidal, P., Godard, G., Postaire, B. (1982) - Precambrian U-Pb zircon ages in eclogites and garnet pyroxenites from South Brittany (France): an old oceanic crust in the West European Hercynian belt? *Earth Planet. Sci. Lett.* 60, 70–78. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90021-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90021-8).

Pfeiffer M.T. (1986) - La signification de la ligne tonalitique du Limousin. Son implication dans la structuration varisque du Massif central français. *C R Acad Sci Paris* 303, 305–310.

Piantone, P., Wu, X., Touray, J.-C. (1994) - Zoned hydrothermal alteration and genesis of the gold deposit at Le Chatelet (French Massif Central). *Econ. Geol.* 89, 757–777. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.89.4.757>.

Picault M. (2010) - Caractérisation pétro-structurale et minéralogique d'un gisement magmatique à lithium-métaux rares (Rapport de stage de recherche de Master 1). Université d'Orléans, France.

Pin C. (1989) - Essai sur la chronologie et l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne d'Europe (thesis). Clermont-Ferrand 2, Clermont-Ferrand.

Pin, C., Paquette, J.-L. (1997) - A mantle-derived bimodal suite in the Hercynian Belt: Nd isotope and trace element evidence for a subduction-related rift origin of the Late Devonian Brévenne metavolcanics, Massif Central (France). *Contrib. Mineral. Petrol.* 129, 222–238. <https://doi.org/10.1007/s004100050334>

Pitra, P., Ballèvre, M., Ruffet, G. (2010) - Inverted metamorphic field gradient towards a Variscan suture zone (Champtoceaux Complex, Armorican Massif, France). *J. Metamorph. Geol.* 28, 183–208. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2009.00862.x>

Pogge von Strandmann P.A.E., Burton K.W., Opfergelt S., Eiríksdóttir E.S., Murphy M.J., Einarsson A., Gislason S.R., (2016) - The effect of hydrothermal spring weathering processes and primary productivity on lithium isotopes: Lake Myvatn, Iceland. *Chem. Geol.* 445, 4–13. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.02.026>.

Poilvet, J.-C., Poujol, M., Pitra, P., Van Den Driessche, J., Paquette, J.-L. (2011) - The Montalet granite, Montagne Noire, France: An Early Permian syn-extensional pluton as evidenced by new U-Th-Pb data on zircon and monazite. *Comptes Rendus Geosci.* 343, 454–461. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2011.06.002>.

Poujol, M., Pitra, P., Driessche, J.V.D., Tartèse, R., Ruffet, G., Paquette, J.-L., Poilvet, J.-C. (2016) - Two-stage partial melting during the Variscan extensional tectonics (Montagne Noire, France). *Int. J. Earth Sci.* 106, 477–500. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1369-1>.

Qiu, L. (2011) - Lithium and $\delta^7\text{Li}$ behavior during metamorphic dehydration processes and crustal evolution. University of Maryland, College Park.

Qiu, L., Rudnick, R.L., Ague, J.J., McDonough, W.F. (2011) - A lithium isotopic study of sub-greenschist to greenschist facies metamorphism in an accretionary prism, New Zealand. *Earth Planet. Sci. Lett.* 301, 213–221. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.11.001>.

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

Raimbault, L. (1998) - Composition of complex lepidolite-type granitic pegmatites and of constituent columbite-tantalite, Chêdeville, Massif Central, France. *Can. Mineral.* 36, 563–583.

Raimbault, L., Azencott, C. (1987) - Géochimie des éléments majeurs et traces du granite à métaux rares de Beauvoir (sondage GPF, Echassières). *Géologie Fr.* 2–3, 189–198.

Raimbault, L., Burnol, L. (1998) - The Richemont rhyolite dyke, Massif Central, France; a subvolcanic equivalent of rare-metal granites. *Can. Mineral.* 36, 265–282.

Raimbault, L., Cuney, M., Azencott, C., Duthou, J.-L. (1995) - Geochemical evidence for a multistage magmatic genesis of Ta-Sn-Li Mineralization in the granite de Beauvoir, French Massif Central. *Econ. Geol.* 90, 548–576.

Rey, P.F., Teyssier, C., Kruckenberg, S.C., Whitney, D.L. (2011) - Viscous collision in channel explains double domes in metamorphic core complexes. *Geology* 39, 387–390. <https://doi.org/10.1130/G31587.1>.

Roda-Robles, E., Pesquera, A., Gil-Crespo, P.P., Vieira, R., Lima, A., Garate-Olave, I., Martins, T., Torres-Ruiz, J. (2016) - Geology and mineralogy of Li mineralization in the Central Iberian Zone (Spain and Portugal). *Mineral. Mag.* 80, 103–126. <https://doi.org/10.1180/minmag.2016.080.049>.

- Roger, F., Teyssier, C., Respaut, J.-P., Rey, P.F., Jolivet, M., Whitney, D.L., Paquette, J.-L., Brunel, M.** (2015). Timing of formation and exhumation of the Montagne Noire double dome, French Massif Central. *Tectonophysics* 640–641, 53–69. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.12.002>.
- Roig, J.-Y., Faure, M.** (2000) - La tectonique cisailante polyphasée du Sud Limousin (Massif central français) et son interprétation dans un modèle d'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Société Géologique Fr.* 171, 295–307.
- Rolin, P., Marquer, D., Colchen, M., Cartannaz, C., Cocherie, A., Thiery, V., Quenardel, J.-M., Rossi, P.** (2009) - Famenco-Carboniferous (370-320 Ma) strike slip tectonics monitored by syn-kinematic plutons in the French Variscan belt (Massif Armoricaïn and French Massif Central). *Bull. Soc. Geol. Fr.* 180, 231–246.
- Romer, R.L., Meixner, A., Hahne, K.** (2014) - Lithium and boron isotopic composition of sedimentary rocks - The role of source history and depositional environment: A 250Ma record from the Cadomian orogeny to the Variscan orogeny. *Gondwana Res.* 26, 1093–1110. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.08.015>.
- Ropert, M.-E., Geffroy, J., Fitte, P.** (1969) - Les tourmalines lithiques de Chedeville-en-Ambazac (Haute-Vienne). *Bull Soc Fr Minéral Cristal.* 92, 235–236.
- Roskill Information Services Ltd.** (2016) - Lithium: global industry, markets and outlook to 2025, Thirteenth Edition. London.
- Rossi, P., Autran, A., Azencott, C., Burnol, L., Cuney, M., Johan, V., Kosakevitch, A., Ohnenstetter, D., Monier, G., Piantone, P., Raimbault, L., Viallefond, L.** (1987) - Logs pétrographique et géochimique du granite de Beauvoir dans le sondage "Echassières I". *Minéralogie et géochimie comparées. Géologie Fr.* 2–3, 111–135.
- Santallier D.** (1981) - Les roches basiques de la série métamorphique du Bas-Limousin, Massif central (France). (Thèse d'État). Université d'Orléans, Orléans, France.
- Sarcia J.A.** (1957) - Les gites lithinifères du SE des Monts d'Ambazac. *Echo Mines Métallurgie* 3511, 723–728.
- Scaillet, S., Cheilletz, A., Cuney, M., Farrar, E., Archibald, D.A.** (1996a) - Cooling pattern and mineralization history of the Saint Sylvestre and western Marche leucogranite pluton, French Massif Central: I. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotopic constraints. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 4653–4671. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00291-8](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00291-8)
- Scaillet, S., Cuney, M., le Carlier de Veslud, C., Cheilletz, A., Royer, J.J.** (1996b) - Cooling pattern and mineralization history of the Saint Sylvestre and western Marche leucogranite pluton, French Massif Central: II. Thermal modelling and implications for the mechanisms of uranium mineralization. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 4673–4688. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00292-X](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00292-X).
- Scholz, F., Hensen, C., De Lange, G.J., Haeckel, M., Liebetrau, V., Meixner, A., Reitz, A., Romer, R.L.** (2010) - Lithium isotope geochemistry of marine pore waters – Insights from cold seep fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta* 74, 3459–3475. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.03.026>.

Scholz, F., Hensen, C., Reitz, A., Romer, R.L., Liebetrau, V., Meixner, A., Weise, S.M., Haeckel, M. (2009) - Isotopic evidence ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{7}\text{Li}$) for alteration of the oceanic crust at deep-rooted mud volcanoes in the Gulf of Cadiz, NE Atlantic Ocean. *Geochim. Cosmochim. Acta* 73, 5444–5459. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.06.004>.

Schulz, B. (2009) - EMP-monazite age controls on P-T paths of garnet metapelites in the Variscan inverted metamorphic sequence of La Sioule, French Massif Central. *Bull. Société Géologique Fr.* 180, 271–282. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.180.3.271>.

Silva, D., Lima, A., Gloaguen, E., Gumiaux, C., Noronha, F., Deveaud, S. (2018) - Spatial Geostatistical Analysis Applied To The Barroso-Alvao Rare-Elements Pegmatite Field (Northern Portugal), in: *GIS – An Overview of Applications, Frontiers in Information Systems*. Bentham Science Publishers, pp. 64–101.

Sitando O., Crouse P.L. (2012) - Processing of a Zimbabwean petalite to obtain lithium carbonate. *Int. J. Miner. Process.* 102–103, 45–50. <https://doi.org/10.1016/j.minpro.2011.09.014>

Stussi, J.-M., De la Roche, H. (1984) - Le magmatisme orogénique granitique de la chaîne varisque française - Typologie chimique et répartition spatiale. *C R Acad Sci Paris* 289, 43–48.

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

Tartèse, R., Poujol, M., Ruffet, G., Boulvais, P., Yamato, P., Košler, J. (2011) - New U-Pb zircon and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muscovite age constraints on the emplacement of the Lizio syn-tectonic granite (Armorican Massif, France). *Comptes Rendus Geosci.* 343, 443–453. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2011.07.005>.

Taylor, S.R., McLennan, S.M. (1985) - *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford.

Teissandier, J.-M. (1977) - *Les pegmatites de la région de Saint-Chely-d'Apcher (Lozère). Massif de la Margeride (Mémoire de Diplôme d'Etudes Supérieures)*. Université de Montpellier, Montpellier.

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. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.03.031>.

Teng, F.-Z., McDonough, W.F., Rudnick, R.L., Wing, B.A. (2007) - Limited lithium isotopic fractionation during progressive metamorphic dehydration in metapelites: A case study from the Onawa contact aureole, Maine. *Chem. Geol.* 239, 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.12.003>.

Tiepolo, M., Oberti, R., Zanetti, A., Vannucci, R., Foley, S.F. (2007) - Trace-Element Partitioning Between Amphibole and Silicate Melt. *Rev. Mineral. Geochem.* 67, 417–452. <https://doi.org/10.2138/rmg.2007.67.11>.

Tindle, A.G., Breaks, F.W. (1998) - Oxide minerals of the separation rapids rare-element granitic pegmatite group, northwestern Ontario. *Can. Mineral.* 36, 609–635.

- Tomascak P.B.** (2004) - Developments in the Understanding and Application of Lithium Isotopes in the Earth and Planetary Sciences. *Rev. Mineral. Geochem.* 55, 153–195. <https://doi.org/10.2138/gsrmg.55.1.153>.
- Tourlière, B., Pakyuz-Charrier, E., Cassard, D., Barbanson, L., Gumiaux, C.** (2015) - Cell Based Associations: A procedure for considering scarce and mixed mineral occurrences in predictive mapping. *Comput. Geosci.* 78, 53–62. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2015.01.012>
- Tourtlot, H.A., Brenner-Tourtlot, E.F.** (1977) - Lithium in flint clay, bauxite, related high-alumina materials and sedimentary rocks in the United States: a preliminary survey (USGS Numbered Series No. 77–786), Open-File Report. U.S. Geological Survey,
- Trap, P., Roger, F., Cenki-Tok, B., Paquette, J.-L.** (2017) - Timing and duration of partial melting and magmatism in the Variscan Montagne Noire gneiss dome (French Massif Central). *Int. J. Earth Sci.* 106, 453–476. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1417-x>.
- Turpin, L., Leroy, J.L., Sheppard, S.M.F.** (1990) - Isotopic systematics (O, H, C, Sr, Nd) of superimposed barren and U-bearing hydrothermal systems in a Hercynian granite, Massif Central, France. *Chem. Geol.* 88, 85–98. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90105-G](https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90105-G).
- USGS** (2017) - Mineral Commodity Summaries – Lithium [WWW Document]. www.usgs.gov. URL <https://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/lithium/mcs-2017-lithi.pdf>
- Van Den Driessche, J., Brun, J.P.** (1992) - Tectonic evolution of the Montagne Noire (French Massif Central): a model of extensional dome. *Geodin Acta* 5, 85–99.
- Vialette, Y.** (1963) - Ages absolus par la méthode au strontium des lépidolites du Massif central français, in: *Compte Rendu*. Presented at the 88ème Congrès National des Sociétés Savantes, Gauthier-Villard & Cie, Clermont-Ferrand, pp. 275–290.
- Vigier, N., Decarreau, A., Millot, R., Carignan, J., Petit, S., France-Lanord, C.** (2008) - Quantifying Li isotope fractionation during smectite formation and implications for the Li cycle. *Geochim. Cosmochim. Acta* 72, 780–792. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.11.011>.
- Vignerese, J.-L.** (1987) - Organisation tridimensionnelle du massif d'Échassières et bilan des mesures géophysiques de surface. *Géologie Fr.* 2–3, 27–32.
- Vilà, M., Pin, C., Liesa, M., Enrique, P.** (2007) - LPHT metamorphism in a late orogenic transpressional setting, Albera Massif, NE Iberia: implications for the geodynamic evolution of the Variscan Pyrenees. *J. Metamorph. Geol.* 25, 321–347. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00698.x>.
- Walker, R.J., Hanson, G.N., Papike, J.J.** (1989) - Trace element constraints on pegmatite genesis: Tin Mountain pegmatite, Black Hills, South Dakota. *Contrib. Mineral. Petrol.* 101, 290–300. <https://doi.org/10.1007/BF00375314>.
- Wang, D., Li, P., Qu, W., Yin, L., Zhao, Z., Lei, Z., Wen, S.** (2013) - Discovery and preliminary study of the high tungsten and lithium contents in the Dazhuyuan bauxite deposit, Guizhou, China. *Sci. China Earth Sci.* 56, 145–152. <https://doi.org/10.1007/s11430-012-4504-2>
- Wenger, M., Armbruster, T.** (1991) - Crystal chemistry of lithium; oxygen coordination and bonding. *Eur. J. Mineral.* 3, 387–399.

Yamato, P., Duretz, T., May, D.A., Tartèse, R. (2015) - Quantifying magma segregation in dykes. *Tectonophysics* 660, 132–147. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.08.030>.

Yin, L., Pollard, P.J., Shouxi, H., Taylor, R.G. (1995) - Geologic and geochemical characteristics of the Yichun Ta-Nb-Li deposit, Jiangxi Province, South China. *Econ. Geol.* 90, 577–585. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.90.3.577>.

Zack, T., Tomascak, P.B., Rudnick, R.L., Dalpé, C., McDonough, W.F. (2003) - Extremely light Li in orogenic eclogites: The role of isotope fractionation during dehydration in subducted oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 208, 279–290. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00035-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00035-9).



Centre scientifique et technique
Direction des Géorressources – Unité Connaissance et exploration des gîtes minéraux
3, avenue Claude-Guillemin
BP 36009 – 45060 Orléans Cedex 2 – France – Tél. : 02 38 64 34 34