

GÉOCHRONIQUE

n°156

Magazine des Géosciences
Décembre 2020 / 20 €

Sur la route du lithium

REGARDS SUR...
le cobalt, rare et convoité *(page 44)*

une copédition

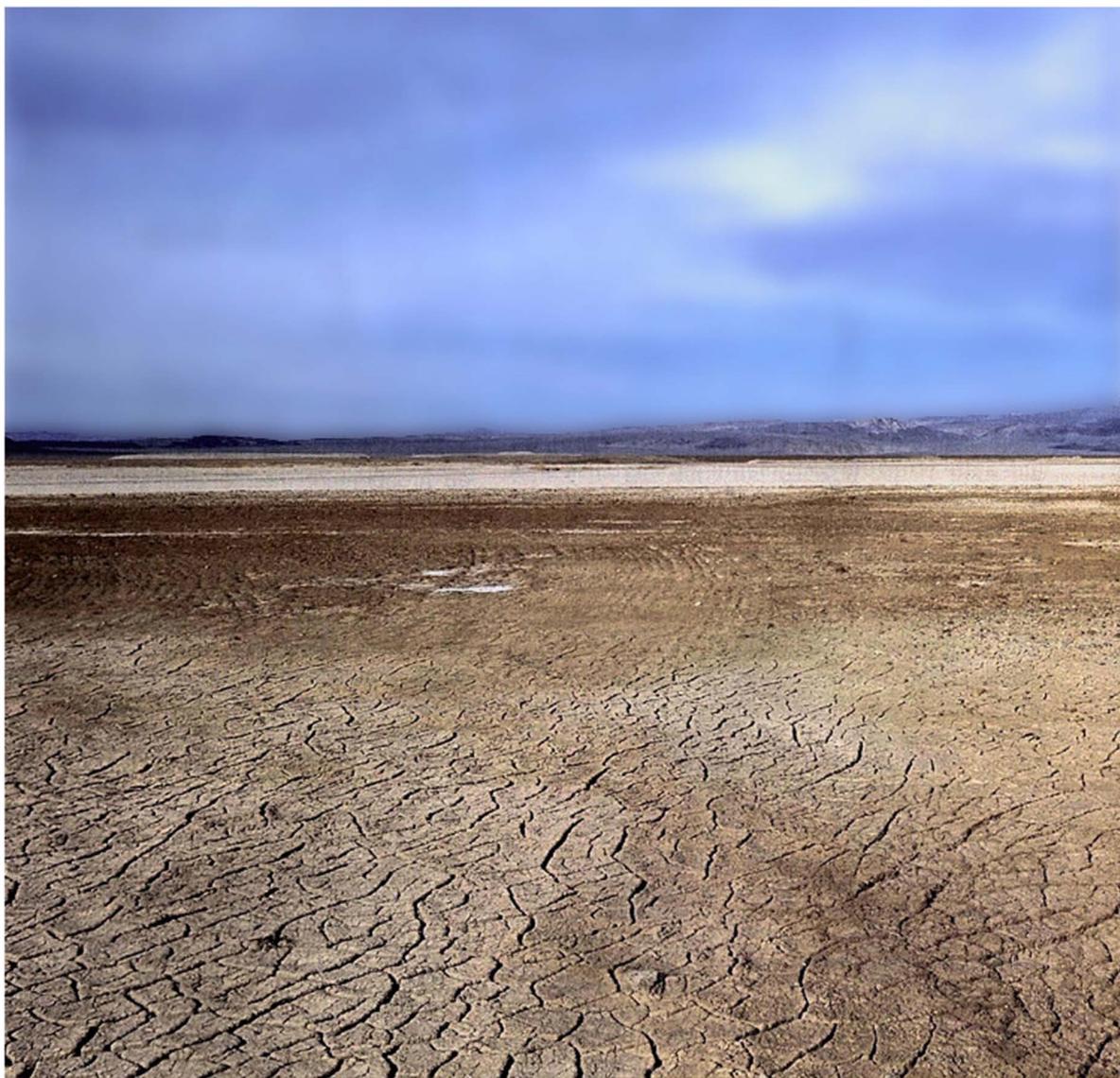


Sur la route du lithium,

Nul doute qu'à l'heure actuelle, le lithium suscite un certain engouement. Difficile en effet, de s'intéresser au secteur des matières premières minérales, et en particulier celles en relation avec la transition énergétique, sans entendre parler du lithium. Cet élément, le moins dense des métaux, est en effet au cœur des technologies actuelles pour faire passer le secteur du transport d'une utilisation massive des ressources énergétiques carbonées, vers celle de l'énergie électrique, *a priori* beaucoup moins productrice d'émissions de CO₂. Ces aspects ont ainsi porté la commission européenne à le clas-

ser très récemment parmi les matières premières minérales critiques pour l'industrie européenne. Affirmant la prise de conscience de la nécessité de relocaliser une partie de la production industrielle, la construction de nombreuses usines de fabrication de batteries au lithium est annoncée sur le territoire européen, tout comme de nombreux projets d'exploration et de production minière.

À l'inverse d'autres éléments tout autant stratégiques pour cette transition, comme le cobalt, le lithium est caractérisé par une diversité de ressources géologiques en lien avec ●●●



un métal qui prend de l'importance

●●● son comportement géochimique au cours des processus géologiques, aspects qui vous sont présentés dans la première partie de ce dossier. Les propriétés physico-chimiques du lithium en font cependant un élément d'intérêt au-delà des aspects industriels. Il est en effet de plus en plus utilisé pour l'étude de certains phénomènes géologiques, dont quelques exemples sont exposés plus loin.

Les enjeux autour de la filière du lithium sont importants et doivent prendre en compte cette diversité de ressources mais aussi d'utilisations. La deuxième partie de ce dossier est ainsi

consacrée à un panorama économique du lithium et aux principaux procédés de production.

Enfin, une focalisation sur les minéralisations françaises est proposée, tout en jetant un œil du côté européen. Une excursion sur un gisement de roche dure localisé dans le Finistère illustre ce thème sur le terrain.

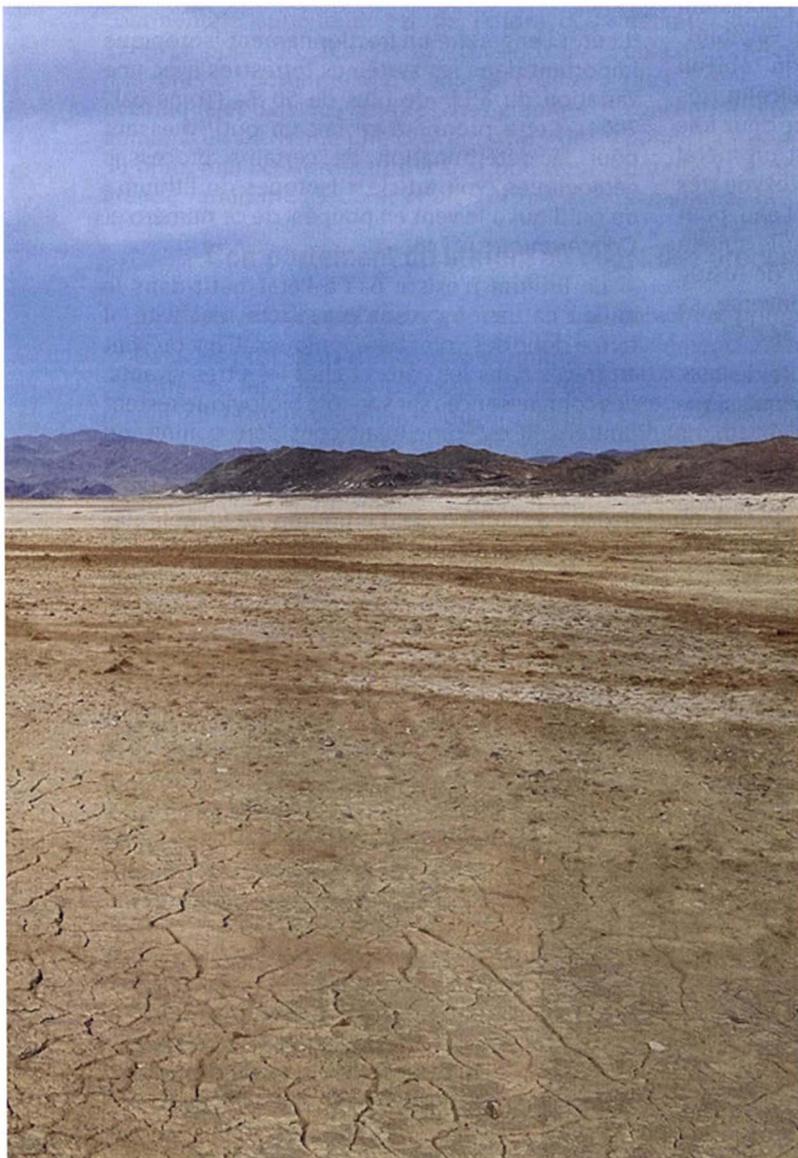
Même si la question n'est pas abordée ici, le tableau reste cependant loin d'être idyllique. Tout d'abord, la multiplication des projets miniers pour garantir les besoins colossaux annoncés, est aussi sources de contestations sociales locales,

légitimes par rapport aux incertitudes liées aux projets de l'industrie extractive. C'est le cas au Portugal, ou bien, face à des conflits d'usage, notamment autour de l'eau, en Amérique latine. En second point, l'utilisation technologique du lithium est très fortement associée à d'autres métaux, comme le cuivre, qui nécessite des moyens de productions gigantesques actuellement basées principalement sur l'utilisation de sources énergétiques carbonées, et générateurs de quantités de déchets miniers absolument faramineuses. Les défis autour de ces problèmes amèneront certainement à des évolutions fortes, aussi bien du côté des projets de production du lithium que sur la filière complète de l'électromobilité. Dans ce contexte, un enjeu de taille repose aussi sur les capacités de mise en place d'une filière de production secondaire, notamment avec le recyclage des batteries au lithium.

■ **Jérémy Melleton**

BRGM

Argiles lithinifères de Clayton Valley, Nevada, États-Unis.
(photographie : Lisa Stillings, U.S. Geological Survey).



1 > Le lithium : généralités et métallogénie

Le lithium : géochimie et minéralogie

Cette contribution est basée sur une extraction agréementée du rapport publié par le BRGM en 2018 RP-68321-FR (Gloaguen et al., 2018).

Généralités

Découvert en 1817 par le chimiste suédois Johan August Arfwedson (fig. 1-1) à partir de l'analyse de la pétalite ($\text{LiAlSi}_4\text{O}_{10}$) (fig. 1-2), le lithium (Li) a été nommé à partir du grec *lithos*, signifiant comme tout géologue le sait, pierre. Il s'agissait de souligner son origine minérale, par rapport aux autres métaux alcalins, le potassium et le sodium d'abord détectés dans les végétaux. Le lithium est le troisième élément du tableau périodique. Il s'agit donc d'un métal alcalin très léger. Sa densité est de 0,53, c'est-à-dire deux fois moins dense que l'eau. Le lithium est un métal mou, de couleur argentée, sécable. Il s'oxyde très facilement au contact de l'air et de l'eau pour prendre une teinte gris foncé virant par la suite à l'antracite et au noir. Sa température de fusion est très basse (180,5°C) alors qu'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.

Deux isotopes naturels et stables, le ${}^6\text{Li}$ (7,5 %) et le ${}^7\text{Li}$ (92,5 %), sont connus. La grande différence de masse relative (environ 16 %) entre



© Wikipedia

Johan August Arfwedson.
Lithographie par Gust. Strömberg de H. & H. K.

Fig. 1-1. – Lithographie de Johan August Arfwedson.

${}^6\text{Li}$ et ${}^7\text{Li}$ engendre un fractionnement isotopique important dans les systèmes terrestres avec une variation du $\delta^7\text{Li}$ de plus de 50 ‰ (Tomascak, 2004). Cette propriété en fait un outil puissant pour la détermination de certains processus géologiques (voir article « Isotopes du lithium : un outil qui a le vent en poupe » de ce numéro et *Géochronique* n°148).

Le lithium n'existe pas à l'état natif dans le milieu naturel à cause de sa forte réactivité, il forme donc des composés ioniques. Il est présent en traces dans les eaux et chez les êtres vivants. Les connaissances sur son rôle biologique restent limitées. Il est cependant considéré comme un nutriment essentiel pour l'animal (Jakobsson *et al.*, 2017), mais pourrait présenter une certaine toxicité à haute dose. Le lithium ne semble pas avoir de régulateur biologique, contrairement à

des éléments essentiels comme l'hydrogène, le sodium, le potassium, le chlore, le calcium ou le magnésium. Il est ainsi toléré dans les fluides corporels (sang et fluides extracellulaires) à des concentrations extrêmement variables, 0,14 à 8,6 $\mu\text{mol/l}$ voir plus de 15 $\mu\text{mol/l}$ par exemple pour le sérum (<https://www.igsli.org/>). Il est cependant utilisé pour soigner les troubles bipolaires (carbonate de lithium). ●●●



Fig. 1-2. – Pétalite (minéral blanc allongé largement majoritaire sur cet affleurement de la pegmatite de Lousas (Portugal).

●●● Le lithium primordial : une origine lointaine

Le lithium est un des éléments les moins abondants dans l'Univers. Cela est en grande partie la conséquence de processus de destruction au sein des étoiles de type solaire (Lodders, 2020). En effet le noyau du lithium, relativement fragile, ne requiert pas une grande énergie pour être éliminé mais est détruit par les hautes températures, au cours de sa migration des enveloppes externes vers l'intérieur des étoiles de type solaire (dans des cellules de convection).

La source originelle du lithium, l'isotope ${}^7\text{Li}$, est le Big Bang. Il est ainsi le seul métal produit durant cet événement, avec l'hydrogène et l'hélium. Une part importante provient de réactions de spallations (décomposition d'un noyau suite à sa rencontre avec une particule ou un fort rayonnement électromagnétique) d'éléments plus lourds (C, N, O). Ces réactions ont par exemple lieu lorsque le rayonnement cosmique traverse l'atmosphère (production cosmogénique). Enfin, certaines rares étoiles géantes produisent du lithium.

Abondance du lithium dans les enveloppes terrestres

Comparativement aux autres métaux alcalins comme le sodium et le potassium qui en sont des constituants majeurs, le lithium est beaucoup moins abondant dans la croûte continentale avec une abondance moyenne de seulement 18 ppm (Taylor et McLennan, 1985). 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 dans les basaltes. Les granites auraient en moyenne une concentration de 30 ppm, mais cette valeur masque une très grande variabilité (Sauzéat *et al.*, 2015). Les

sédiments marins très argileux sont relativement riches, en moyenne de l'ordre de 60 à 80 ppm. En première approximation, les sédiments détritiques alumineux, ainsi que les granites crustaux qui dérivent de la fusion de sédiments, semblent avoir en moyenne une teneur en lithium au-dessus de la moyenne de celle de la croûte continentale supérieure. Ce processus serait en partie responsable des concentrations plus élevées de la croûte supérieure. Les concentrations sont nettement inférieures (Marschall *et al.*, 2017) au sein du manteau primitif (1,4 ppm) ou des basaltes médio-océaniques (MORB, 5,5 ppm).

Comportement du lithium au cours des processus géologiques

Les processus supergènes

Dans les processus d'altération chimique de surface, les altérites 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 proportion relativement importante d'argiles (Pogge von Strandmann *et al.*, 2016) qui vont piéger le lithium. Ce dernier est intégré 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 piégée qui ne pourra pas être mobilisée par les fluides si les minéraux argileux ne sont pas détruits. À l'inverse, la proportion de lithium en position interfoliaire (entre les feuillets d'argile) est mobilisable par échange 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 à l'aluminium dans les argiles néoformées (Horstman, 1957 ; Hirst, 1962). Les eaux de surface contiennent peu de lithium dissous. 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 comme les 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, $\text{LiAl}_4(\text{Si}_7\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$, fig. 1-3), où 5 % de cookéite disséminée dans les argiles est responsable d'une teneur de 1 000 ppm Li en roche totale (Tourtelot et Brenner-Tourtelot, 1977). ●●●

●●● Le classement par teneur en oxyde de lithium décroissante de ces différents minéraux (fig. 1-5) montre que les groupes contenant le plus de lithium sont les phosphates, les inosilicates et néosilicates suivi des phyllosilicates. Une

ressource en lithium va donc dépendre du ou des espèces minérales lithinifères présentes en roche et de leurs proportions relatives dans celle-ci. Le spodumène reste actuellement le minéral le plus exploité (fig. 1-6). ●●●

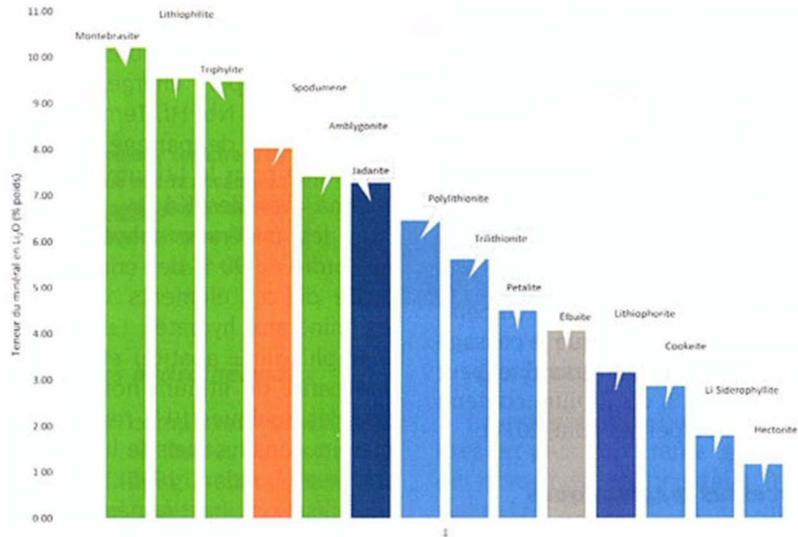


Fig. 1-5. – Concentration théorique maximale en lithium (exprimée en pourcentage poids de Li₂O) dans les minéraux lithinifères les plus communs. Vert : phosphates, bleu clair : phyllosilicates, orange : Inosilicates, bleu foncé : Néosilicates, gris foncé : cyclosilicates, gris clair : hydroxydes. (Source des données : IMA). (<http://ruff.info/ima/>). La lépidolite (non figurée ici, voir fig. 1-7) n'est pas une espèce minérale mais le nom d'une série qui représente la solution solide polyolithionite-trilithionite de formule générale $K(Li,Al)_3(Si,Al)_4O_{10}(F,OH)_2$.

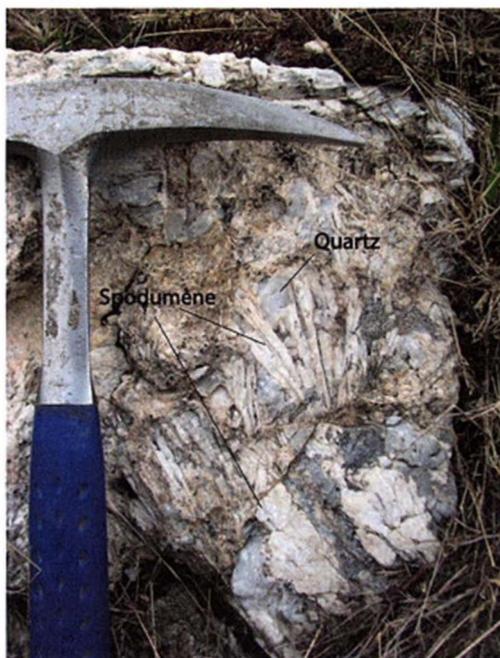


Fig. 1-6. – Spodumène, pegmatite d'Adagoi, Portugal.

Fig. 1-7. – Lépidolite (minéral violet) sur albite et quartz. Pegmatite de Gonçalo (Portugal).



●●● Le nombre d'espèces minérales porteuses de lithium n'apparaît pas comme constant au cours de l'histoire de notre planète (Grew, 2020). En effet, les plus vieilles phases connues datent de la fin de l'Archéen (vers 3,1 milliards d'années), les autres espèces lithinifères apparaissant plus tard. Malgré les possibles effets liés à la difficulté de préservation des roches de ces temps lointains, l'absence de minéraux antérieurs à cet âge illustre la nécessité préalable d'une accumulation de sédiments terrigènes d'origine continentale ayant été par la suite impliqués dans les processus de fusion partielle et de différenciation pour atteindre des concentrations suffisantes permettant la cristallisation de minéraux lithinifères.

Parmi les minéraux porteurs de lithium, certains de qualité gemme peuvent atteindre de grandes valeurs, comme la kunzite (fig. 1-8), variété gemme du spodumène, ou l'elbaïte, tourmaline lithinifère (fig. 1-9).



© Didier Descouens

Fig. 1-8. – Spodumène variété kunzite (taille : 13,5 x 11,8 cm), vallée de Kunar, province du Nouristan, Afghanistan.

Dans les parties suivantes de ce dossier, nous aborderons les grands types de gisements dont la concentration en lithium est suffisante pour envisager leur exploitation. Ils peuvent être séparés en deux grandes catégories : les gisements de roches dures, où le lithium est porté par certains des minéraux cités précédemment, et les gisements associés aux saumures.

■ **J. Melleton, E. Gloaguen, B. Gourcerol, R. Millot**

BRGM



© R.M. Laemsky

Fig. 1-9. – Elbaïte sur quartz (taille 6,4 x 5,5 x 5,5 cm), permis de recherche de Pederneira, São José da Safira (Minas Gerais, Brésil).

Isotopes du lithium : un outil qui a le vent en poupe

En plus de présenter des propriétés physico-chimiques qui le placent comme un métal incontournable dans le domaine de la transition énergétique et digitale, le lithium est aussi abondamment utilisé par les géoscientifiques du monde entier pour des recherches sur les processus géologiques. Cet intérêt est lié principalement au fractionnement important des deux isotopes du lithium au sein des systèmes terrestres, qui peuvent être étudiés plus facilement depuis l'avènement de la spectrométrie de

masse à plasma induit et multi-collection, et des sondes ioniques (Tomascak *et al.*, 1999 ; Rudnick, 2020). Ainsi, plus d'une trentaine de contributions scientifiques s'intéressant à ce système isotopique peuvent être recensées chaque année (Rudnick, 2020). Le lecteur assidu aura aussi en tête un des articles du numéro 148 de *Géochronique* portant sur la géochimie isotopique du lithium utilisée pour comprendre les interactions eaux-roches, notamment dans les systèmes géothermaux.

Quelques rappels de géochimie isotopique

En premier lieu, voici quelques rappels de base sur la géochimie isotopique. En théorie, les isotopes d'un élément possèdent les mêmes propriétés physico-chimiques (même numéro

atomique donc même élément chimique). Cependant, lors de processus réactionnels physico-chimiques et/ou lors de processus de transport diffusif, les différents isotopes d'un élément ●●●

- peuvent se comporter de façon très légèrement différente. Cette différence (énergie de liaison, coordination, coefficient de diffusion) engendre un fractionnement isotopique qui modifie les proportions relatives des différents isotopes.

Deux grands types de fractionnement des isotopes stables sont aujourd'hui connus : le fractionnement d'équilibre et le fractionnement cinétique. Le fractionnement d'équilibre se produit lors des réactions chimiques ou physiques faisant intervenir une réaction d'équilibre. L'importance de ce type de fractionnement est directement proportionnelle à la différence de masse entre les deux isotopes et l'amplitude du

fractionnement est inversement proportionnelle à la température. En effet, lorsque la température de la réaction augmente, le fractionnement isotopique d'équilibre tend à devenir nul. Lors du fractionnement cinétique, les isotopes les plus légers sont systématiquement avantagés par leur vitesse lors des réactions chimiques ou lors des processus de transport. Ce mode de fractionnement est théoriquement insensible à la température.

La composition isotopique du lithium d'un échantillon (« sample ») se note classiquement en déviation relative (en ‰) par rapport à la valeur d'un standard :

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

Le standard de référence est un carbonate de lithium (L-SVEC, NIST RM8545) dont la valeur du $\delta^7\text{Li}$ est de 0 ‰ par définition (${}^7\text{Li}/{}^6\text{Li} = 12,02 \pm 0,03$, Flesch *et al.*, 1973).

Revenons maintenant à ce principe de fractionnement isotopique. Pour le lithium, il se trouve que les processus géologiques, qu'ils soient de hautes températures comme le métamorphisme ou le magmatisme, ou de conditions de surface, comme celles de l'altération des roches, entraînent des fractionnements isotopiques aisément quantifiables. L'étude des compositions isotopiques (fig. 1-10) permettra d'en éclairer les ressorts. Dans les parties suivantes, nous donnerons quelques exemples d'application de la géochimie isotopique du lithium pour la compréhension des phénomènes géologiques.

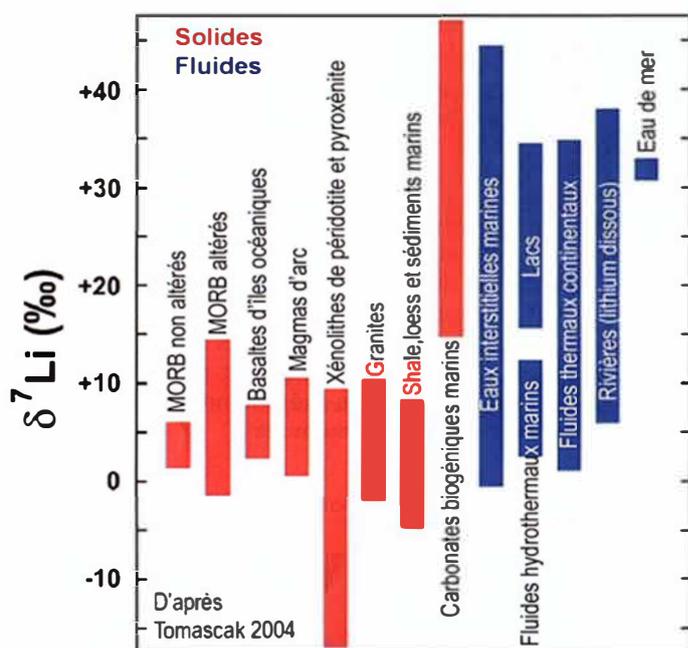


Fig. 1-10. – Composition isotopique du lithium ($\delta^7\text{Li}$) pour quelques grands réservoirs géologiques.

Application aux phénomènes géologiques de surface : l'altération des roches silicatées

Au cours des processus d'interactions eau/roche, des études menées dans des contextes d'altération de basse/moyenne température ont montré que le fractionnement isotopique favorise l'enrichissement de la solution en isotopes lourds (${}^7\text{Li}$). Cela tient au fait que l'isotope léger (${}^6\text{Li}$) est préférentiellement retenu dans les phases solides, en particulier dans les minéraux secondaires d'altération (Tomascak, 2004), comme les argiles, qui piègent une grande proportion de lithium. Ainsi, lors de l'altération des roches par les eaux de surface, les isotopes du lithium sont fortement fractionnés. À l'échelle d'un bassin versant, la signature isotopique du lithium des eaux n'est pas un traceur des différentes lithologies, mais il a été montré que l'amplitude du fractionnement isotopique est à

mettre en relation avec l'intensité de l'altération (Huh *et al.*, 2001 ; Millot *et al.*, 2010a). L'altération des minéraux silicatés est un processus important dans le contrôle de la composition de l'atmosphère, car il consomme du CO_2 . Le lithium, dont la composition isotopique est très affectée par ce processus, est un excellent outil pour en étudier les mécanismes et son importance au cours des temps passés, le signal n'étant de plus pas modifié par l'activité biologique. L'étude de la composition isotopique de roches sédimentaires est ainsi un traceur idéal de l'intensité de l'altération, en lien avec l'évolution des climats.

En premier lieu, il a été démontré que la dissolution des minéraux silicatés n'entraîne pas de fractionnement isotopique du lithium. ●●●

●●● Ainsi, seul le piégeage du lithium par les phases minérales secondaires induit un fractionnement. Ce phénomène est cependant complexifié par le fait que le lithium peut être piégé de différentes manières par le minéral, c'est-à-dire soit dans la structure, qui favorise nettement l'isotope léger ${}^6\text{Li}$, soit comme ion échangeable, affectant peu la composition isotopique.

Par exemple, l'étude de la composition isotopique du lithium de la calcite a permis de montrer comment l'altération des minéraux silicatés évolue à la suite d'événements climatiques majeurs, la calcite pouvant précipiter à partir d'eaux ayant interagi avec ces minéraux. Le lithium ayant un temps de résidence très long au sein de l'océan, il ne sera pas adapté pour étudier des variations de grandes amplitudes temporelles, comme les périodes glaciaires et interglaciaires du Pléistocène à l'Actuel. En revanche, la calcite de spéléothème est un excellent indicateur, puisqu'elle précipite à partir de l'eau s'écoulant au sein de grottes, sans interaction avec l'eau de mer. Ainsi, une étude sur des spéléothèmes des grottes de Soreq et Tzavoa (Israël) a mis en évidence des $\delta^7\text{Li}$ très bas dans les périodes interglaciaires (fig. 1-11), indiquant

que les changements d'intensité d'altération des minéraux silicatés contenus dans les sols sus-jacents (d'origine éolienne, et composés principalement de quartz, feldspath et phyllosilicates) étaient dépendants du climat (Pogge von Strandmann *et al.*, 2017).

Enfin, il a été montré très récemment (Millot et Négrel, 2020) que non seulement les isotopes du Li peuvent être de bons traceurs des conditions d'altération à l'échelle du bassin de la Loire, mais qu'également des sources anthropiques peuvent être identifiées et tracées à plus petite échelle, notamment des rejets issus d'une station d'épuration. Cet outil a aussi permis de mettre en évidence des impacts liés à une activité industrielle (dans ce cas des effluents de fonderie) sur le bassin du Dommel dans le nord de l'Europe (Négrel *et al.*, 2020). Plus généralement, en raison de la production croissante de batteries au lithium-ion dans le monde entier, la pollution au Li dans les eaux de surface et souterraines, liée à tous les niveaux de la filière depuis l'extraction jusqu'au recyclage, pourrait devenir un problème majeur dans les années à venir. Cette approche isotopique pourrait donc s'avérer être un outil de choix de monitoring environnemental.

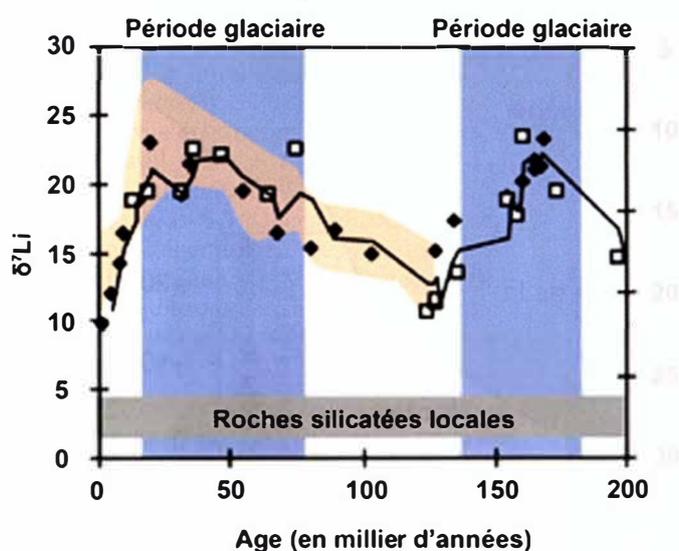


Fig. 1-11. – Évolution des compositions isotopiques de spéléothèmes des grottes de Soreq et Tzavoa (Israël) durant les périodes glaciaires et interglaciaires du Pléistocène à l'Actuel (modifiée d'après Pogge von Strandmann *et al.*, 2020).

Utilisation pour l'étude des processus géologiques de hautes températures

Les premières études se sont rapidement intéressées aux compositions isotopiques du lithium du manteau supérieur appauvri, de l'eau de mer, des sédiments et de la croûte océanique fraîche et altérée dans le but de contraindre le recyclage mantellique (Marschall et Tang, 2020). Cependant, la plupart des résultats obtenus sur les roches volcaniques associées au contexte de subduction ou d'île océanique, n'apportèrent que des valeurs équivalentes à celle du manteau appauvri, bien que la participation de matériaux recyclés dans la source des magmas ait été démontrée par ailleurs (Tomascak *et al.*, 2002). De

plus, les premières données pour des roches de haute pression associées à la subduction comme des élogites montrèrent des compositions très dispersées et pouvant atteindre des valeurs très négatives (Zack *et al.*, 2003 ; fig. 1-10). Il en fut conclu que la subduction conduisait à l'incorporation de matériel à lithium léger au sein du manteau suite à la déshydratation métamorphique du panneau plongeant, par le biais d'un fractionnement à l'équilibre.

Cette constatation entraîna rapidement l'utilisation de cet outil isotopique pour l'étude des phénomènes géologiques de plus haute ●●●

●●● température. Cependant, plusieurs travaux ont pu mettre en évidence par la suite que le lithium diffuse très rapidement à haute température, avec un fractionnement cinétique des isotopes du lithium très marqué. Pour le lithium, ce type de fractionnement peut en effet entraîner des variations de compositions isotopiques bien plus importantes que le fractionnement à l'équilibre. Marschall et Tang (2020) citent deux exemples emblématiques. La diffusion du lithium dans les micaschistes et amphibolites encaissants de la pegmatite de Tin Mountain (Sud Dakota, États-Unis) sur des distances comprises entre une dizaine et une trentaine de mètres est accompagnée par un fractionnement isotopique cinétique entraînant une variation de composition isotopique représentant toute la gamme de $\delta^7\text{Li}$ connus pour les roches continentales

et éclogitiques (Teng *et al.*, 2006). Par ailleurs, une variation de 37 ‰ au sein d'un seul cristal d'orthopyroxène d'un xénolithe mantellique contenu par une coulée basaltique de San Carlos (Arizona, États-Unis) a été mise en évidence par Jeffcoate *et al.* (2007), quasiment équivalente à toute la gamme de composition observée sur les roches et sols terrestres (fig. 1-12). Les auteurs attribuèrent cette variation à un fractionnement isotopique lié à la diffusion, et considérant que ce phénomène ne pouvait se réaliser que sur une très courte période de temps à ces hautes températures (le lithium diffusant très rapidement), ils proposèrent que les mesures *in situ* de la composition isotopique du lithium pourraient permettre d'apprécier les vitesses des phénomènes géologiques tels que le magmatisme ou le refroidissement. ●●●

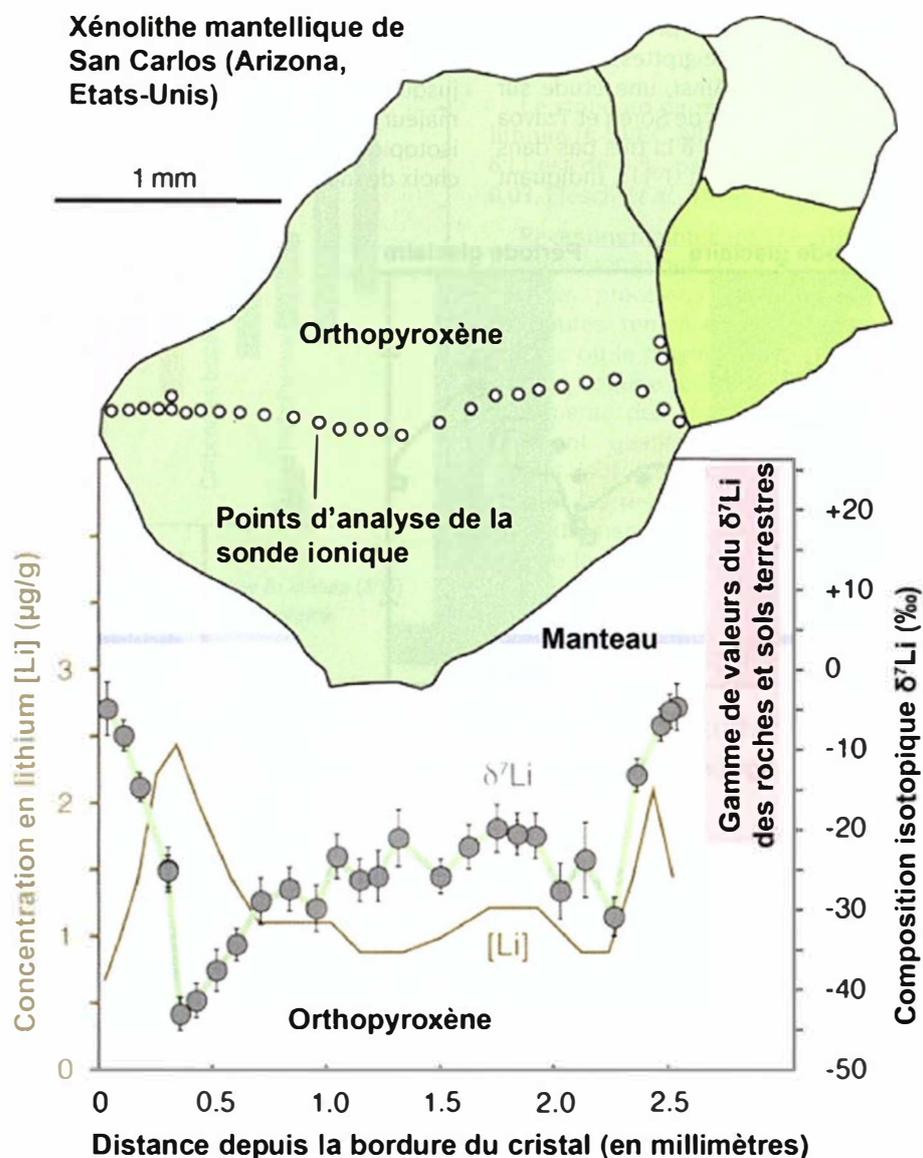


Fig. 1-12. – Exemple de la variation de composition isotopique au sein d'un cristal d'orthopyroxène issu d'un xénolithe mantellique (San Carlos, Arizona, États-Unis), variation liée au fractionnement isotopique au cours de la diffusion du lithium (modifiée d'après Marschall et Tang, 2020 et Jeffcoate *et al.*, 2007).

●●● En réalité, la vitesse de diffusion du lithium à haute température, en relation avec son faible rayon ionique et sa faible charge, rend possible son utilisation comme chronomètre de phénomènes beaucoup plus rapides que ne le permet la résolution des méthodes géochronologiques classiques. Par exemple, dans une chambre magmatique, un cristal au sein d'un magma à l'équilibre avec celui-ci aura une composition en lithium homogène. Une nouvelle venue de magma plus riche, entraînera la cristallisation d'une bordure plus riche en lithium, et à haute température, le lithium diffusera pour atteindre de nouveau un état d'équilibre. Cependant, si l'ensemble est remonté vers la surface et refroidit au cours d'une éruption, le système sera trempé, et la mesure *in situ* de la composition isotopique permettra d'évaluer la durée écoulée entre la

recharge de la chambre magmatique et l'éruption. Cela bien sûr est rendu possible grâce à la détermination par des approches expérimentales du coefficient de diffusion dans le minéral étudié.

La mise en œuvre de ce principe a ainsi permis d'étudier un très grand nombre de processus de haute température, comme le refroidissement de roches volcaniques, le fonctionnement de chambres magmatiques, mais aussi la déshydratation du panneau plongeant dans les zones de subduction. Celle-ci serait ainsi caractérisée par des cycles pulsatifs très courts, de l'ordre de quelques mois mais sur des durées de plusieurs centaines de milliers d'années (Taetz *et al.*, 2018).

■ **J. Melleton et R. Millot**

BRGM

Les salars lithinifères

Parmi les gisements primaires de lithium, les saumures continentales constituent actuellement les ressources majoritaires (e.g. Kesler *et al.*, 2012 ; Christman *et al.*, 2015 ; Howell *et al.*, 2020). Ceci est en grande partie dû au fait que l'exploration et le développement de projet sur ce type de gisement est beaucoup plus simple d'un point de vue environnemental, logistique et financier (Howell *et al.*, 2020). Une saumure est une solution qui contient plus de sels dissous que l'eau de mer (> 3,5 %). Les saumures lithinifères montrent généralement des salinités de 1,5 à 24 fois celle de l'eau de mer, avec des concentrations d'ions dissous proches de la saturation pour de nombreux sels, comme l'halite dans les salars matures.

La plupart des occurrences pour ce type de gisement correspondent à des bassins enclavés, relativement récents, en milieu désertique et tectoniquement actif. Ils contiennent des eaux lacustres riches en Li et le taux d'évaporation y est relativement élevé par rapport aux précipitations et aux divers apports en eaux, qu'il s'agisse des eaux souterraines, des eaux de surface ou des eaux de source.

Ainsi, les salars des Andes centrales représentent les plus grandes ressources de lithium connues (Warren, 2010 ; Houston *et al.*, 2011). Les chercheurs français ont activement contribué à la découverte des hautes concentrations en lithium des saumures de ces salars andins, notamment François Risacher, de l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD ; Risacher, 1984), avec la participation ultérieure de Bertrand Fritz (Risacher et Fritz, 1991a et b, 1992, 2000).

L'Altiplano-Puna (fig. 1-13), second plus haut plateau dans le monde (3300 m en moyenne), présente de nombreuses occurrences de saumures caractérisées par des concentrations élevées en Li. ●●●

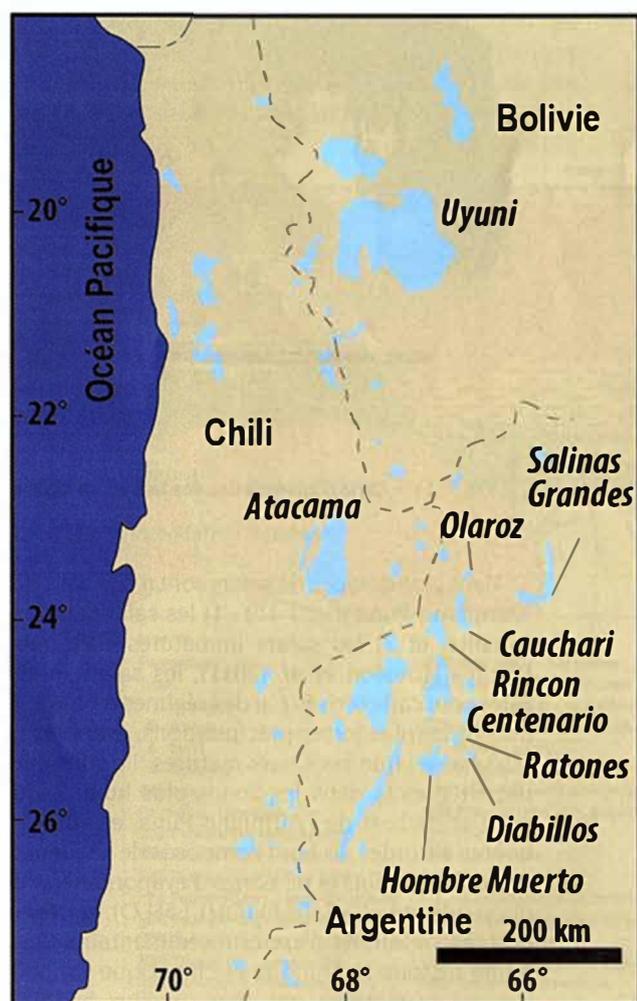


Fig. 1-13. – Localisation « du triangle du lithium » dans l'Altiplano-Puna à cheval entre l'Argentine, le Chili et la Bolivie (modifiée d'après Kesler *et al.*, 2012).

●●● économiquement intéressantes (fig. 1-14). Dans un contexte de province ignimbritique majeure d'âge néogène recouvrant l'un des plus grands corps magmatiques connus (de Silva *et al.*, 2003), des dépressions topographiques fermées, ou bassins endoréiques, se localisent ainsi entre 1 000 et 4 000 m d'altitude. La position latitudinale stable depuis au moins 55 Ma (Hartley *et al.*, 2005) a permis la mise en place d'un remplissage particulier. La séquence comprend généralement (avec de nombreuses variantes) : à la base des dépôts colluviaux et des remplissages grossiers (graviers) passant successivement à des sables, des silts puis des argiles. Le contrôle tectonique

actif y est très important pour le remplissage, la structuration et la fermeture des bassins, ainsi que les événements volcaniques (Houston *et al.*, 2011). La mise en place du climat hyperaride qui a permis l'installation de systèmes évaporitiques est relativement récent, autour de 6 Ma (Gosh *et al.*, 2006). Les eaux de surface restant parfois emprisonnées aboutissent à la formation de lacs temporaires où se déposent des évaporites selon la séquence : carbonate, sulfate (gypse), chlorure (halite). Ce cycle peut être récurrent suivant l'histoire hydrographique du bassin, les variations des conditions climatiques, du contexte tectonique et des apports sédimentaires.

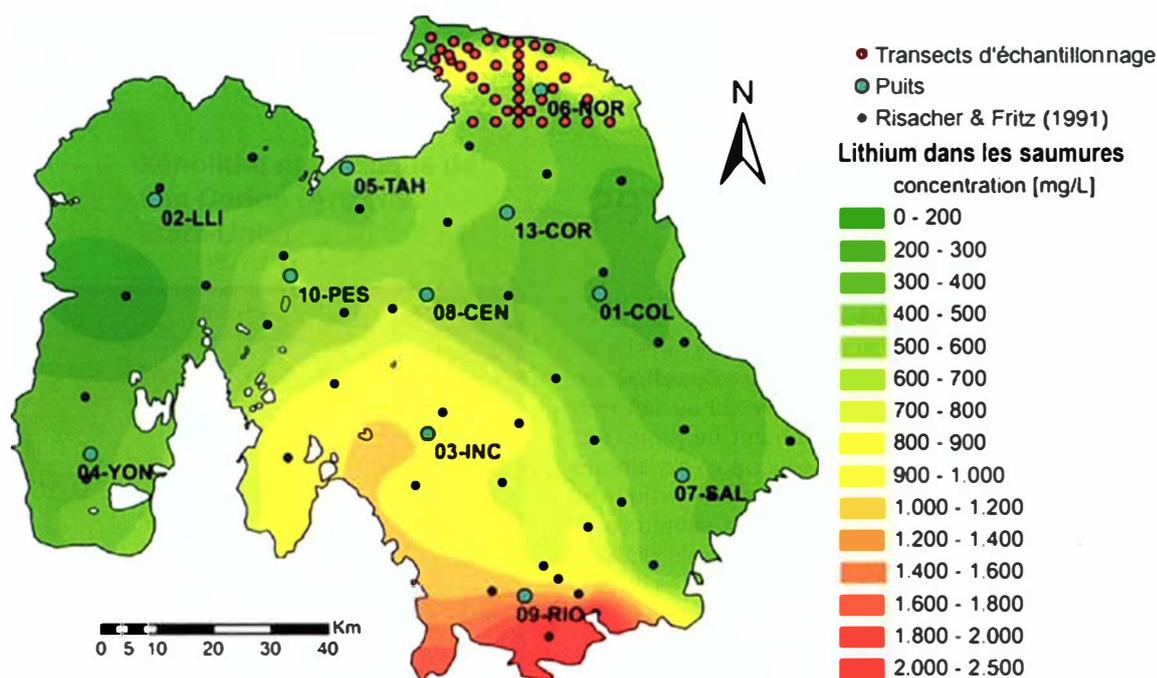


Fig. 1-14. – Carte d'interpolation des teneurs en lithium pour le salar d'Uyuni, Bolivie (modifiée d'après Schmidt, 2019).

Deux grands types de salars sont reconnus dans l'Altiplano-Puna (fig. 1-15) : 1) les salars matures à halite, et 2) les salars immatures clastiques. D'après Houston *et al.* (2011), les salars immatures sont caractérisés par des régimes d'humidité plus forts (plus fortes précipitations, évaporation plus basse) que les salars matures. Ils sont ainsi plus fréquents dans les zones plus humides du nord et de l'est de l'Altiplano-Puna, et aux plus hautes altitudes. Ils sont composés de séquences de sédiments fins et de bancs d'évaporites (halite et/ou ulexite, $\text{NaCa}[\text{B}_3\text{O}_6(\text{OH})_6] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$), représentant les variations d'apports sédimentaires liées à une histoire tectonique et climatique variable. Les salars matures ont donc un flux hydrique moins important, et sont donc plus communs dans les régions les plus chaudes et les plus basses de l'Altiplano-Puna. Ils sont caractérisés par une séquence épaisse et relativement uniforme d'halite. Des anciens dépôts de crue ou de retombées volcaniques conduisent à la

présence de dépôts très fins d'argiles silteuses. Les deux types de salars peuvent coexister au sein d'un bassin principal (exemple d'Hombre Muerto en Argentine) et présenter des saumures riches en lithium.

Ainsi, Munk *et al.* (2016) résumant la formation de saumures enrichies en lithium (fig. 1-16) par la prise en compte de nombreux paramètres incluant : 1) un climat aride, 2) un bassin clos contenant un salar ou un lac salé, 3) une activité volcanique et/ou géothermale associée, 4) une subsidence tectonique, 5) des sources de lithium et 6) un temps suffisant pour concentrer les saumures. Quoi qu'il en soit, l'origine du lithium de ces saumures est encore débattue. Deux hypothèses principales sont avancées : l'altération météorique des roches volcaniques felsiques environnantes, le remaniement de sédiments plus anciens pré-enrichis et/ou une activité géothermale liée aux systèmes volcaniques ●●●

Minéralisations à lithium en pays Bigouden

Les minéralisations en lithium, sous la forme de roche dure, associées à des granites ou pegmatites à métaux rares sont présentes en France, notamment dans le Massif central et le Massif armoricain. Cependant, leur accessibilité est très variable. Nous avons choisi pour illustrer ce dossier de vous proposer une visite de minéralisations

localisées dans le Finistère, au niveau de la baie d'Audierne. Nous rappelons que ces objets, notamment les pegmatites, qui peuvent présenter des minéraux remarquables, ne doivent pas faire l'objet de prélèvements « sauvages » afin de laisser aux personnes intéressées et aux générations futures la possibilité de les observer.

Contexte géologique

La Baie d'Audierne est constituée d'une séquence d'unités métamorphiques avec une géométrie en synforme d'axe N050° entourée d'intrusions de granites varisques et d'orthogneiss ordoviciens (fig 1). Deux séries métamorphiques intégrant plusieurs unités lithostratigraphiques sont reconnues (Peucat, 1973 ; Peucat et Cogné, 1974) : une série inférieure métasédimentaire

(micaschistes avec lentilles d'amphibolites et de leptynites) et un complexe ophiolitique basique – ultrabasique avec des unités volcanosédimentaires.

L'ensemble est affecté par un métamorphisme de type barrovien dans les faciès amphibolite au sud, à schiste vert au nord. Plusieurs intrusions granitiques se sont mises en place au sein de ces formations, au cours du Carbonifère. ●●●

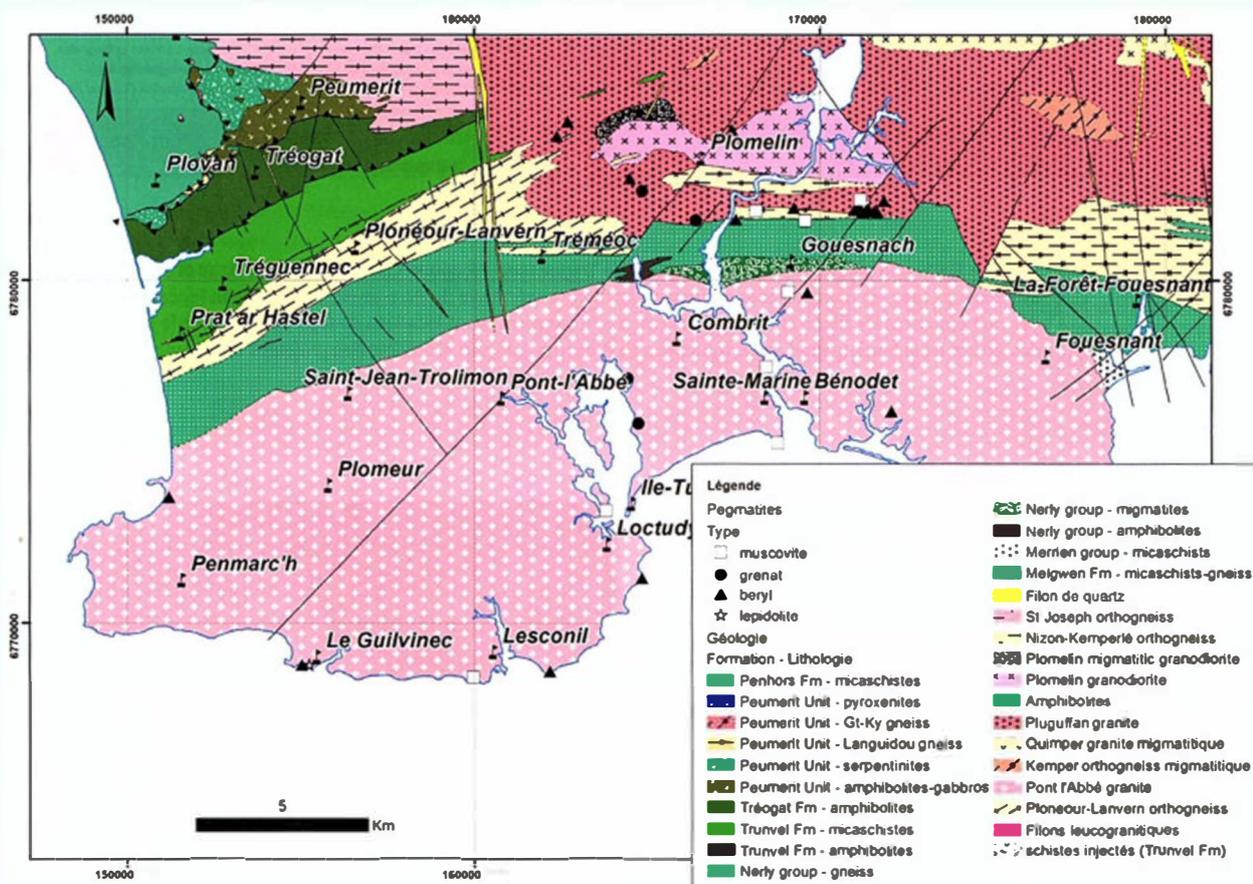


Fig. 1. – Carte géologique simplifiée du district de Pont-l'Abbé (Finistère sud). Les filons de leucogranite sont figurés en rose sur le flanc nord de l'orthogneiss de Plonéour-Lanvern (voir cartographie détaillée figure suivante), les différents types de pegmatites stériles à minéralisés sont représentés par des symboles indiqués dans la légende de la carte. Données sur les pegmatites d'après Chauris (1988) et données BRGM non publiées.

●●● Les dykes de granites à métaux rares de Tréguennec

Un ensemble de filons leucogranitiques déformés se localise le long du flanc nord de l'orthogneiss de Plonéour-Lanvern sur une distance d'environ 10 km (fig. 2), qui a fait l'objet d'une campagne d'exploration minière par le BRGM entre 1983 et 1986

suite à la découverte de cassitérite dans des concentrés alluvionnaires. Ces prospections ont montré que seuls quelques filons étaient minéralisés en lithium, étain, tantale, béryllium, notamment au niveau de la carrière de Prat-ar-Hastel. ●●●

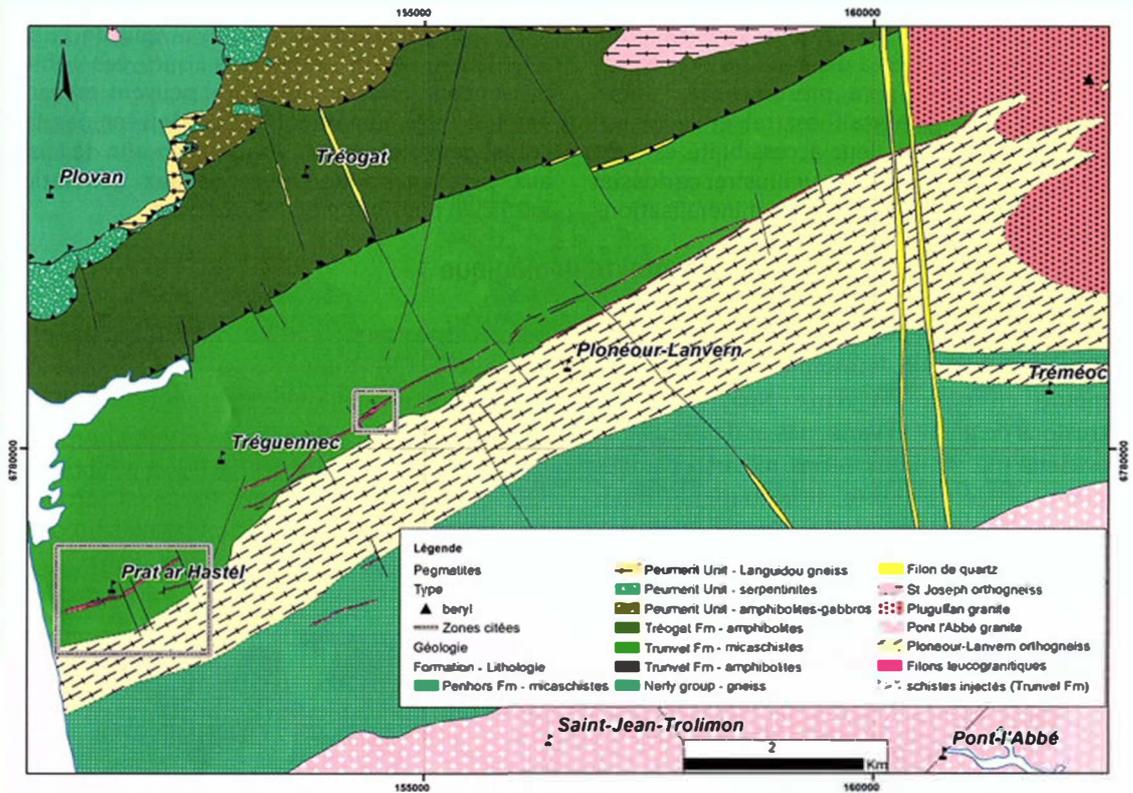


Fig. 2. – Carte géologique simplifiée du secteur de Tréguennec-Plonéour-Lanvern, d'après Lulzac et Apolinarski (1986), montrant en rose les filons leucogranitiques. Les filons minéralisés de Prat-ar-Hastel et Tréluan (encadrés par des rectangles) et les filons stériles (filons roses non encadrés) sont localisés de façon discontinue le long des 10 km de la bordure nord de l'orthogneiss de Plonéour-Lanvern. Coordonnées projetées RGF Lambert 93.



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



Micaschistes injectés d'aprites de puissance millimétrique à centimétrique.

●●● **La minéralisation de Prat-ar-Hastel**

Au niveau du lieu-dit de Prat-ar-Hastel sur la commune de Tréguennec, une ancienne carrière pour matériaux (partiellement ennoyée) présente un filon de direction moyenne N065° et de pendage 50° NW intrusif dans les micaschistes à boudins d'amphibolites de la formation de Trunvel. À l'affleurement, il s'agit d'une roche intrusive extrêmement leucocrate affectée par de très nombreux plans de cisaillement et une forte linéation d'étirement transformant l'intrusion en mylonite. Les études minéralogiques réalisées sur ce granite à métaux rares ont montré qu'il s'agit d'un granite essentiellement composé d'albite, quartz, microcline, trilitionite, muscovite, amblygonite, apatite, grenat almandin, cassitérite, columbotantalite et microlite uranifère. Les analyses géochimiques sur roche totale montrent que le granite à métaux rares 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 échantillons ponctuels varient de 0,63 à 1,34 % Li₂O. Au toit de l'injection, on observe un niveau pegmatitique également très déformé qui pourrait correspondre à un ancien stockscheider. Ce filon, reconnu sur un allongement de 1 400 m est divisé en deux par la présence d'un panneau intercalaire de micaschistes injectés (fig. 3 et fig. 4). Il a été reconnu par trois sondages carottés inclinés jusque 130 m de profondeur.

Au contact des micaschistes, 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 leur pendage plus important que la foliation montre qu'il s'agit de dykes intrusifs. Au niveau de la carrière, ce filon est subdivisé en deux filons séparés par un intercalaire de micaschiste avec 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. ●●●

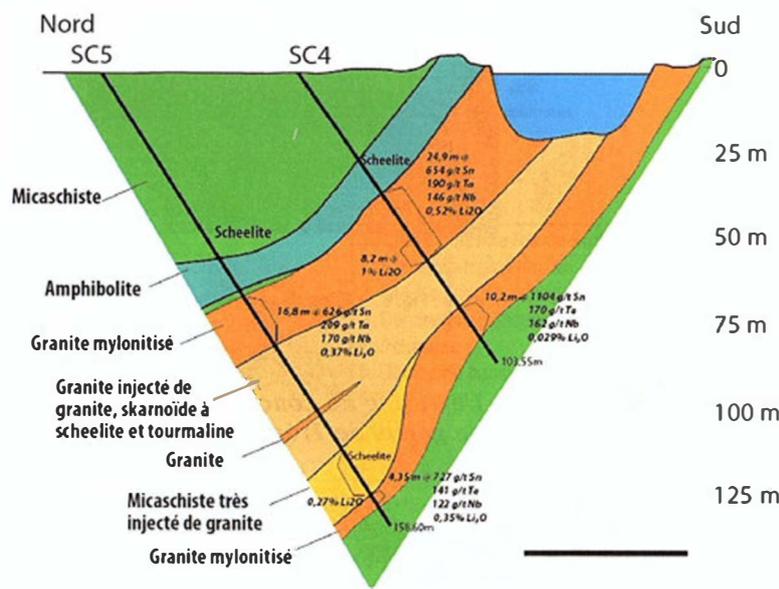


Fig. 3. – Coupe interprétative N-S du dyke de granite mylonitisé de Prat-ar-Hastel (Tréguennec) passant par les sondages SC4-SC5 avec indication des passes minéralisées. Les zones à scheelite disséminée sont indiquée « scheelite ». Modifié d'après Lulzac et Apolinarski (1986).



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

Fig. 5. – Planche photographique illustrant certains caractères particuliers du granite à métaux rares mylonitique de Prat-ar-Hastel (Tréguennec).

●●● À voir dans les environs



Fig. 6. – Filon de pegmatite et d'aplite litée dans le secteur de Loctudy.

L'ex-usine de concassage de galets de Tréguennec

À proximité du dyke de granite à métaux rares de Prat-ar-Hastel, les restes de l'ancienne usine de concassage de galets de Tréguennec laissent apprécier un aspect important de l'histoire régionale. Ouverte en 1943 par l'occupant allemand, elle était destinée à fournir les graviers nécessaires à la construction du mur de l'Atlantique, à partir de l'exploitation du cordon littoral. À la fin de la guerre, cette exploitation a eu un impact important pour la reconstruction notamment du port de Brest. Cependant, elle fut arrêtée rapidement afin de préserver les restes d'un cordon dunaire déjà bien trop fragilisé pour assurer pleinement son rôle de protection des secteurs marécageux adjacents.

Les dykes de Tréluan (Plonéour-Lanvern)

Les dykes de Tréluan (Lulzac et Apolinariski, 1986) sont très similaires aux dykes de Prat-ar-Hastel mais s'avèrent beaucoup moins minéralisés, surtout en lithium (~68 ppm Li_2O). Ils ne s'observent que sous la forme de volantes dans les champs. 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.

Les pegmatites de l'estran entre Loctudy et Le 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 où de nombreuses pegmatites, injectées dans les micaschistes migmatitiques, peuvent être observées. Le granite de Pont-l'Abbé est également recoupé par un vaste champ de pegmatites et d'aprites (Béchenec *et al.*, 1999 ; Chauris, 1988) lesquelles peuvent être particulièrement bien observées sur le bord de mer. Ce champ de pegmatite est connu pour être minéralisé en béryl, mais la *lépidolite* peut aussi être observée.

■ **E. Gloaguen et J. Melleton**

BRGM

Fig. 1-15. – Coupes simplifiées de deux salars argentins. A) Cauchari, considéré comme immature. B) Rincón, un salar mature. Modifié d'après **Bowell et al., 2020.** masl : meters above sea level.

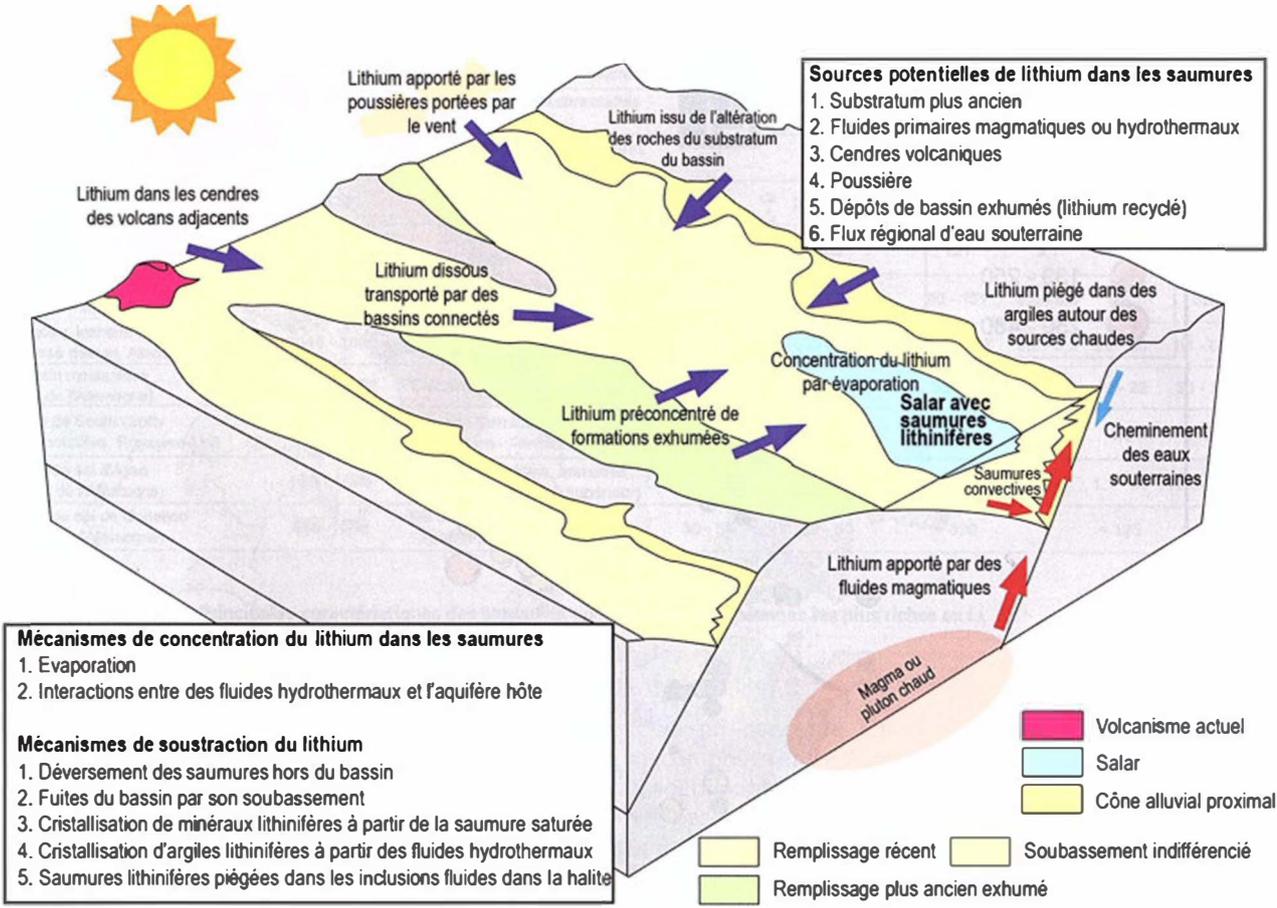
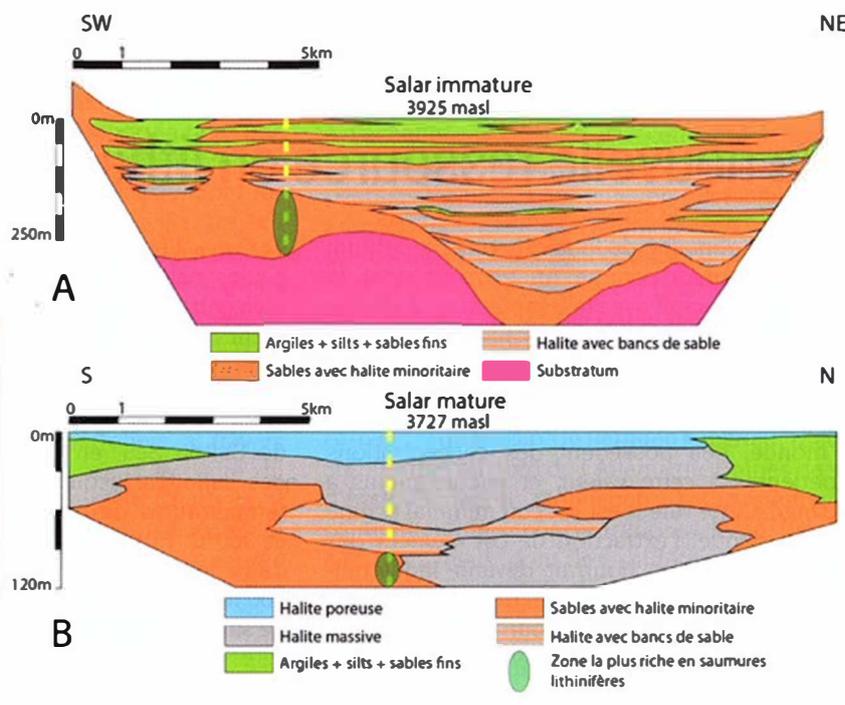


Fig. 1-16. – Principales sources du lithium et mécanismes d'enrichissement à l'origine des gisements de type saumure rencontrés dans les salars (modifiée d'après **Munk et al., 2016**).

●●● voisins ou à des corps magmatiques sous-jacents (e.g., **Risacher et al., 2003** ; **Zheng et Liu, 2009** ; **Hostra et al., 2013** ; **Orberger et al., 2015** ; **Munk et al., 2018** ; **López Steinmetz et al., 2018**). Les marges actives matures, avec une croûte continentale épaisse comme les Andes, seraient plus favorables à la présence de roches magmatiques

suffisamment riches en lithium pour qu'il soit remobilisé lors de leur altération et concentré dans les salars par les processus d'évaporation (**Chen et al., 2020**).

■ **J. Melleton**
BRGM

Les saumures géothermales : une nouvelle ressource en lithium ?

Dans le domaine de la géothermie, le lithium (Li) est reconnu comme un élément dont la concentration croît avec la température, à l'instar de la plupart des éléments alcalins (potassium, rubidium et césium). Si de nombreuses eaux géothermales indiquent des concentrations de Li élevées allant jusqu'à 90 mg/l à travers le monde, peu possèdent des concentrations supérieures à cette valeur, et encore moins à 150 mg/l. Cette valeur est le seuil minimal estimé à partir duquel l'extraction de cet élément des eaux géothermales pourrait devenir industriellement intéressante à l'aide des technologies extractives disponibles à ce jour.

Dans l'état actuel des connaissances, les seules eaux géothermales, qui dépassent une concentration de Li de 150 mg/l, sont relativement rares : ce sont des saumures (eaux dont la salinité est supérieure à 35 g/l, salinité moyenne de l'eau de mer), avec des salinités comprises entre 60 et 590 g/l. Celles du site géothermique de Salton Sea, en Californie (USA) possèdent des salinités jusqu'à 320 g/l et atteignent des températures de réservoir comprises entre 300 et 360°C. Elles figurent parmi les plus connues dans le monde, et peuvent contenir jusqu'à 300 mg/l de Li. On peut aussi citer des saumures de salinité très élevée, mais de basse et moyenne

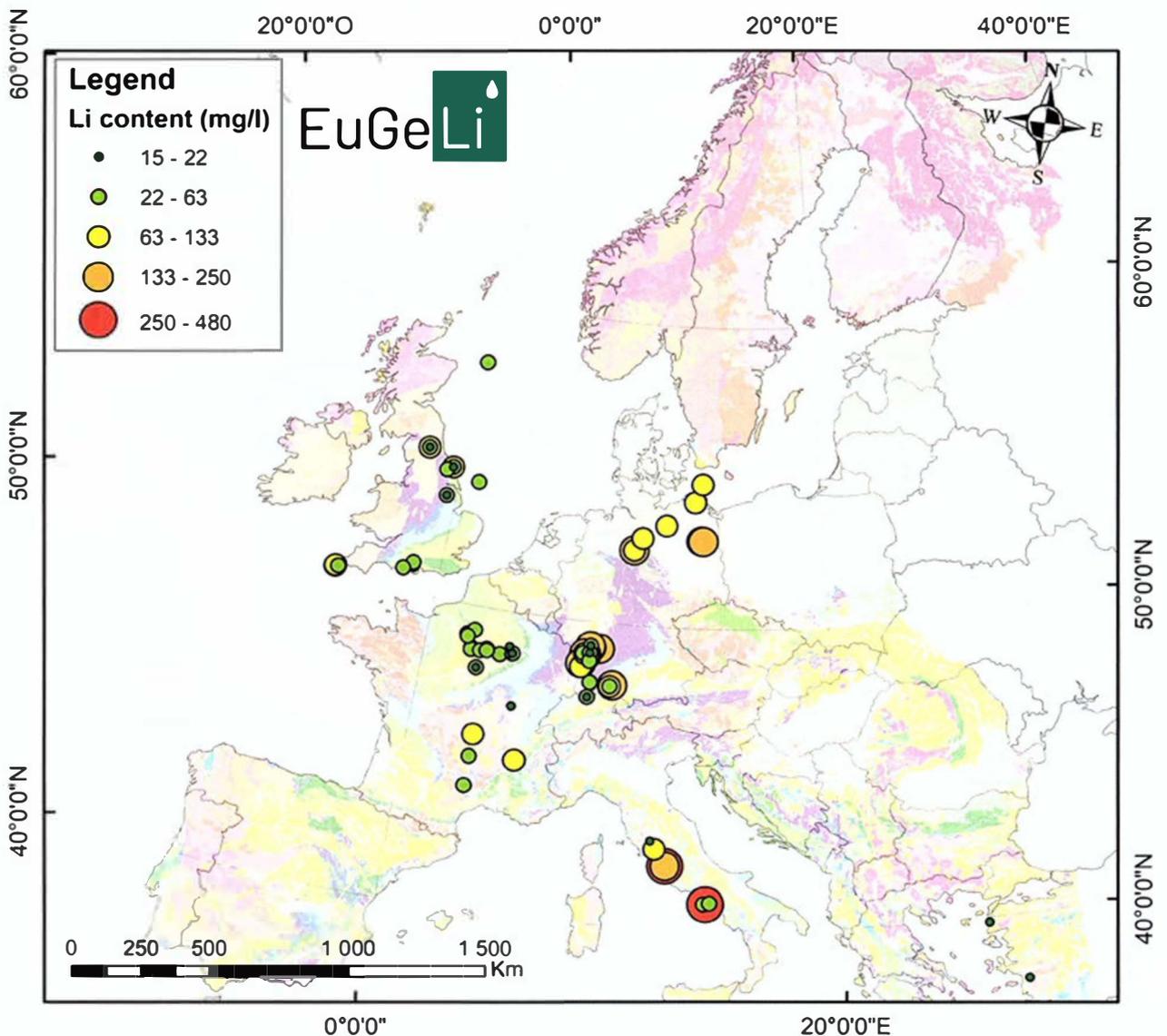


Fig. 1-17. - Carte de l'Europe indiquant les sites où les concentrations de Li \geq 15 mg/l, analysées dans les fluides des forages géothermiques, pétroliers et miniers. Cette carte a été réalisée dans le cadre du projet européen EuGeLi.

●●● température, comme la saumure du bassin du Qaidam, en Chine, où une concentration record de Li (983 mg/l) a été rapportée pour une salinité de 402 g/l, ou des saumures profondes de la plateforme sibérienne, en Russie, dont les concentrations de Li sont comprises entre 162 et 415 mg/l pour des salinités respectives de 396 à 590 g/l, ou encore des saumures de champs pétroliers aux USA (concentration de Li de 370 mg/l pour une salinité de 336 g/l).

Une étude bibliographique aussi exhaustive que possible des fluides riches en lithium des champs géothermiques et pétroliers à travers l'Europe, vient d'être menée, dans le cadre du projet européen EuGeLi (European Geothermal Lithium, cofinancé par l'European Institute of Technologies-Raw Materials). Ce projet a permis de compiler, pour la première fois, les principales données géologiques, géochimiques et hydro-géologiques pour les eaux géothermales dont la

concentration de Li était supérieure à 15 mg/l et de constituer une base de données consolidée à l'échelle européenne. De cette étude bibliographique, il ressort que cinq régions européennes localisées en Italie, en Allemagne et en France, hébergent des saumures géothermales profondes, dont les concentrations de Li varient de 150 à 480 mg/l (fig. 1-17) pour des températures en profondeur de 120 à 380°C et des salinités des saumures de 56 à 520 g/l (tabl. 1-2). À noter l'existence de saumures de type NaCl et MgCl₂ dans des dépôts de sel (halite, potasse, carnallite) du bassin du Permien supérieur (Zechstein), situé au nord de l'Allemagne (mines de sel d'Asse, Gorleben, Morsleben...). Ces saumures contiennent des concentrations de Li jusqu'à 490 mg/l, mais dont les salinités très élevées (≥ 290 g/l), les températures basses (< 50°C) et le milieu salifère, les rendent peu favorables à une exploitation géothermique.

Localisation du site	Profondeur du réservoir (m)	Roches réservoir	T _{mesure} (°C)	T _{estimée réservoir} (°C)	Salinité du fluide (g/l)	pH	Na (g/l)	Cl (g/l)	Li (mg/l)
Campi Flegrei (Italie)	2699	Séries volcano-sédimentaires	350 - 380	380	516			314	480
Cesano (Italie)	3219	Séries volcano-sédimentaires (Trias)	350	350	350 - 390	7,9 - 8,5	60 - 80	28 - 43	220 - 380
Groß Schönebeck (Bassin du Nord de l'Allemagne)	4309 - 4400	Grès et volcanites (Rotliegend. Permien inférieur)	150	220	212 - 269	5,5		128 - 167	180 - 201
Cronenbourg (Fossé rhénan, France)	2870	Formation sédimentaire du Buntsandstein (Trias)	140	200 - 250	104	6,7	32	62	210
Bruchsal (Fossé rhénan, Allemagne)	2542	Formation sédimentaire (Trias - Permien)	120	200	121	5,1	35	74	159
Rittershoffen, Soultz (Fossé rhénan, France)	2580 - 5000	Granite (Carbonifère) - Buntsandstein (Trias)	160 - 200	200 - 250	99 - 101	5,0 - 6,3	28	59	173 - 190
Landau, Insheim (Fossé rhénan, Allemagne)	3044 - 3600	Granite (Carbonifère) - Buntsandstein (Trias)	160 - 165	200 - 250	106 - 107	5,0 - 5,2	28 - 30	64 - 65	168 - 182
Bassin molassique (SO de l'Allemagne)	1914 - 1976	Calcaire (Muschelkalk Supérieur)	67 - 94	210	55 - 62	6,4 - 6,8	19 - 22	30 - 33	143 - 162
Mine de South Crofty (Cornouailles, Royaume-Uni)	690	Granite Carnmenellis, batholite Cornubien - Permien (290 Ma)	52	50 - 70	19	6,5	4,3	11,5	125
Mine de sel d'Asse (Nord de l'Allemagne)	500 - 1000	Sel (halite, potasse, carnallite,...) Zechstein (Permien supérieur)	28 - 35	30 - 50	290 - 375		1,1 - 50	170 - 270	100 - 190
Mine de sel de Gorleben (Nord de l'Allemagne)	500 - 1000	Sel (halite, potasse, carnallite,...) Zechstein (Permien supérieur)	30 - 50	30 - 50	≈ 390		≈ 125	≈ 200	100 - 490

Tabl. 1-2. – Principales caractéristiques des saumures géothermales européennes les plus riches en Li, ainsi que celles des eaux de mines (d'après le projet EuGeLi).

En Italie, les saumures se trouvent sur les sites géothermiques volcano-sédimentaires de Campi Flegrei, en Campanie, et de Cesano, dans le Latium, non loin du fameux site de Larderello, en Toscane, alors que pour l'Allemagne et la France, les sites géothermiques du Fossé rhénan, du Bassin du nord de l'Allemagne et du Bassin molassique du sud-ouest de l'Allemagne, sont localisés dans des bassins sédimentaires profonds reposant sur un socle cristallin, constitué principalement de granite. Malheureusement, les forages géothermiques des deux régions italiennes, réalisés dans les années 70-80 n'étant pas assez producteurs, ont été bouchés et ne sont plus disponibles, tandis que la plupart des forages profonds des autres régions sont accessibles, avec des débits de production qui varient généralement de 100 à 300 m³/h.

En ce qui concerne les concentrations de lithium comprises entre 90 et 150 mg/l, on trouve, bien évidemment, plus de sites dans le monde, comme par exemple, les bassins chinois du Qaidam, du Sichuan, du Qiajiang et du Jitai, où les concentrations de Li dans des saumures de salinité très élevée (320-380 g/l) sont comprises entre 90 et 110 mg/l, ou bien la plateforme sibérienne, en Russie, avec des concentrations de Li de 90 à 150 mg/l, dans des saumures de forte salinité (272-516 g/l). Par contre, dans l'étude européenne (projet EuGeLi), on ne citera que le site minier de South Crofty, en Cornouailles, au Royaume-Uni, où l'eau profonde, d'origine météorique, qui n'est pas une saumure (salinité d'environ 19 g/l), circule dans le granite, et acquiert, par interaction avec ce dernier, à des températures de 50-70°C, une concentration de ●●●

- Li de 125 mg/l, étonnamment élevée par rapport aux autres eaux plus salées et plus chaudes. La source principale du Li est attribuée à la dissolution de biotite par les auteurs. Certaines saumures des mines de sel d'Allemagne du Nord évoquées précédemment, à très forte salinité et faible température, présentent aussi des concentrations de Li dans cette gamme de concentrations.

Cette étude européenne a également montré qu'à l'exception des sites miniers, toutes les eaux avec des concentrations de Li ≥ 90 mg/l sont portées à des températures de réservoir supérieures à 120°C, indiquent des salinités ≥ 56 g/l et possèdent des concentrations de sodium et de chlorure supérieures à 18 et 25 g/l, respectivement (fig. 1-18). En dessous de 120°C, même si

les eaux ont des salinités élevées, comme dans le Bassin parisien ou les champs pétroliers de mer du Nord, les concentrations de Li sont en dessous du seuil de 90 mg/l (fig. 1-18), contrairement à celles de certaines saumures chinoises, russes et américaines citées auparavant, dont les températures sont pourtant aussi inférieures à 120°C. Des eaux géothermales portées à haute température ($\geq 250^\circ\text{C}$), mais avec des salinités de l'ordre de 10 à 20 g/l, comme celles du Tatio, au Chili, ou de Wairakei, en Nouvelle-Zélande, peuvent contenir des concentrations de Li de 10 à 35 mg/l. Parfois même, des fluides à salinité élevée (≥ 60 g/l) et haute température ($\geq 225^\circ\text{C}$), comme ceux du rift d'Asal, à Djibouti, et de Baja California Peninsula, au Mexique, affichent également des concentrations de Li plutôt basses (13-16 mg/l).

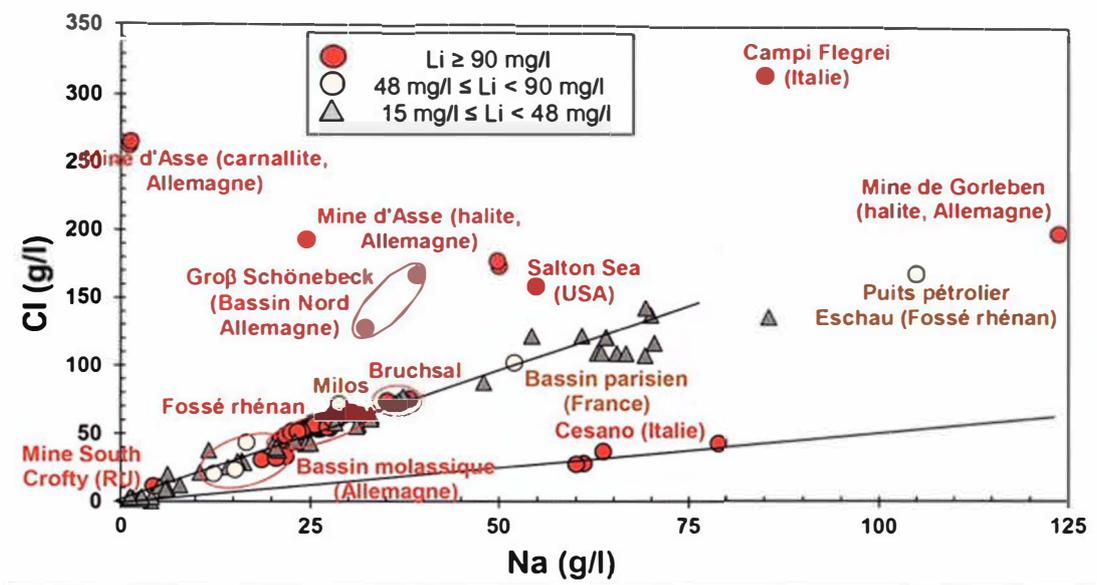


Fig. 1-18. – Diagramme chlore/sodium, sur lequel sont reportées les teneurs de Li pour toutes les eaux géothermales de la base de données européenne (réalisation dans le cadre du projet EuGeLi). Les eaux de mines riches en Li sont également représentées.

Toutes ces observations viennent confirmer le fait que les concentrations de Li dans les eaux géothermales ne dépendent pas seulement de la température et de la salinité des fluides, mais aussi de la nature de la roche réservoir. Pour les saumures géothermales dont la température est supérieure à 120°C, ces observations concordent avec l'existence de plusieurs relations thermométriques Na-Li (fig. 1-19) définies de manière empirique pour estimer la température des réservoirs en fonction non seulement du rapport Na/Li, mais aussi des deux autres paramètres (salinité des fluides et nature de la roche réservoir).

Les éléments chimiques non réactifs des saumures, tels que le chlore et le brome, et une importante part du sodium, peuvent avoir plusieurs origines, dont les deux principales semblent être le résultat de :

- processus d'évaporation d'eau de mer, allant au moins jusqu'à la précipitation d'halite (NaCl), avec très probablement des cycles de dissolution et de précipitation de ce minéral, suivant les périodes sèches et humides (mélange avec des eaux d'origine météorique) et les cycles de transgression-régression marine, comme pour les saumures géothermales du Fossé rhénan, en France et en Allemagne, ou celles des bassins molassiques et du Nord de l'Allemagne, par exemple ;

- processus d'évaporation d'eau douce continentale et de dissolution d'halite, suivant des cycles de périodes sèches et humides, comme pour les saumures géothermales de Salton Sea, aux USA. ●●●

●●● Pour toutes les saumures portées à des températures $\geq 120^\circ\text{C}$, la plupart des espèces réactives majeures, telles que Na, K, Ca, Mg, HCO_3^- et SO_4^{2-} , sont contrôlées par des processus hydrothermaux d'interaction eau-roche-gaz et résultent de réactions chimiques à l'équilibre, à la température du réservoir. Ces réactions sont généralement régies par la dissolution des plagioclases et du feldspath potassique, suivie par l'albitisation de ces minéraux, la dissolution des micas et des biotites et la précipitation de minéraux argileux tels que les smectites (jusqu'à $150\text{-}200^\circ\text{C}$), l'illite ($150\text{-}250^\circ\text{C}$), puis la chlorite ($\geq 200^\circ\text{C}$) ou de sels comme l'anhydrite (CaSO_4). Pour toutes ces eaux, le rapport Na/K est systématiquement contrôlé par l'équilibre chimique existant entre le feldspath potassique et l'albite à la température du réservoir, ce qui permet d'estimer ou de confirmer, à l'aide du géothermomètre intégrant ce rapport, la température du réservoir.

Les systèmes géothermiques de haute-température ($\geq 200^\circ\text{C}$) sont généralement associés à des milieux volcaniques relativement jeunes ($< 1\text{ Ma}$), dont la source de chaleur est fournie par des intrusions de composition communément rhyolitique à andésitique ou basaltique. Dans ces systèmes, le fluide géothermal profond est de type Na-Cl et l'influence magmatique (présence de roches volcaniques et dégazage du magma), ainsi que les processus d'interaction eau-roche-gaz à haute-température, sont probablement les principales origines primaires du lithium. Les saumures portées à de très hautes températures ($300\text{-}380^\circ\text{C}$), en milieu volcano-sédimentaire, comme celles des sites géothermiques de Cesano et des Campi Flegrei, en Italie, Salton Sea, aux USA, ou Milos, en Grèce, suivent bien les relations thermométriques Na-Li, qui avaient été définies pour les milieux volcaniques (fig. 1-19).

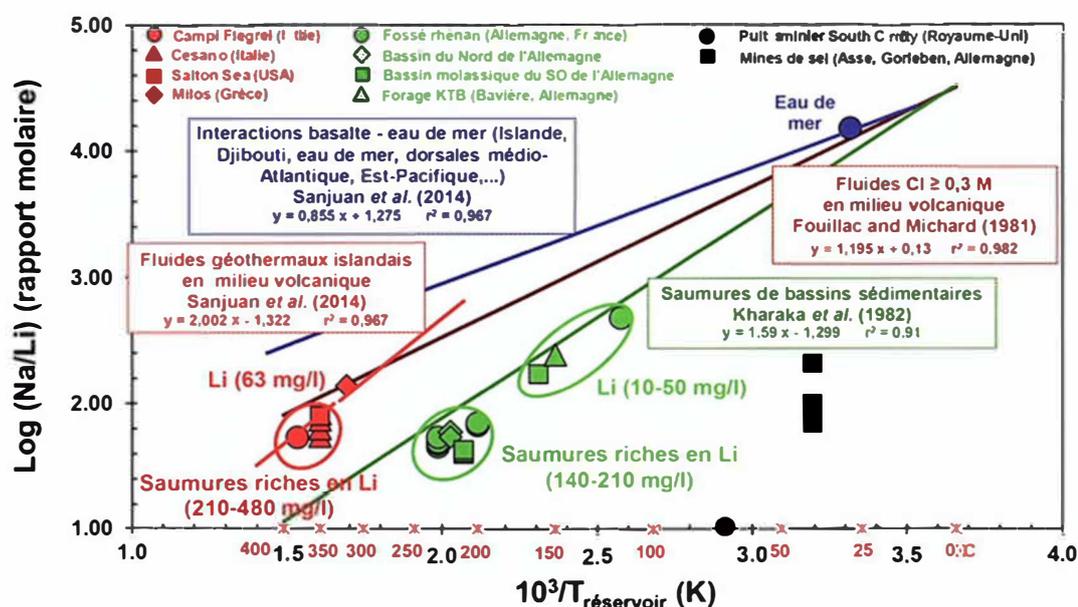


Fig. 1-19. – Positionnement des saumures géothermales ($T \geq 120^\circ\text{C}$) les plus riches en lithium dans un diagramme Log (Na/Li) en fonction de $1000/T_{\text{réservoir}} \text{ (K)}$ par rapport aux principales relations thermométriques Na-Li existant dans la littérature pour ce type d'eau (le rapport Na/Li est un rapport molaire, $T_{\text{réservoir}}$ est la température estimée des réservoirs géothermiques des saumures en utilisant le géothermomètre Na-K). Les eaux de mine ($T \leq 70^\circ\text{C}$) ne suivent pas ces relations thermométriques.

Les systèmes géothermiques de haute-température sans source de chaleur magmatique associée sont moins communs et plus profonds (bassins tectono-sédimentaires tels que les fossés d'effondrement, par exemple). Néanmoins, les saumures de ces bassins, dont les sédiments reposent généralement sur un socle cristallin (granite, par exemple), peuvent indiquer des concentrations de Li similaires à celles observées en milieu volcanique, et à des températures plus basses (tabl. 1-2). C'est le cas des saumures géothermales du Fossé rhénan

ou du bassin du Nord de l'Allemagne, qui se trouvent, respectivement, dans les formations de grès du Trias (Buntsandstein) et du Permien (Rotliegend), formées à partir du démantèlement du socle, en grande partie granitique. C'est aussi le cas des saumures profondes du Fossé rhénan qui proviennent du socle granitique, mais dont la composition chimique et les valeurs isotopiques de lithium et de strontium suggèrent que ces saumures auraient plutôt été produites dans les formations de grès du Trias, à des températures de l'ordre de $200\text{-}250^\circ\text{C}$. Étant donné le ●●●

- gradient géothermique estimé dans cette région à 50-60°C/km, ces saumures se seraient formées au centre du fossé, là où les formations sédimentaires sont les plus profondes (≥ 4 km), et auraient ensuite migré vers les bordures ouest du fossé, à la fois dans les formations sédimentaires et dans le socle granitique, à travers un système complexe de failles NW-SE et NE-SW. On sait que ce type de roches (granites, pegmatites, grès...) peuvent contenir d'importantes concentrations de Li. Toutes ces saumures suivent à peu près la relation thermométrique Na/Li définie pour les saumures profondes de bassins sédimentaires (fig. 1-19).

Les concentrations de Li, dans les saumures géothermales à $T \geq 120^\circ\text{C}$, semblent être principalement contrôlées par la présence de minéraux argileux car cet élément s'incorpore facilement dans leurs couches octaédriques. D'après des données de la littérature, ainsi que de considérations thermodynamiques tirées des relations thermométriques Na-Li et de données de fractionnement isotopique de Li, les principales sources de cet élément semblent être la dissolution des micas et des biotites. Dans certains cas, une partie de ce lithium pourrait être aussi remobilisé par la précipitation d'illite, car le lithium peut facilement se substituer au magnésium (rayon de taille équivalente) dans les sites octaédriques de ce type de minéraux. Pour les saumures issues du Fossé rhénan, la source principale de Li serait la dissolution des micas des grès du Buntsandstein. Le socle granitique qui contient aussi de tels minéraux pourrait aussi y contribuer, mais à un moindre degré, comme le suggèrent des travaux expérimentaux d'interaction saumure-granite,

qui ont été menés en laboratoire jusqu'à des températures de 200°C .

Les concentrations de Li des saumures géothermales (15 - 500 mg/l) sont, en général, moins élevées que celles des *salars* (200-5 000 mg/l), provenant de l'évaporation de grands lacs salés, exploités en surface, dans la cordillère des Andes, au Chili, en Bolivie et en Argentine, et sur le plateau tibétain, en Chine. Si les coûts associés à ce dernier type d'exploitation sont relativement bas, il existe, néanmoins, plusieurs inconvénients : la lenteur du processus basé sur l'évaporation naturelle (jusqu'à 2 ans), la dépendance aux conditions climatiques, un taux de rendement de seulement 50 % et l'éloignement de ces ressources pour les marchés européens.

De plus, en ce qui concerne les saumures géothermales, elles constituent une source de chaleur qui est également exploitable et peut les rendre compétitives, sans compter les avantages de la proximité de ces ressources. Si les valeurs des concentrations de Li de ces saumures ne semblent pas être le facteur qui peut bloquer une exploitation pour extraire cet élément, il faut maintenant s'intéresser à évaluer le volume de ces masses d'eau, à mieux comprendre leur origine et leur circulation profonde en milieu fracturé, ainsi que la source de leur alimentation en Li, pour donner une estimation aussi précise que possible des ressources en lithium de ces saumures. C'est une information clé si l'on veut progresser dans le développement de ce type d'exploitation.

■ **B. Sanjuan, B. Gourcerol, R. Millot**

BRGM

Les gisements sédimentaires de lithium

Parmi les différents environnements géologiques pouvant présenter des teneurs significatives en lithium, figurent certains contextes sédimentaires et volcano-sédimentaires. Ils peuvent présenter localement des enrichissements économiquement valorisables pour l'industrie du lithium. Ces enrichissements sont principalement associés à des processus secondaires hydrothermaux et/ou à des phénomènes d'altération supergènes affectant la roche mère pour reconcentrer le lithium sous forme de minéraux secondaires ou minéraux dit d'altération,

Les argiles lithinifères

L'hectorite ($(\text{Na}_0,3(\text{Mg}_{2,7}\text{Li}_{0,3})\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) et dans une moindre mesure certaines variétés d'illite et de montmorillonite sont des argiles lithinifères ou potentiellement lithinifères. Ces minéraux se forment principalement lors d'une altération hydrothermale ou météoritique de

roches volcano-sédimentaires lithinifères dans un contexte lacustre, de bassin fermé, en climat semi-aride à aride. Par ailleurs, une précipitation à partir d'eaux lithinifères lacustres ou une incorporation tardive du lithium dans la structure minérale d'argiles préexistantes peuvent également contribuer à la formation de ces concentrations géochimiques.

Ces argiles sont étroitement associées à la présence régionale de tufs rhyolitiques et à un volcanisme explosif récent voire actif, parfois à des structures de type caldeira et la plupart du temps dans un régime structural extensif.

Plusieurs occurrences d'hectorite sont recensées, essentiellement aux États-Unis et au Mexique : les principales sont Clayton Valley au Nevada (fig. 1-20), Sonora au Mexique, mais d'autres indices à plus faibles teneurs ont été identifiés, notamment à Spor Mountain dans l'Utah ou encore à Yavapai dans l'Arizona, mais aussi dans l'ouest de la Turquie et le nord de l'Argentine. ●●●

●●● Les niveaux minéralisés sont généralement reconnus sur des surfaces très importantes (jusqu'à 20 km²), pour des épaisseurs variant d'un mètre à 90 mètres. Ainsi, ce type de minéralisations représente de forts tonnages pour de faibles teneurs en lithium. Par exemple, les réserves du gisement de Kings Valley (maintenant nommé gisement de lithium de Thacker Pass) ont été évaluées à 27 millions de tonnes à 0,395 % de lithium (Bowell *et al.*, 2020). L'uranium, le mercure, le bore, le magnésium, la fluorine, l'halite et le gypse sont des coproduits potentiels. Le lithium peut également constituer un sous-produit de ces substances.



© Lisa Stallings, U.S. Geological Survey, 2010

Fig. 1-20. – Argiles lithinifères de Clayton Valley (Nevada, États-Unis).

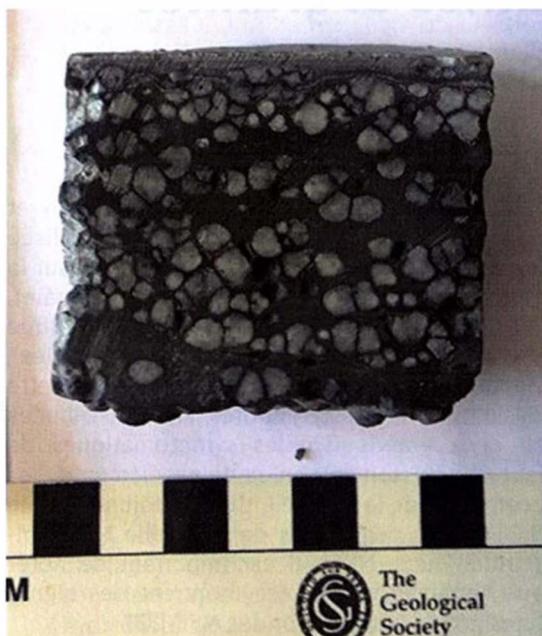


Fig. 1-21. – Agrégat de jadarite dans une argilite (Matevž Novak, Commission géologique de Slovénie).

La jadarite

La jadarite, de formule $\text{LiNaSi}_2\text{B}_3\text{O}_7(\text{OH})$, est une nouvelle espèce minérale identifiée pour la première fois dans le vaste bassin évaporitique intra-montagneux de Iadar, en Serbie (Stanley *et al.*, 2007). Ce bassin renferme un ensemble sédimentaire d'âge miocène d'environ 400 à 500 m d'épaisseur comportant principalement des dolomies, des grès et des unités pyroclastiques reposant en discordance sur un socle crétacé composé de diverses roches métamorphiques (Obradovic *et al.*, 1997).

Découvert en 2004 par la compagnie Rio SAVA, une filiale de Rio Tinto, la jadarite est un borosilicate lithinifère qui forme des nodules et/ou des concrétions de grains blancs arrondis d'environ 1 à 10 mm disséminés dans une matrice grés-argileuse (fig. 1-21).

La minéralisation se présente sous forme de trois lentilles stratiformes d'environ 1,5 à 35 m d'épaisseur couvrant une superficie d'environ 7,5 km² (fig. 1-22).

En 2017, les ressources minérales déclarées correspondent à 135,7 Mt de minerai à une teneur de 1,86 % Li_2O et 15,4 % B_2O_3 (Rio Tinto, 2017), représentant un gisement dit de classe mondiale. ●●●

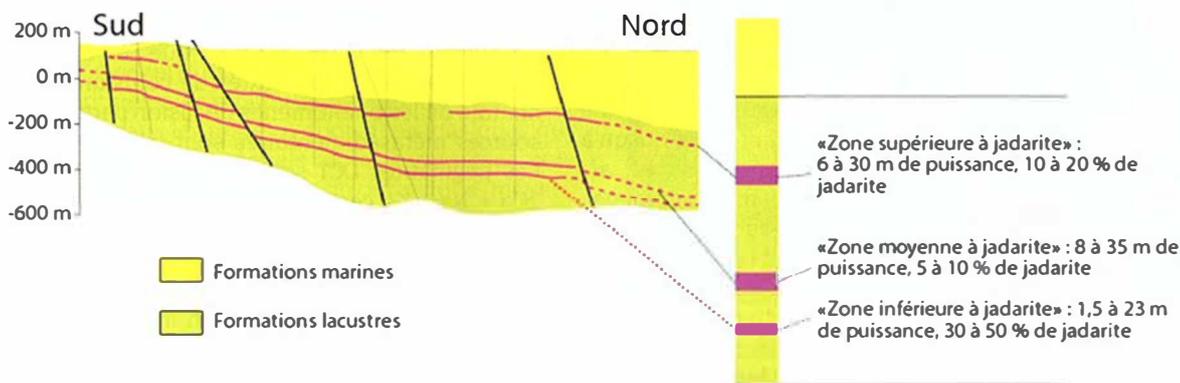


Fig. 1-21. – Coupe transversale nord-sud du gisement de Jadar montrant les principales couches de jadarite, ici en rose. La couche la plus riche en lithium est la plus profonde et est localisée entre 250 et plus de 600 m sous la surface. (source: BRGM, simplifié à partir d'un document de Rio Tinto).

●●● La bauxite

Des gisements de bauxite primaires et secondaires peuvent parfois contenir des teneurs significatives à importantes en lithium. Des valeurs allant jusqu'à 0,53 % Li_2O dans la bauxite sont signalées en Chine (Wang *et al.*, 2013) et aux États-Unis (Tourtelot et Brenner-Tourtelot, 1977). Cet enrichissement en lithium est due notamment à la présence de lithiophorite, et localement de cookéite.

Ce type d'occurrence sédimentaire lithinifère n'est que très rarement considéré comme une

ressource de lithium, même si cet élément pourrait être valorisé comme sous-produit ou coproduit au cours du traitement de minerais bauxitiques ou du retraitement de résidus miniers.

En effet, de récents travaux de recherche proposent de retraiter les résidus de l'exploitation de gisements de bauxite en soulignant que la dépense en énergie serait moindre pour leur extraction au cours du traitement (Zhang *et al.*, 2020).

■ **B. Gourcerol**

BRGM

Principales minéralisations lithinifères en roches dures : pegmatites et granites à métaux rares, greisens

Les principales minéralisations de lithium en roches dures pouvant être économiquement exploitables appartiennent à trois grandes familles : les pegmatites, les granites à métaux rares, et les greisens. Cette contribution en expose les principales caractéristiques.

Les pegmatites à métaux rares

Définition

D'après London (2008), les pegmatites granitiques sont caractérisées par la taille extrême, mais aussi très variable des minéraux qui les constituent, ainsi que par l'abondance de cristaux squelettiques, de texture graphiques et de diverses formes de croissance cristalline orientée (fig. 1-23). Les pegmatites sont des corps nettement délimités, homogènes ou zonés que l'on observe au sein de roches magmatiques ou métamorphiques. Elles peuvent représenter un volume de quelques cm^3 à moins de 1 km^3 (à l'exception des pegmatites archéennes à paléoprotozoïques qui peuvent dépasser le km^3). Une pegmatite n'est jamais isolée mais en groupe de plusieurs corps de paragenèse minérale et géochimie variables, pouvant aller 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 concernant la mise en place des pegmatites (Demartis *et al.*, 2011 ; Deveaud *et al.*, 2013 ; Silva *et al.*, 2018) mettent en évidence un important contrôle par la déformation, soulignant le rôle des failles (jouant le rôle de drains) et de la contrainte principale (fentes de tension) ainsi que la pression des fluides associés à la cristallisation des pegmatites (Brisbin, 1986).

Classification

La classification des pegmatites de Černý et Ercit (2005) est la plus communément utilisée (tableau 1-3). Leur classification 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 deux grands familles symptomatiques de leur enrichissement en certains éléments, les pegmatites de la famille Lithium-Césium-Tantale (LCT) et les pegmatites de la famille Niobium-Yttrium-Fluor (NYF). Il est important de noter que certaines pegmatites montrent des signatures géochimiques hybrides NYF-LCT.

Les pegmatites de la famille Lithium-Césium-Tantale (LCT)

Les pegmatites de la famille LCT sont issues de la fusion de matériaux d'origine crustale, de composition similaire aux granites de type S issus de la fusion de métasédiments alumineux (Chappell et 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 métasédimentaires sont très répandus. Les pegmatites LCT sont peralumineuses ($\text{Al} > 2\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}$), ce qui se marque par une paragenèse constituée principalement de quartz, feldspath potassique, albite, \pm 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 ces pegmatites, les porteurs principaux du lithium sont le spodumène, la pétalite, l'elbaïte (variété lithinifère de ●●●

Le lithium des Alpes occidentales françaises

Dans les Alpes françaises se trouve une formation particulière de schistes noirs qui se situe entre le domaine briannonnais à l'est et les massifs cristallins du Pelvoux au sud, des Grandes Rousses et de Belledonne à l'ouest et du mont Blanc au nord. Cette formation, datée de l'Aalénien, a notamment été étudiée par Julien et Goffé (1993). Ils ont mis en évidence un enrichissement en lithium dans sa partie sud, qui se traduit notamment par des occurrences de cookéite (phyllosilicate de la famille de la chlorite, de formule $\text{LiAl}_4(\text{Si}_2\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$), bien développée dans des veines de quartz mais aussi en imprégnation dans les schistes (fig.). D'après leurs observations, la quantité moyenne de cookéite constitue 5 à 10 % du volume des schistes, ce qui représente 1 600 à 3 000 ppm de lithium en roche totale.

Le métamorphisme alpin affectant cette formation est de faible intensité, entre 1 et 5 Kbar et entre 270°C et 340°C (Julien et Goffé, 1993). Le fait que la cookéite soit présente exclusivement dans les schistes noirs aaléniens de la série régionale du Lias-Dogger, et qu'elle se retrouve disséminée dans toute la roche, exclurait toute origine hydrothermale de la cookéite. L'origine du lithium est ici à chercher dans la composition du sédiment originel. D'autres études, notamment des analyses isotopiques de l'oxygène et du deutérium, indiquent que les circulations de fluides dans les schistes noirs correspondraient à des fluides autochtones (Henry *et al.*, 1995) et confirment que le lithium n'est pas d'origine hydrothermale. La cookéite présente dans les veines de quartz correspondrait donc à une remobilisation relativement locale. Enfin, la cookéite montre des compositions assez constantes, ce qui indique qu'elle pourrait avoir conservé une signature chimique caractéristique du sédiment originel, affirmant leur origine sédimentaire (Julien et Goffé, 1993).

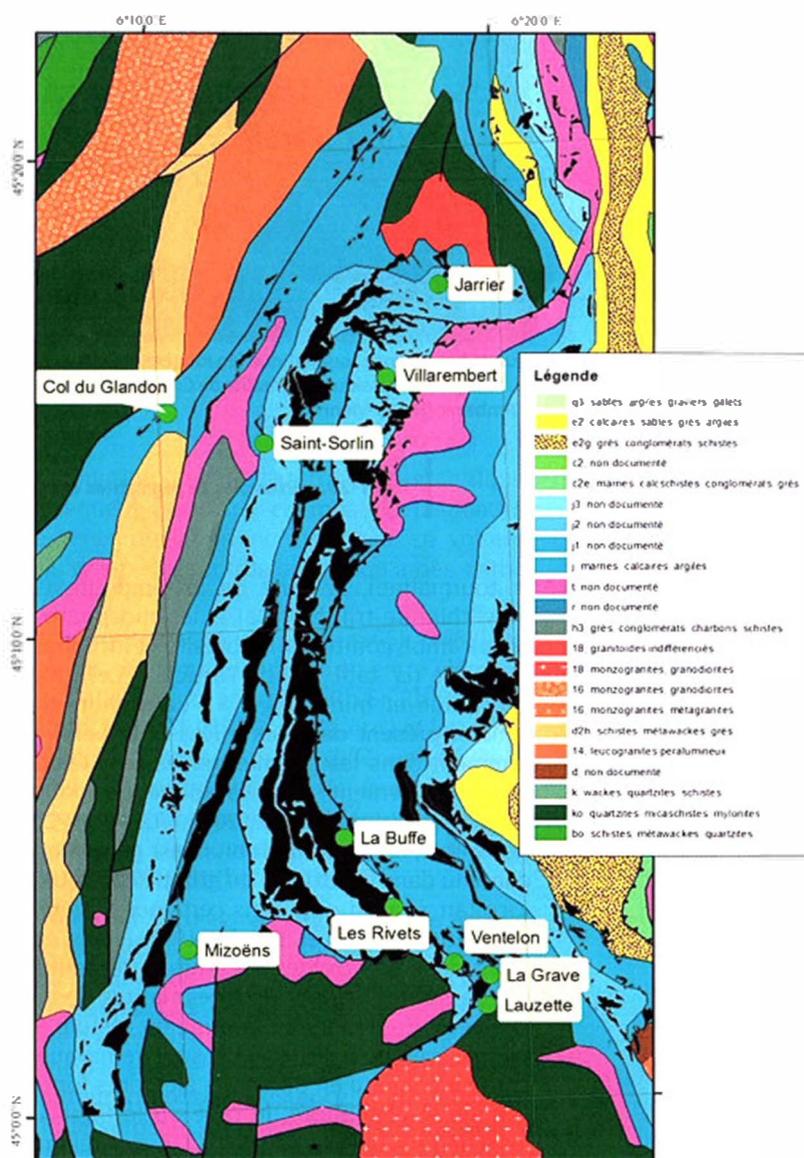
Un enrichissement en lithium a aussi été mis en évidence dans des formations résiduelles continentales karstiques (métabauxites) localisées dans les unités carbonatées triasiques du domaine briannonnais alpin, surmontées par les séries carbonatées du Jurassique moyen et supérieur (Poinssot *et al.*, 1997 ; Verlaquet *et al.*, 2011 ; Verlaquet *et al.*, 2016). Bien que ces roches aient subi un métamorphisme alpin pouvant être relativement important (HP-BT), il est actuellement admis que le lithium a une origine primaire plutôt que celle d'un apport par des fluides métamorphiques ou hydrothermaux, de la même façon que pour les schistes

noirs aaléniens. Ce remplissage détritique se serait formé à partir de l'érosion de roches granitiques (Poinssot *et al.*, 1997).

Sans constituer des cibles minières, ces formations enrichies en lithium peuvent apporter des clés pour la compréhension du cycle de cet élément afin de mieux cerner les processus de concentration.

■ S. Tournier, J. Melleton, E. Gloaguen

BRGM



Carte géologique du secteur où les schistes noirs aaléniens sont enrichis en lithium. En noir, les zones d'affleurements de schistes noirs. Les points verts représentent la localisation des observations de cookéite (extrait de Gloaguen *et al.*, 2018).



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



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



Quartz à croissance squelettique (en fougère noire) inclus dans du feldspath potassique. Pegmatite de Chabannes, Monts d'Ambazac (Haute-Vienne).



Texture graphique. Pegmatite de Margnac-Patureau, Monts d'Ambazac (Haute-Vienne).

Fig. 1-23. – Exemples de pegmatites et de textures spécifiques des pegmatites.

- la tourmaline), la série de la lépidolite (série polyolithionite-trilithionite), et les phosphates des séries amblygonite-montebrazite et lithiophilite-triptylite (cf. tabl. 1-1 de l'article « Le lithium : géochimie et minéralogie »). Le césium est en général présent dans les micas et le 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, associé au niobium est généralement contenu dans les oxydes du groupe columbite ou « coltan », ainsi que dans certaines variétés de cassitérite (Tindle et Breaks, 1998), mais également dans des oxydes de tantale (tantalite) 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 fondants comme le phosphore, le bore ou le fluor. Dans les champs de pegmatites LCT, ces éléments fondants et le lithium sont présents en proportions variables, certains d'entre eux pouvant même être absents. 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 (Limousin) contiennent des pegmatites sans bore (tourmaline extrêmement rare).

Les pegmatites de la famille niobium-vitrium-fluor (NYF)

Les pegmatites de type NYF ont des compositions peralcalines ($\text{Al} < 2\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}$ et $\text{Al} < \text{Na} + \text{K}$). Elles se mettent en place dans des environnements de type rift et points chauds dont les 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. Le lecteur est renvoyé aux travaux de Černý *et al.* (2005) et London (2008) pour de plus amples détails.

Les types de pegmatites constituant des gisements

Les pegmatites qui contiennent des minéralisations riches en lithium ($> 0,5 \%$ Li_2O) correspondent aux pegmatites de la famille LCT, classe à éléments rares et classe miarolitique, types complexes à spodumène, pétalite, ●●●

Classe	Sous-classe	Type	Sous-type	Famille	
Abyssal	HREE			NYF	
	LREE				
	U			NYF	
	BBe			LCT	
Muscovite					
Muscovite-éléments rares	REE			NYF	
	Li			LCT	
Éléments rares	REE	Allanite-monazite		NYF	
		Euxénite		NYF	
		Gadolinite		NYF	
	Li	Béryl	Béryl-columbite		LCT
			Béryl-columbite-phosphate		LCT
		complexe	spodumène		LCT
			pétalite		LCT
			lépidolite		LCT
			elbaïte		LCT
			amblygonite		LCT
		Albite-spodumène		LCT	
Albite		LCT			
Mirolitique	REE	Topaze-béryl		NYF	
		Gadolinite-fergusonite		NYF	
	Li	Béryl-topaze		LCT	
		spodumène		LCT	
		pétalite		LCT	
		lépidolite		LCT	

Tabl. 1-3. – Classification des pegmatites. Élément, modifié d'après Černý et Ercit (2005). Les pegmatites qui constituent des gisements de lithium *sensu lato* sont en gras.

●●● Lépidolite et amblygonite indiquées en gras dans le [tableau 1-3](#). Dans les autres types et sous-types, des minéraux lithinifères peuvent être présents dans les phases tardives de cristallisation, mais le volume de minéraux lithinifères est très faible. Il s'agit notamment de la lépidolite et des phosphates de lithium (lithiophilite-triphyllite) que l'on trouve dans les parties albitiques des pegmatites du sous-type béryl-columbite-phosphate.

Modèle métallogénique et guide d'exploration

Il existe deux modèles génétiques pour les pegmatites, le modèle granitique et le modèle 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 et son évolution par cristallisation fractionnée, le liquide résiduel s'enrichit en éléments incompatibles et en fluants. Ce liquide résiduel se concentre par flottabilité au sommet et en bordure des plutons pour former les pegmatites. Les pegmatites représentent donc la dernière fraction de liquide magmatique issu d'un processus de cristallisation fractionnée très important. Cependant, dans le cas des pegmatites à éléments rares, il n'y a pas de corrélation entre le volume du granite et le volume

de pegmatite car les intrusions granitiques d'où seraient issus les champs de pegmatites à éléments rares varient fortement en volume, depuis des petites intrusions jusqu'à des batholithes (Černý *et al.*, 2005).

Depuis les travaux de Jahns (1955, 1982), les évolutions de nombreux rapports entre éléments majeurs et 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 ([fig. 1-24](#)).

L'ascension de magmas pegmatitiques est elle-même associée à des phénomènes de fractionnement à mesure que les magmas s'éloignent de leur pluton parent. Ces processus 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 ([fig. 1-25](#)) par écoulement turbulent dans des dykes en toit d'intrusion (e.g. Yamato *et al.*, 2015). ●●●

Fig. 1-24. – 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 diminue notamment du fait de la cristallisation des feldspaths, et le contenu en Césium augmente, 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).

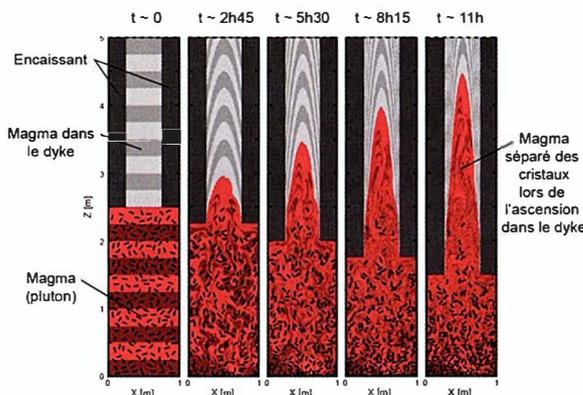
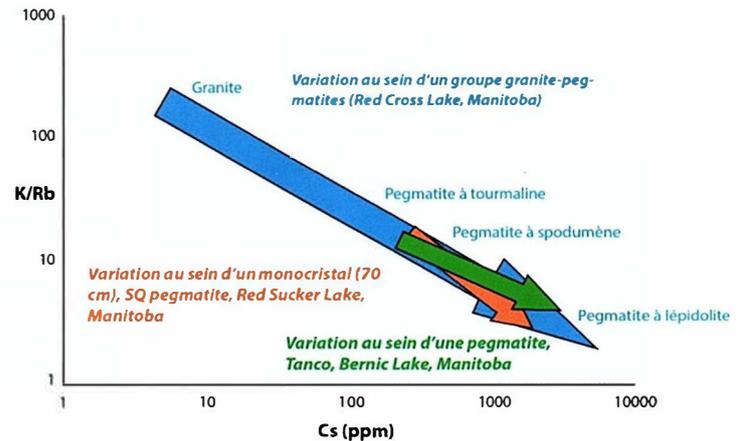


Fig. 1-25. – Exemple de modélisation numérique de séparation liquide-cristaux dans un dyke en sommet de pluton. Les bandes de couleurs horizontales (gris clair/gris sombre et rouge clair/rouge sombre) n'ont pas de propriétés différentes, elles servent à visualiser les déplacements des magmas au cours du temps. À t0, le dyke est rempli d'un magma (gris) de propriétés physiques identiques à celles du magma granitique (rouge) qui contient en plus des cristaux. Lors de l'ascension du magma (rouge) dans le dyke, celui-ci se sépare de ses cristaux dans certaines conditions liées à la concentration en cristaux dans le magma, à leur taille, au 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).

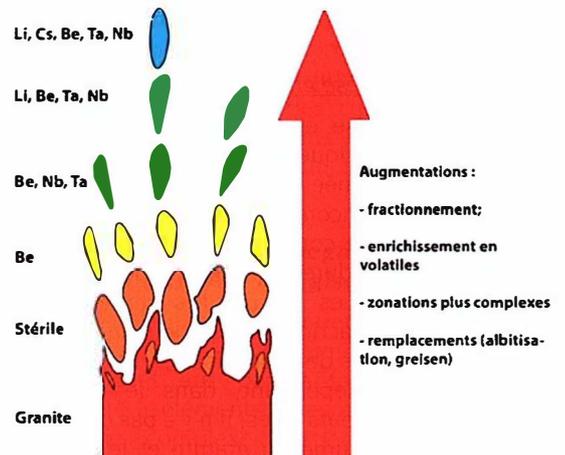
●●● Les zonalités observées dans les champs de pegmatites autour des plutons, montrant des pegmatites stériles proches des granites et de plus en plus évoluées loin du granite parent (fig. 1-26), seraient ainsi liées à ces phénomènes de fractionnement au cours de l'ascension des magmas pegmatitiques.

Modèle de genèse anatectique

Ce modèle, proposé par de nombreux auteurs, se fonde sur l'hypothèse que les pegmatites sont issues directement de roches crustales subissant une fusion partielle (e.g. Norton, 1973). Pour

former des liquides de compositions adéquates, le pourcentage de fusion partielle doit être très faible, de façon à ce que les liquides magmatiques produits soient les plus riches 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), de 3 à 10 ordres de grandeur plus faibles que pour les granites (1 à 104 km³, Jellinek et DePaolo, 2003). Les sources correspondent à des sédiments crustaux, en particulier des métapélites dans lesquelles les éléments incompatibles n'ont pas été éliminés lors du métamorphisme prograde. ●●●

Fig. 1-26. – Représentation schématique de l'évolution chimique (et donc minéralogique) des magmas issus d'un granite en fonction de leur distance de mise en place par rapport au granite parent. Modifié d'après London (2008).



●●● Les minéraux porteurs du lithium peuvent être la muscovite, la biotite ou la staurotite. 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 président à l'extraction de ces magmas dans une matrice qui peut être assimilée à une éponge solide dont on extrait des gouttes de liquide visqueux. 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 (fig. 1-27) 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 de propagation d'un magma (plusieurs centimètres à plusieurs 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 dans le cas d'un séisme) où la vitesse est très élevée dans un petit volume de roche. 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. Ce liquide doit par ailleurs subir des processus de fractionnement au cours de son ascension pour atteindre les concentrations observées (London, 2005). Le mécanisme de type soliton (onde solitaire se propageant dans un milieu non linéaire et dispersif), déjà invoqué pour des magmas (*e.g.* Coumou *et al.*, 2006), tout comme la séparation liquide-cristaux (*e.g.* Yamato *et al.*, 2015) pourraient être des mécanismes de fractionnement efficaces lors de l'ascension des magmas pegmatitiques.

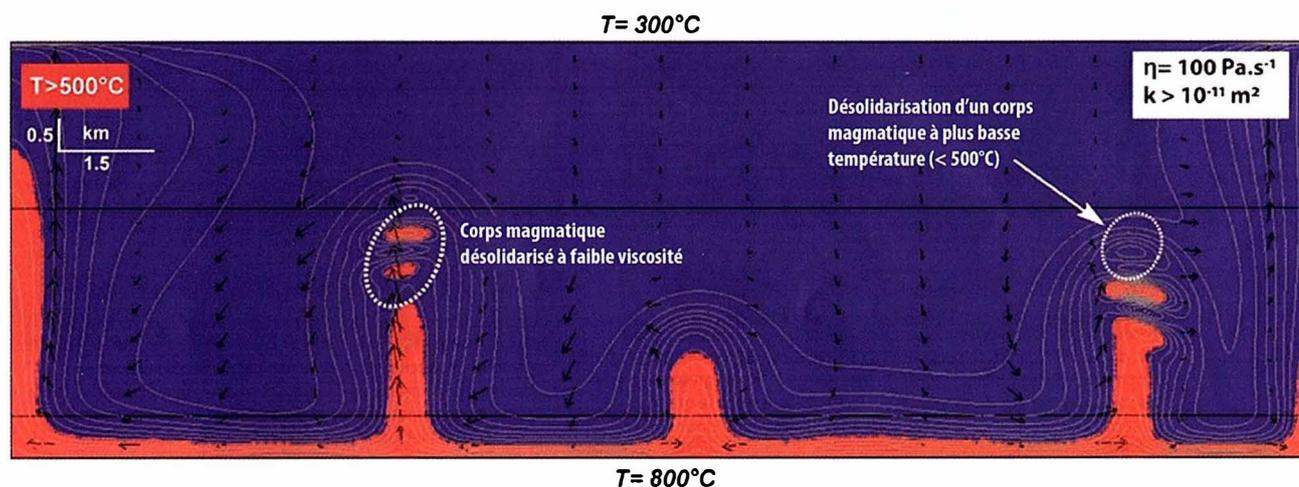


Fig. 1-27. – Exemple de modélisation numérique d'ascension de magma pegmatitique à partir d'une source crustale chaude et perméable à $t = 820$ ans après le début de l'ascension. On observe que la partie supérieure du corps magmatique (soliton) en cours d'ascension s'est séparée de sa partie inférieure ce qui pourrait provoquer un fractionnement. D'après Deveaud *et al.*, 2015.

Les granites à métaux rares

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, et de compositions chimiques peralcalines à peralumineuses. Ils montrent 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'éléments relié à leur géochimie. Cet enrichissement en métaux se traduit par une

minéralisation disséminée dans toute la masse du granite, et fréquemment par des minéralisations magmatiques-hydrothermales sous la forme de greisens (voir plus loin) et de veines développées au niveau du toit du granite et/ou le recoupant (Černý *et al.*, 2005 ; Cuney *et al.*, 2002 ; Linnen et 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 (par exemple le granite de Beauvoir dans l'Allier ; Cuney *et al.*, 1992), de dykes de microgranite ou aplites (Tréguennec, Finistère ; Lulzac et Apolinarski, 1986), ou de roches volcaniques à subvolcanites comme des rhyolites (exemple en France : Richemont, Haute-Vienne ; Raimbault et Burnol, 1998) comme Spor Mountain (USA) qui est le plus important gisement mondial de béryllium (Dailey *et al.*, 2018 et références incluses).

Classification

Les granites à métaux rares sont répartis en trois groupes (Černý *et al.*, 2005 ; Linnen et Cuney, 2005) : 1) les granites peralcalins à métaux rares ; 2) les granites métalumineux à peralumineux pauvres en phosphore et 3) les granites peralumineux riches en phosphore.

Les granites peralcalins à métaux rares

Les granites peralcalins à métaux rares sont caractérisés par des enrichissements très

élevés 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 métalumineux à peralumineux pauvres en phosphore

Ces granites à métaux rares sont métalumineux 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 (Saône et Loire) et Les Châtelliers-Châteaumur (Vendée) en France. ●●●



Toit du granite de Beauvoir (blanc) avec les micaschistes encaissant au-dessus (marron). Le granite est recoupé par un greisen associé à des veines de quartz (zone marron-ocre dans le granite). Il est par ailleurs kaolinisé et est actuellement exploité pour le kaolin. Beauvoir, Echassières, Allier.



Stockscheider (faciès pegmatitique au toit de l'intrusion en contact avec l'encaissant) de Montebras (rose) entre le granite de Chanon (au sommet, altéré) et le granite à métaux rares de Montebras, très leucocrate et localisé 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 rares de Montebras.



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

Fig. 1-28. – Exemples de granites à métaux rares français et de leurs différents faciès.

●●● 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 granites, les concentrations moyennes en lithium varient fortement, entre 0,5 et 1 % Li_2O . Ces concentrations sont portées par différents minéraux comme des phosphates (amblygonite-montebrazite) et des phyllosilicates (polyolithionite-trillithionite, muscovite lithinifère, plus rarement zinnwaldite). Des exemples représentatifs (fig. 1-28) sont les intrusions du nord du Massif central comme Beauvoir (Allier) et Montebraz (Creuse) et leur équivalent volcanique, la rhyolite de Richemont (Haute-Vienne), ou encore les dykes de Tréguennec (Finistère), ou encore l'intrusion d'Argemela au Portugal.

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).

Modèle métallogénique

L'hypothèse actuellement privilégiée (Černý *et al.*, 2005) est celle d'une origine par fusion partielle de métasédiments. 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 rares riches en phosphore et les pegmatites LCT. Les modèles métallogéniques sont donc pour partie similaires. Un point important semble être le lien spatial entre les granites à métaux rares et les grandes zones de cisaillement ductile d'échelle crustale : Montebraz 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 en phosphore et les pegmatites LCT sont :

1) une différence importante de volume puisque celui du granite est très supérieur à celui des pegmatites ;

2) une différence de nombre, les granites à métaux rares sont généralement des intrusions

isolées ou des groupes de quelques individus, alors que les champs de pegmatites peuvent compter plusieurs centaines d'intrusions ;

3) 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 plus proche de la surface (faciès volcanique ou subvolcanique).

Ces trois points suggèrent 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 grandes structures de failles ductiles décrochantes.

Les greisens

Les greisens (fig. 1-29) sont des faciès de granite transformés par des fluides hydrothermaux tardi-magmatiques 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 cristalliser 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 ces intrusions. 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 sur des puissances qui peuvent dépasser 100 m. La formation des greisens est liée à la circulation de fluides magmatiques acides 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 à la porosité du greisen malgré le développement de muscovite ●●●



Fig. 1-29. – Exemple de développement d'un greisen (blanchiment lié à la disparition de la biotite noire) aux épontes d'une veine à tourmaline (noire), depuis le granite plus frais en bas de la photographie. Lizio, Morbihan.

- 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 minéralisations.

Les greisens développés dans les granites crustaux peralumineux, classiquement associés aux gisements à W-Sn, sont des greisens parfois minéralisés en étain (cassitérite) mais ne semblent pas conduire à un 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 rares 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 prospecter au toit des granites à métaux rares peralumineux pauvres en phosphore et le long des zones de failles ou filons hydrothermaux de haute température les recoupant.

En conclusion, les gisements de lithium en roches dures sont principalement associés à certains types de magmas granitiques rencontrés dans les contextes orogéniques et représentés par les pegmatites à métaux rares de type LCT, en particulier les pegmatites à spodumène, pétalite voir lépidolite, les granites à métaux rares de type peralumineux riches en phosphore et les greisens issus de l'altération hydrothermale tardi-magmatique affectant parfois certains granites peralumineux.

■ **E. Gloaguen^{1,2}, M. Van Lichtenvelde³, J. Melleton¹, B. Gourcerol¹**

¹BRGM

²Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO)

³IRD, Géosciences Environnement Toulouse

Le B-A-BA des pegmatites, ou ce qu'il faut en retenir

Une pegmatite est une roche magmatique caractérisée par de gros cristaux et/ou une hétérogénéité de texture. Les pegmatites sont majoritairement granitiques en composition, même s'il existe des pegmatites mafiques, plus rares. Les pegmatites granitiques forment des filons d'épaisseur allant de quelques centimètres à plusieurs centaines de mètres, et de longueur pouvant atteindre le kilomètre. Elles se mettent en place dans des contextes géologiques très divers, allant du contexte extensif pour les pegmatites peralcalines, au contexte tardi-orogénique pour les peralumineuses. Les liquides donnant les pegmatites sont le produit de deux processus distincts, mais non exclusifs : la fusion partielle de roches magmatiques ou sédimentaires préalablement métamorphosées et la cristallisation fractionnée de liquides granitiques. Le consensus actuel repose sur l'effet de surfusion comme mécanisme principal de formation des pegmatites. Le liquide granitique donnant les pegmatites serait refroidi très en-dessous de son liquidus avant de commencer à cristalliser, et ce retard à la cristallisation engendrerait de forts déséquilibres à l'origine des hétérogénéités texturales et chimiques des pegmatites. Autrement dit, le même liquide granitique dans des conditions « normales » de cristallisation, donnerait un simple granite.

La plupart des pegmatites granitiques sont stériles, ne contenant que quartz, feldspaths et micas, parfois tourmaline et grenat, et ce n'est qu'une petite proportion d'entre elles qui contient des minéraux d'intérêt économique tels que phosphates, béryl et minéraux porteurs de métaux rares tels que Nb-Ta-Sn-Li. On parle alors de pegmatites à éléments rares. La teneur élevée en certains éléments fondants (F, B, P, Li) serait la clé de la formation de ces pegmatites. Ils permettent l'incorporation d'une plus grande quantité d'eau dans le magma, diminuant ainsi fortement sa viscosité, le conduisant à un liquide aux propriétés proches d'un fluide, avec une plus grande capacité à la surfusion. Cela explique que plus une pegmatite est riche en éléments fluants, plus elle est complexe dans sa diversité de textures, sa minéralogie et ses minéralisations. L'exemple le plus complexe connu à ce jour est la pegmatite de Tanco au Canada, une pegmatite géante de 2 km de long sur une centaine de mètres de puissance, présentant 9 zones de textures et compositions minéralogiques différentes pour plus de 100 espèces minérales observées au total. La diversité des pegmatites à travers les âges géologiques tiendrait donc de la diversité des sources, qu'elles soient granitiques ou anatectiques.

■ **M. Van Lichtenvelde**

2 > Économie, production, perspectives

Panorama économique du lithium, usages et perspectives

Les principaux usages du lithium : l'importance croissante du secteur des batteries

Jusqu'à récemment, les usages du lithium étaient relativement diversifiés (fig. 2-1). Les verres et les céramiques étaient le plus important débouchés (37 %), suivis par les batteries (20 %), les graisses lubrifiantes au lithium (11 %), le traitement et le conditionnement de l'air (5 %), les fondants de moulage pour la production d'acier par coulée continue (5 %), la production de produits pharmaceutiques et de polymères (2 %), la métallurgie de l'aluminium (2 %) ou encore d'autres usages comprenant la production de ciment, la pyrotechnie, ou le traitement de l'eau. Hormis pour les usages dits « de spécialité », les degrés de pureté des composés de lithium pour ces différents marchés sont relativement faibles.

Actuellement, le principal usage du lithium correspond au secteur des batteries, avec plus de 50 % de la demande mondiale en lithium (fig. 2-1). Celui-ci est fondamental pour le développement des batteries de hautes performances appelées Lithium-ion (Li-ion). Celles-ci présentent actuellement la plus grande capacité d'accumulation d'énergie par unité de masse. Aujourd'hui, le principal secteur tirant la vente de ces batteries est la production de véhicules électriques. La

consommation totale de lithium pour cet usage est passée d'une part de marché de 20 % en 2008 (soit 4 260 t Li) à près de 58 % en 2018. Selon les prévisions, cette part pourrait passer à 85 % en 2025 voire 2030. Les estimations sur les tonnages de lithium nécessaires à ces échéances varient selon les analyses, ils dépasseront très probablement 150 000 t en 2025, voire atteindront 300 000 t en 2030 (Benchmark Mineral Intelligence, <https://www.benchmarkminerals.com/>).

Pour les composés de lithium utilisés comme précurseurs pour la fabrication des batteries Li-ion, la notion de pureté est cruciale pour assurer les performances, la longévité mais aussi la sécurité des batteries. Ainsi, la croissance de la demande pour ces composés a radicalement changé la manière de produire du lithium, afin d'obtenir des niveaux très faibles en impuretés dès la sortie de l'usine de conversion métallurgique, appelant donc d'importantes modifications des circuits de production traditionnels. Par ailleurs, les évolutions technologiques des types de batteries Li-ion imposent de nouvelles exigences. Les premières générations privilégiaient les matériaux de cathode à base de ●●●

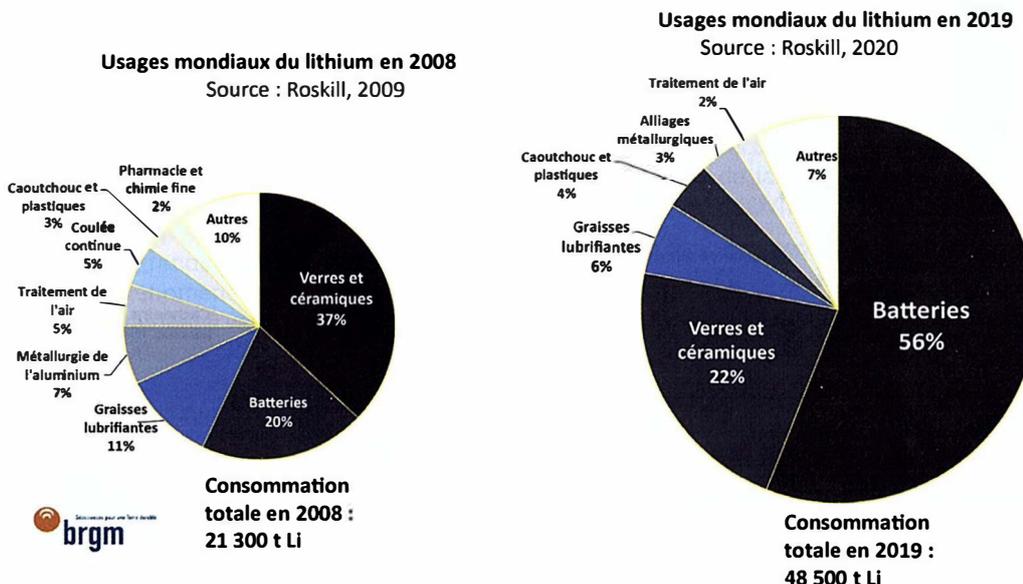


Fig. 2-1. – Évolution des usages du lithium entre 2008 et 2018 (Lefebvre et Tavignot, 2020).

●●● cobaltate de lithium (LiCoO_2). Le composé de lithium privilégié pour la fabrication de ces cathodes était le carbonate de lithium Li_2CO_3 de pureté 99,5 %. L'évolution de la chimie des cathodes, de type NCA ($\text{Li}(\text{Ni}_x\text{Co}_y\text{Al})\text{O}_2$) vers des cathodes de type NMC ($\text{Li}(\text{Ni}_x\text{Mn}_y\text{Co}_{1-x-y})\text{O}_2$), offrant de plus grandes capacités énergétiques tout en permettant une limitation de l'usage de cobalt (voir "Regards sur" dans ce numéro), entraîne une demande croissante en hydroxyde de lithium (LiOH) de pureté minimale 56,5 %.

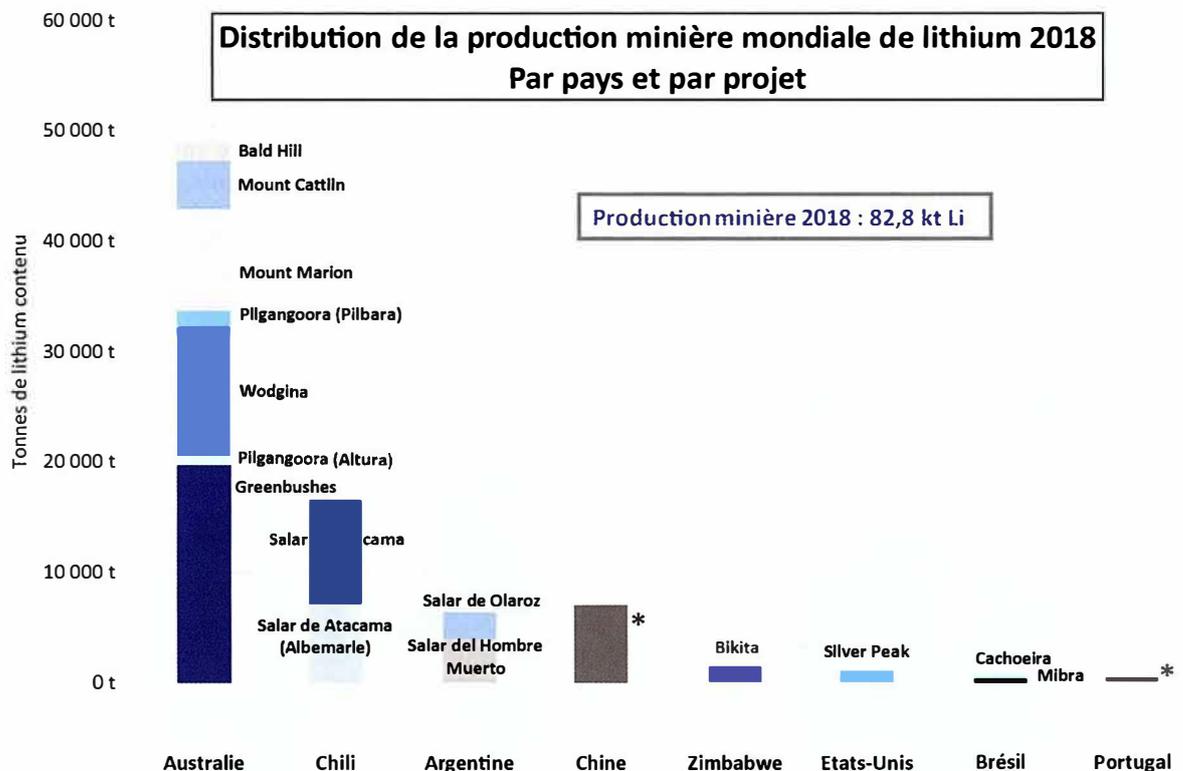
Les exploitants et futurs exploitants de lithium visent désormais majoritairement une production directe de LiOH afin de s'assurer l'intérêt des fabricants de batteries, marché le plus prometteur. Ce faisant, ils doivent faire face à un double enjeu : garantir une pureté suffisante de ces futurs composés de lithium, d'autant plus problématique dans le cas de sources non-conventionnelles (*i.e.* hors voies salars et spodumène) et maintenir une certaine adaptabilité à la demande future, susceptible d'évoluer encore.

Panorama mondial de la production de lithium et prix du marché

En 2018, la production minière globale de lithium a été de 82 800 t (fig. 2-2). Les trois principaux pays producteurs, avec 87 % de la production minière mondiale étaient le Chili, l'Argentine et l'Australie, cette dernière dominant très largement. Cinq entreprises multinationales (majors) disposant de moyens de production intégrés verticalement, c'est-à-dire comprenant, outre l'exploitation, la production et la vente de composés chimiques de lithium (produits transformés à haute valeur ajoutée), dominent le marché. De plus petits acteurs miniers représentent seulement 13 % de la production

primaire, avec des niveaux de production plus modestes et un moindre degré d'intégration.

Les trois principaux producteurs historiques sont la société chilienne SQM (Sociedad Química y Minera de Chile), et les entreprises américaines Livent (ex-FMC Corp) et Albemarle Corp. Les activités de ces groupes correspondent principalement aux secteurs de la chimie, de l'agroalimentaire (engrais azotés) ou encore de la pharmacie, l'exploitation du lithium ne représentant qu'une part minoritaire de leurs chiffres d'affaires. Cependant, ces trois entreprises contrôlent un peu plus de 50 % des capacités



* : Production indifférenciée

Fig. 2-2. – Distribution de la production minière mondiale de lithium en 2018, par pays et par projets.

●●● de production mondiale et jouent ainsi un rôle fondamental. Deux entreprises chinoises, Tianqi Lithium et Jiangxi Ganfeng Lithium, ont également pris en moins de dix ans une envergure considérable sur le marché du lithium, avec notamment de nombreuses participations dans l'exploitation minière hors de Chine (Tianqi exploite conjointement à Albermale l'immense gisement de Greenbushes en Australie, *via* la co-entreprise ou joint-venture, Talison), mais également d'importants investissements à certaines étapes clés de la chaîne de valeur. La majorité des petits acteurs miniers est localisée en Australie et s'est développée au cours de la

dernière décennie. Ils produisent des concentrés de spodumène intégralement livrés à des clients chinois pour une conversion ultérieure en composés chimiques de lithium. Plusieurs étapes du marché du lithium sont concentrées en Chine, en particulier celles de la conversion de concentrés de spodumène (importés d'Australie) et de carbonates de lithium (importés d'Argentine et du Chili à partir de la production des salars) en composés à destination de la fabrication des batteries Li-ion. Selon le cabinet d'analyses Mc Kinsey, cette concentration en Chine des capacités mondiales de conversion s'élevait à 80 % en 2019.

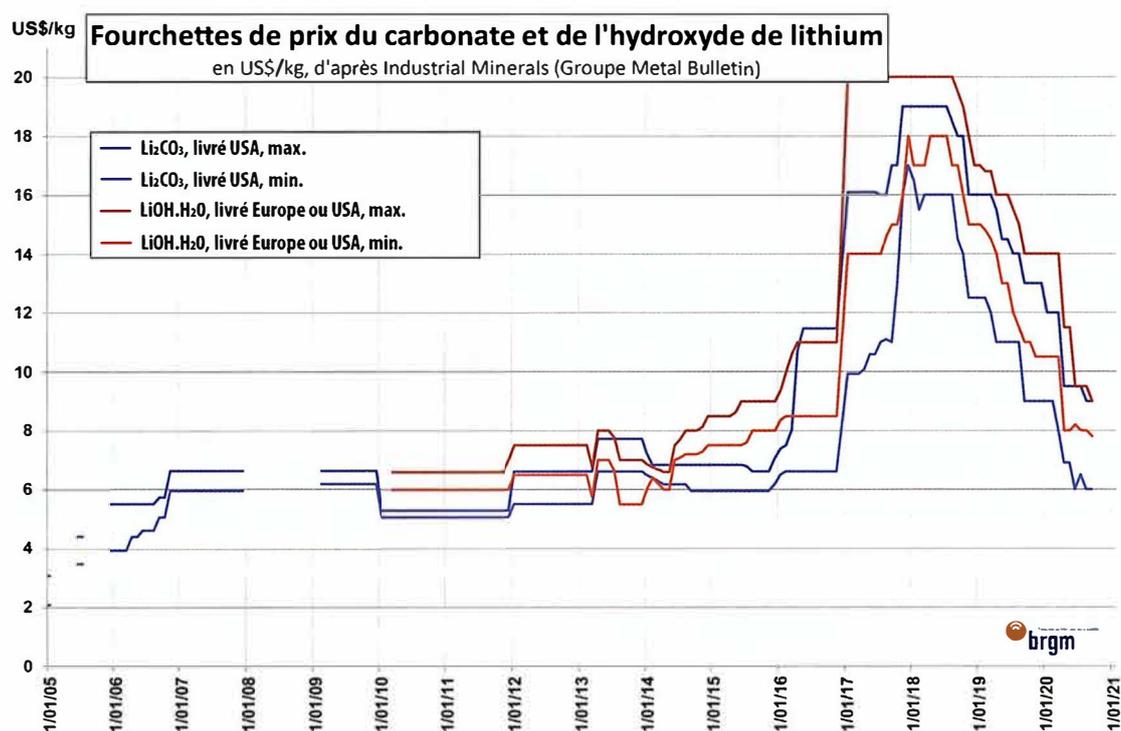


Fig. 2-3. – Évolution des prix des principaux composés de lithium sur ces dix dernières années.

L'observation de l'évolution récente des prix du carbonate et de l'hydroxyde de lithium (fig. 2-3) montre une multiplication par trois entre 2010 et 2018, mais un net recul sur ces deux dernières années. Cette chute des prix s'interprète en grande partie comme une conséquence du phénomène de concentration des opérations de raffinage vers la Chine. En effet, les usines de conversion chinoises se sont avérées vieillissantes voire en déficit technologique pour s'adapter aux nouvelles sources de lithium à traiter (en particulier le spodumène australien). La très forte hausse de la production de concentrés de spodumène australien en 2018 a ainsi gonflé le marché de stocks de lithium en attente d'être traités dans les usines de conversion chinoises. Cette surproduction, ajoutée à un décollage moins rapide qu'espéré de la production mondiale de véhicules électriques ont pesé

sur l'équilibre offre-demande et conduit à la chute des prix, encore accentuée en 2020 par un ralentissement de la demande du fait du développement de la COVID 19 à l'échelle mondiale.

Dans ce contexte, les sociétés juniors et intermédiaires développant des projets de lithium à travers le Monde se sont montrées très vulnérables, faisant face à trois types de freins : la forte vulnérabilité à l'évolution des prix du lithium, les difficultés de financement et enfin les difficultés techniques de développement de nouveaux gisements, en particulier non-conventionnels.

En effet, si le principal minéral exploité à ce jour est le spodumène, un silicate d'aluminium et de lithium, les roches lithinifères montrent une multiplicité de formes minéralogiques, imposant de développer divers procédés d'extraction adaptés aux caractéristiques de chacune. ●●●

●●● et dont les coûts sont déterminants pour la mise en production. Pour la production de lithium de « qualité batterie », les éléments pénalisants tels que le fer, le fluor, le magnésium ou l'aluminium doivent être séparés. Par exemple, la zinnwaldite, minéral majoritaire dans un certain nombre de gisements à l'étude en Europe (projets Cinovec et Wolfsberg en République tchèque et Allemagne respectivement) montrent de fortes teneurs en fer, très pénalisantes. Les procédés en développement sur ces minéraux doivent encore démontrer que l'élimination du fer demeure efficace et à des coûts acceptables au-delà de l'étape du pilote industriel.

Pour les sources conventionnelles, dans le cas des salars sud-américains, les impuretés

principales sont le magnésium, le bore et le calcium. Elles sont éliminées par ajout de réactifs, dont les coûts représentent la majeure partie des coûts totaux d'exploitation. Par exemple, le ratio Mg/Li du Salar d'Atacama est de 6,4, un avantage par rapport au Salar d'Uyuni en Bolivie avec une valeur de 19, dont la viabilité économique n'est pas démontrée à ce jour.

Évolution de la production de lithium

Les fondamentaux de la demande future en lithium demeurent très solides sur le moyen et long terme (triplement attendu d'ici 2025), ce qui explique une exploration active sur tous les continents (fig. 2-4). ●●●

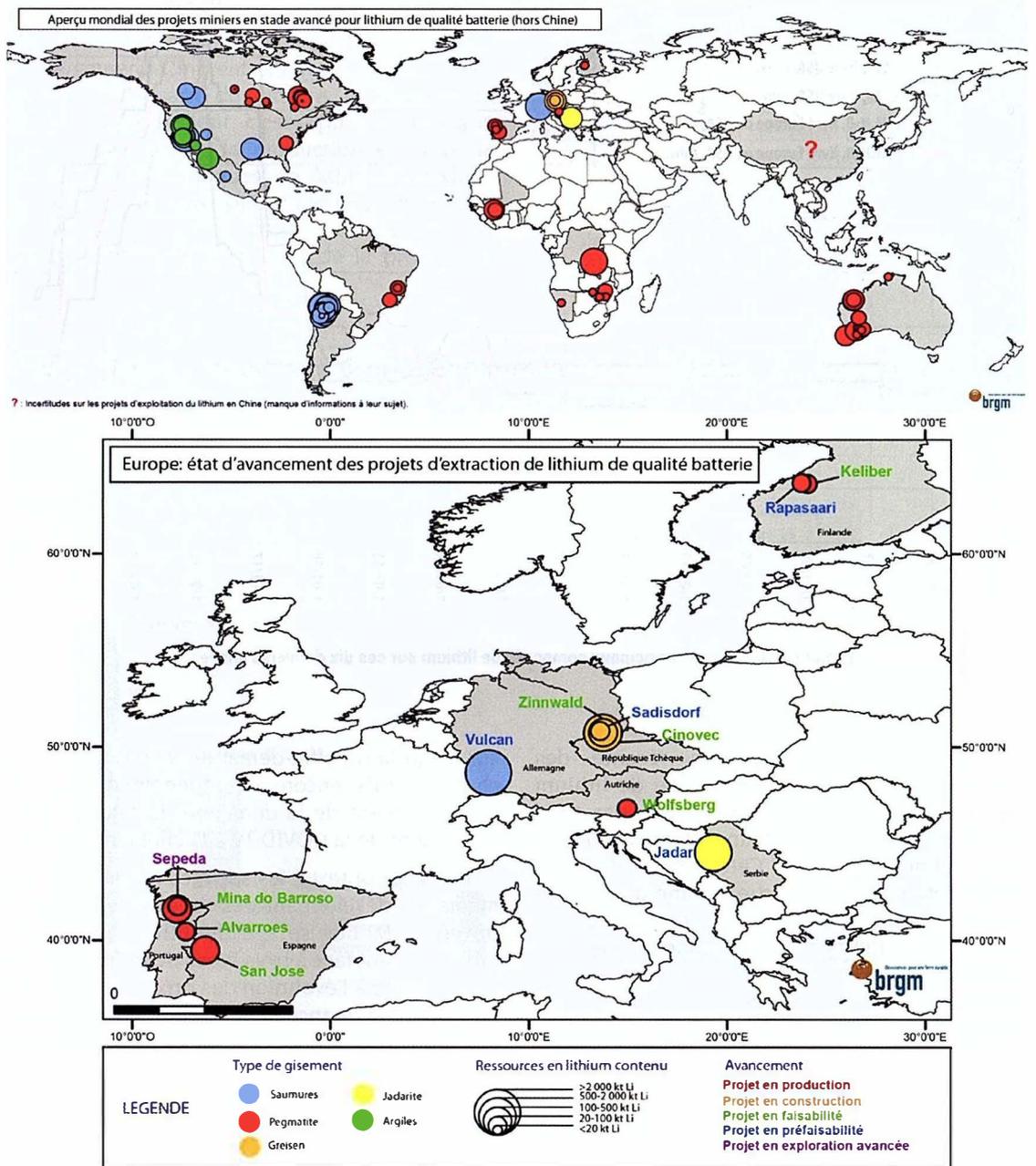


Fig. 2-4. – Projets d'extraction de lithium en cours de développement dans le Monde et en Europe.

●●● En Afrique, quatre projets d'exploitation de pegmatites à spodumène sont à l'étape de faisabilité. Le projet Manono en République Démocratique du Congo se distingue avec des ressources de 3 Mt de lithium de haute qualité, il est développé par la compagnie australienne AVZ Minerals Ltd et proche d'entrer en phase de construction en 2021.

L'Australie est également très dynamique en termes d'exploration et d'exploitation du lithium avec plus d'une dizaine de projets à l'étape de faisabilité. Toutefois, afin de faire évoluer le modèle actuel marqué par une forte dépendance à la Chine, le pays a lancé en 2019 un plan stratégique pour les minéraux critiques, visant notamment davantage de construction d'usines de transformation en Australie.

En Amérique du Nord, les projets se multiplient aussi, avec une grande diversité de sources potentielles, dont les argiles lithinifères à hectorigite. Le pays a augmenté son budget d'exploration de 60 % en 2019, motivé par la volonté d'indépendance vis-à-vis de la Chine concernant l'approvisionnement en métaux stratégiques.

En Amérique du Sud, l'Argentine fut en 2019 le pays privilégié pour l'exploration du lithium avec un budget de 70 M\$. Un grand nombre de projets se développent, le plus prometteur semblant être celui de Cauchari-Olaroz détenu par Ganfeng à 51 % et Lithium Americas à 49 % et dont les

premières étapes de construction ont commencé. Cependant, d'autres projets pourraient être retardés par le contexte géopolitico-économique à l'instar du projet Centenario-Ratones d'Eramet, mis en suspens début 2020. Au Chili, au-delà des producteurs actuels, seul le projet Salar de Mari-cunga se distingue, mené par un groupement d'entreprises impliquant également le gouvernement, *via* l'entreprise d'État Codelco. Il faut noter que la prise en compte de l'impact socio-environnemental par les exploitants, et en particulier la gestion des ressources en eau dans ces régions désertiques, devient cruciale pour la pérennité de ces projets.

Enfin, en Europe (fig. 2-4), sept projets ont franchi l'étape de faisabilité. Toutefois, quatre d'entre eux concernent le traitement de micas lithinifères (zinnwaldite et lépidolite) dont les difficultés de traitement ont été évoquées plus haut. Six de ces sept projets prévoient d'intégrer le raffinage de composés de « qualité batterie ». Deux projets au stade de préfaisabilité présentent un potentiel en terre considérable. Il s'agit du projet Jadar en Serbie ainsi que du projet Vulcan, en Allemagne, dont les ressources présumées, contenues dans des saumures géothermales sont de 2,5 Mt Li à une teneur de coupure 100 mg/L.

■ G. Lefebvre, D. Tavignot, B. Gourcerol, J. Melleton

BRGM

Aperçu des procédés minéralurgiques impliqués dans la production de lithium

L'extraction du lithium à partir des minéraux porteurs (ex. spodumène, lépidolite, pétalite) est réalisée par des procédés qui varient selon les usines de traitement et les gisements. Les étapes d'obtention d'un concentré des minéraux porteurs (fig. 2-5) sont relativement communes aux différents procédés. Le concentré est ensuite traité dans le but de produire du carbonate de lithium (Li_2CO_3) ou de l'hydroxyde de lithium (LiOH) de qualité métallurgique.

Du minerai au concentré

Dans le cas des gisements de lithium de type « roches dures », le minerai est généralement constitué par des minéraux de taille variable qui dépassent parfois plusieurs dizaines de centimètres dans le cas de certaines pegmatites. Parallèlement, il peut contenir des phases minérales fines devant être séparées des porteurs de lithium mais pouvant être valorisées, notamment les oxydes d'étain et ceux de tantale et niobium. Le minerai extrait de la mine subit une succession



Fig. 2-5. – Concentré de spodumène (tiré de Dessemond *et al.*, 2020).

de concassages, primaire, secondaire voire tertiaire si nécessaire (appareils à mâchoires et/ou à cône) couplés ou non à des cribles, ce qui ●●●

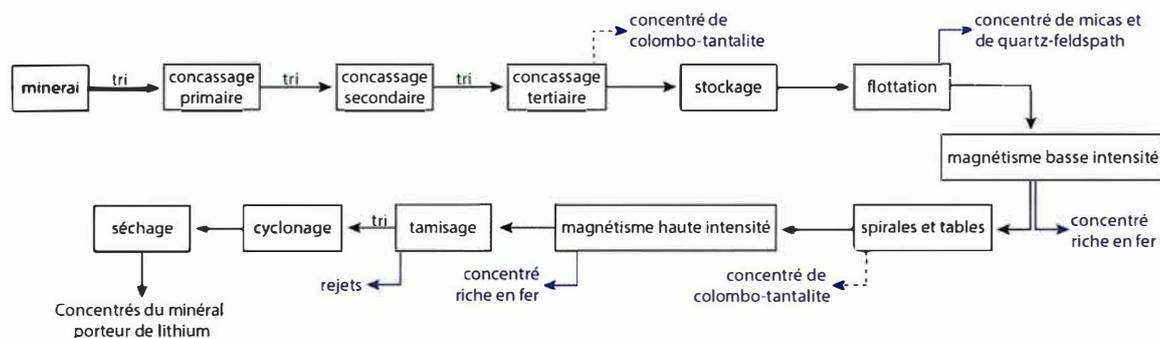


Fig. 2-6. – Schéma simplifié d'un procédé permettant la production de concentré de minéral porteur de lithium.

●●● permet d'obtenir une fraction de taille spécifique. Cette fraction est ensuite stockée avant d'être traitée successivement par flottation, séparations par gravité (spirales, tables) et par magnétisme à intensités variables, et enfin par cyclonage avant d'être lavée et séchée (fig. 2-6). Les réactifs de flottation sont variables selon les

sites de traitement (ex. acide gras, soude). Les préconcentrés de minéraux porteurs sont ensuite lavés à l'acide sulfurique. À partir de cette étape, différents concentrés peuvent être commercialisés : 1) un concentré dit de « verrerie » titrant de l'ordre de 4,8-5 % Li_2O , et 2) un concentré dit de « spodumène » titrant environ 7,5 % Li_2O .



Fig. 2-7. – Vue aérienne des installations de traitement de la mine de Mibra (Brésil), lancées en 2019 par AMG Lithium, qui exploite une pegmatite pour produire des concentrés de spodumène, d'étain et de tantalite.

Traitement du concentré de minéral riche en Li

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).

Par voie acide, 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 (tétraédrique) (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 de « sulfatage » (fig. 2-8) 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 ; Archarnbault *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 opératoires 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 entraîne la précipitation de 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 de « carbonatation » (fig. 2-8) 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 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 d'obtenir du bicarbonate de lithium (LiHCO_3) sous forme aqueuse à partir de $\text{Li}_2\text{CO}_3(\text{s})$ (e.g., Philips et Perry, 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 ($35^\circ\text{C} - 3 \text{ bar}$) ;

- un échangeur 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 ses projets en Finlande (Keliber, 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 du lithium.

La voie basique (Nicholson, 1946) consiste en une torréfaction du concentré en présence de chaux à haute température ($1\ 030 - 1\ 040^\circ\text{C}$ pour les concentrés de spodumène et de pétalite, et $800 - 1\ 050^\circ\text{C}$ 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. Les différentes étapes de traitement se déroulent de la façon suivante : ●●●

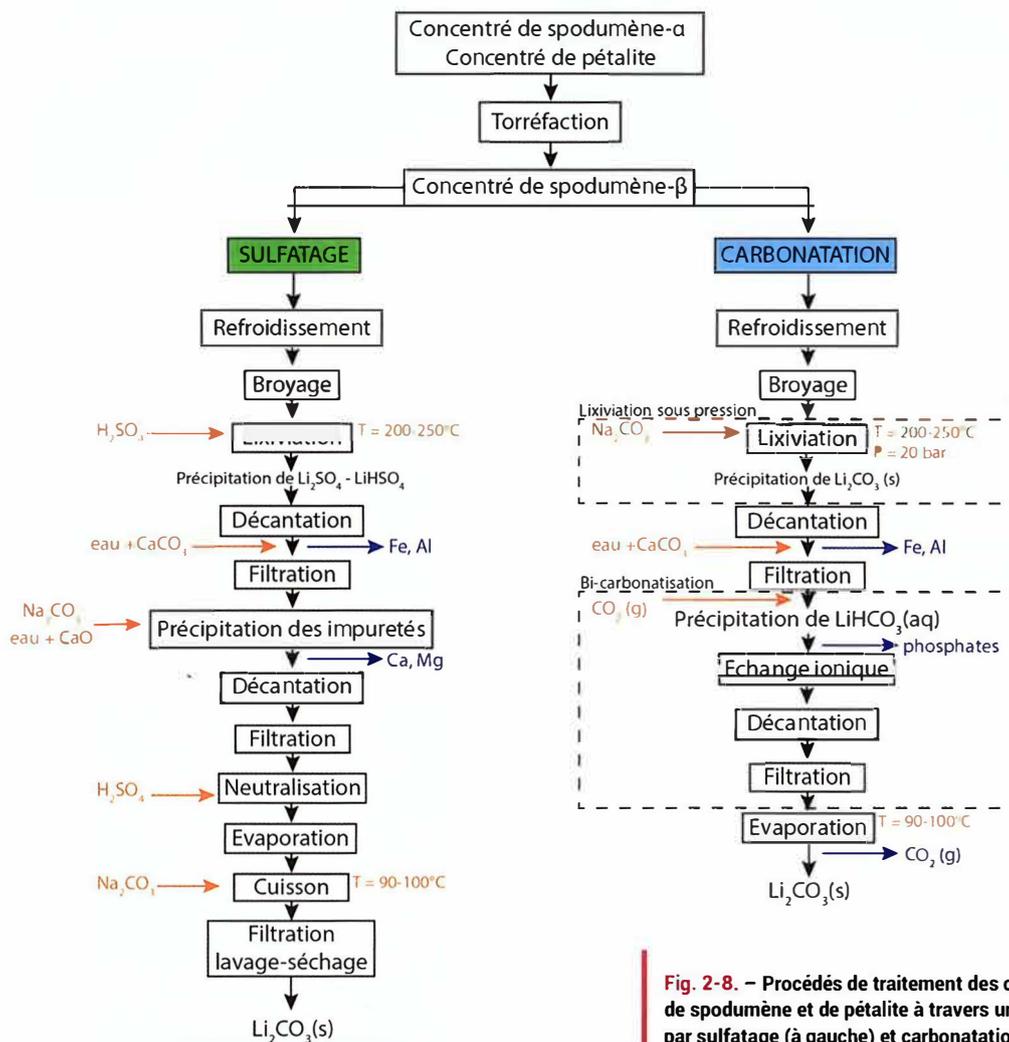


Fig. 2-8. – Procédés de traitement des concentrés de spodumène et de pétalite à travers une voie acide, par sulfatage (à gauche) et carbonatation (à droite).

●●● - 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 entraîne la précipitation de Li_2CO_3 ;

- un ajout de CO_2 et d'eau, combiné à un échange ionique permet d'obtenir le 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.

En Europe, *European Metals* envisage ce procédé pour le traitement de la lépidolite sur le site de Cinovec (République Tchèque) (fig. 2-9). De plus, Labbé et Daw (2012) notent que ce procédé est utilisé par certains métallurgistes chinois.

Il faut ajouter que 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.

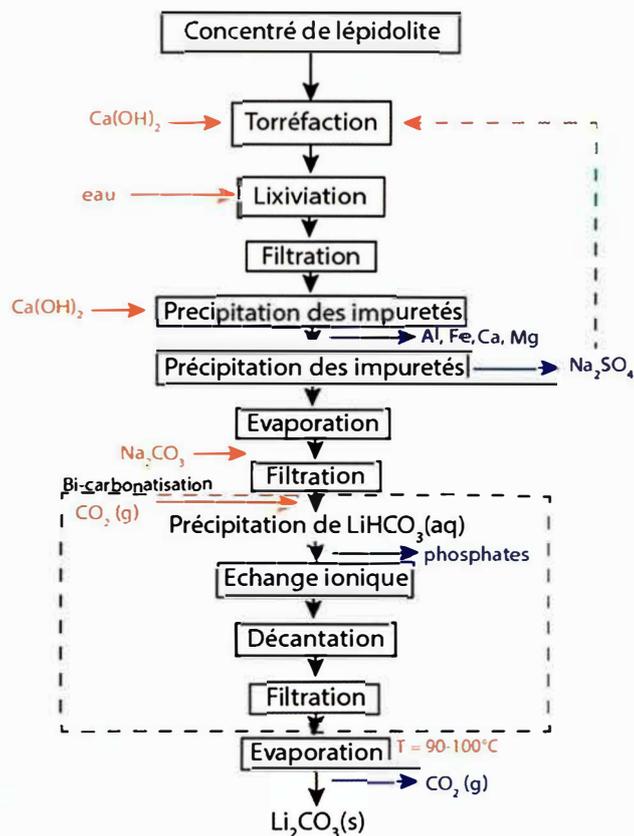


Fig. 2-9. – Procédé par voie basique du traitement de la lépidolite (d'après *European Metals*, 2017).

Traitement du carbonate de lithium en hydroxyde de lithium

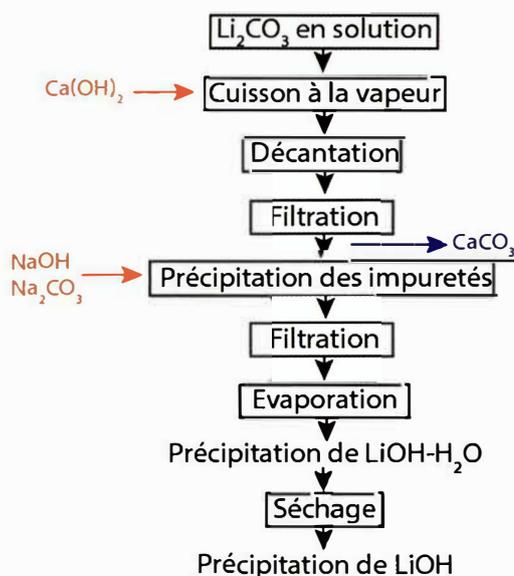


Fig. 2-10. – Procédé de traitement du carbonate de lithium en solution pour l'obtention d'hydroxyde de lithium (*European Lithium*, 2018).

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 de qualité métallurgique ayant une plus grande valeur marchande notamment dans l'industrie des batteries.

Cet hydroxyde de lithium (LiOH) est produit à partir de Li_2CO_3 en solution chauffé à la vapeur sous vide avec de la chaux (fig. 2-10). La pulpe est décantée, filtrée et traitée à la soude et au carbonate de sodium afin de précipiter les impuretés. Par évaporation, $\text{LiOH}\cdot\text{H}_2\text{O}$ 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 (Li_2SO_4) au lieu de l'ajout de carbonate de sodium. Cette électrolyse permet la division du Li_2SO_4 en LiOH et H_2SO_4 . Cette méthode permet de réduire considérablement le coût lié aux consommables chimiques tels que le carbonate de sodium et la soude. ●●●

●●● Production de lithium à partir des saumures

L'extraction du carbonate de lithium des saumures lithinifères (gisement de type salars) s'effectue par pompage et par concentration du lithium principalement par évaporation dans des bassins anthropiques peu profonds situés à proximité directe du site d'extraction (fig. 2-11). Le procédé de production implique plusieurs étapes d'évaporation et l'élimination d'impuretés (Na, Mg, K, Ca) entre chacune d'elles. En moyenne, une durée de 12 à 14 mois (ex : Atacama) est nécessaire pour obtenir la concentration désirée en lithium. Dans un second temps, ce concentré

obtenu est purifié dans des usines de traitement, où du carbonate de sodium y est ajouté afin de précipiter du carbonate de lithium.

Dans certains cas, lorsque la région d'extraction est soumise à des précipitations plus importantes que le taux d'évaporation, des adsorbants sélectifs peuvent être ajoutés afin d'obtenir un concentré en lithium. Toutefois, l'évaporation naturelle présente comme avantages majeurs l'absence de consommation d'énergie et l'absence de réactifs chimiques coûteux.



Fig. 2-11. – Vue aérienne des bassins d'évaporation du site de production de SQM, à partir des saumures présentes dans le désert d'Atacama (Chili)

Conclusions

Les deux grandes sources de production de lithium, exploitation de gisements de roches dures et saumures, utilisent des procédés de concentration et de récupération du lithium significativement différents. L'exploitation des roches dures permet l'obtention de produits commercialisables relativement rapidement, de l'ordre de quelques semaines entre l'extraction du minerai et la production de carbonate ou hydroxyde de lithium. Au contraire, le processus

de production est beaucoup plus long, dépassant une année pour l'exploitation des saumures. Cette différence permet de contrebalancer des coûts de production plus élevés pour l'exploitation des roches dures, qui conservent donc une place importante dans la production globale de lithium (fig. 2-12).

■ **B. Gourcerol, J. Melleton**
BRGM

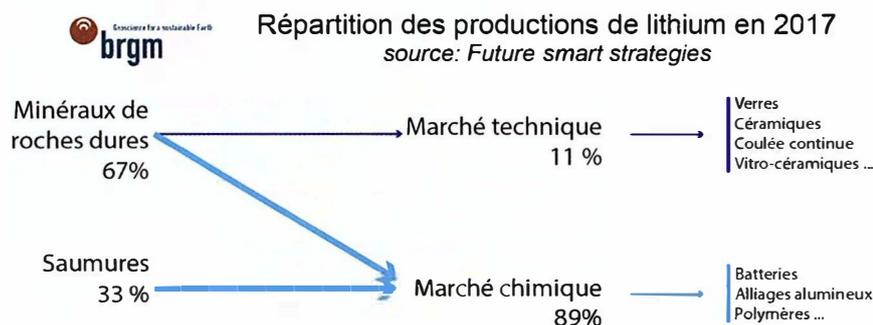


Fig. 2-12. – Répartition des productions de lithium entre les deux grandes sources d'extraction en 2017.

3 > Les ressources françaises et européennes

Les principaux gisements lithinifères de France métropolitaine

D'après Gloaguen *et al.* (2018), la France compte plus d'une quarantaine de minéralisations lithinifères d'importances diverses (d'une simple occurrence minéralogique à des gisements à fort potentiel) (fig. 3-1). Ces chiffres ne prennent cependant pas en compte les indices connus à chlorite lithinifère qui ne constituent pas aujourd'hui de potentielles ressources. Ces minéralisations correspondent à des granites à métaux rares ou équivalents volcaniques, des greisens et des pegmatites.

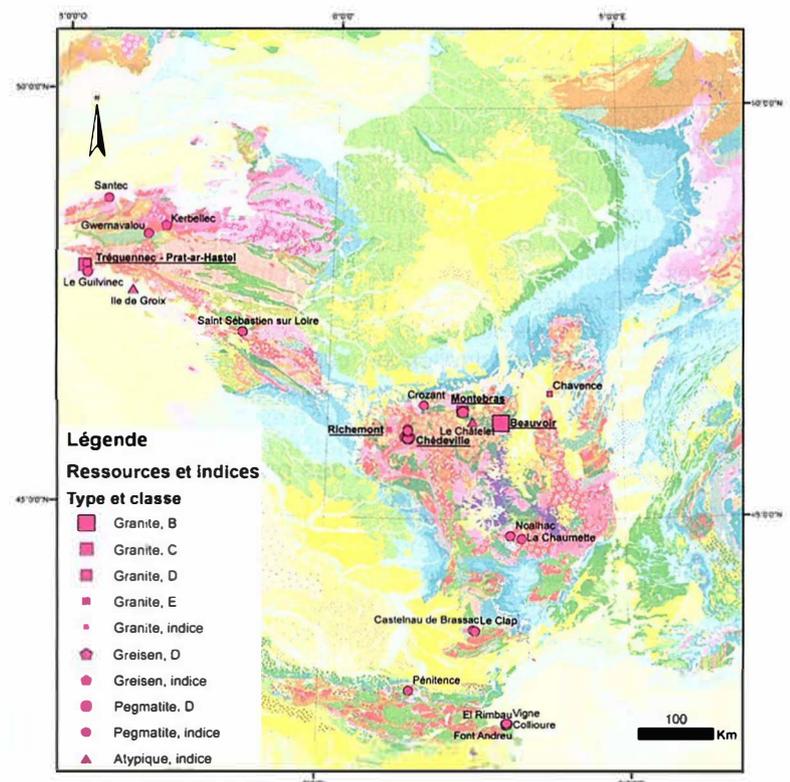
Les granites à métaux rares constituent la principale ressource potentielle en France métropolitaine de ces éléments.

Parmi ces gisements, on compte 6 gisements à fort ou faible potentiel. Cette notion de potentiel intègre : 1) la production historique si celle-ci est connue ; 2) les ressources calculées si elles ont été mesurées ; 3) les ressources indiquées et 4) les ressources présumées. Les concentrations minérales lithinifères sur lesquelles il existe des

données sur un potentiel de ressources sont les suivants : les granites à métaux rares de Beauvoir, de Tréguennec Prat-ar-Hastel et de Montebras, le greisen de Brunet, et les pegmatites de Chèdeville. Le gisement de Tréguennec, qui fait l'objet d'une proposition d'excursion dans ce dossier, ne sera pas détaillé dans cet article. Nous nous focaliserons donc sur le magmatisme à métaux rares du nord du Massif central (fig. 3-2).

La ceinture de magmatisme à métaux rares 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 du fonctionnement de grandes failles décrochantes à composante normale (ex : faille de la marche, Gèbelin *et al.*, 2009, 2007) et de très rares témoins d'une fusion partielle de même âge (Gèbelin *et al.*, 2009). ●●●

Fig. 3-1. – 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. Celles soulignées représentent le potentiel le plus important (extrait de Gloaguen *et al.*, 2018).



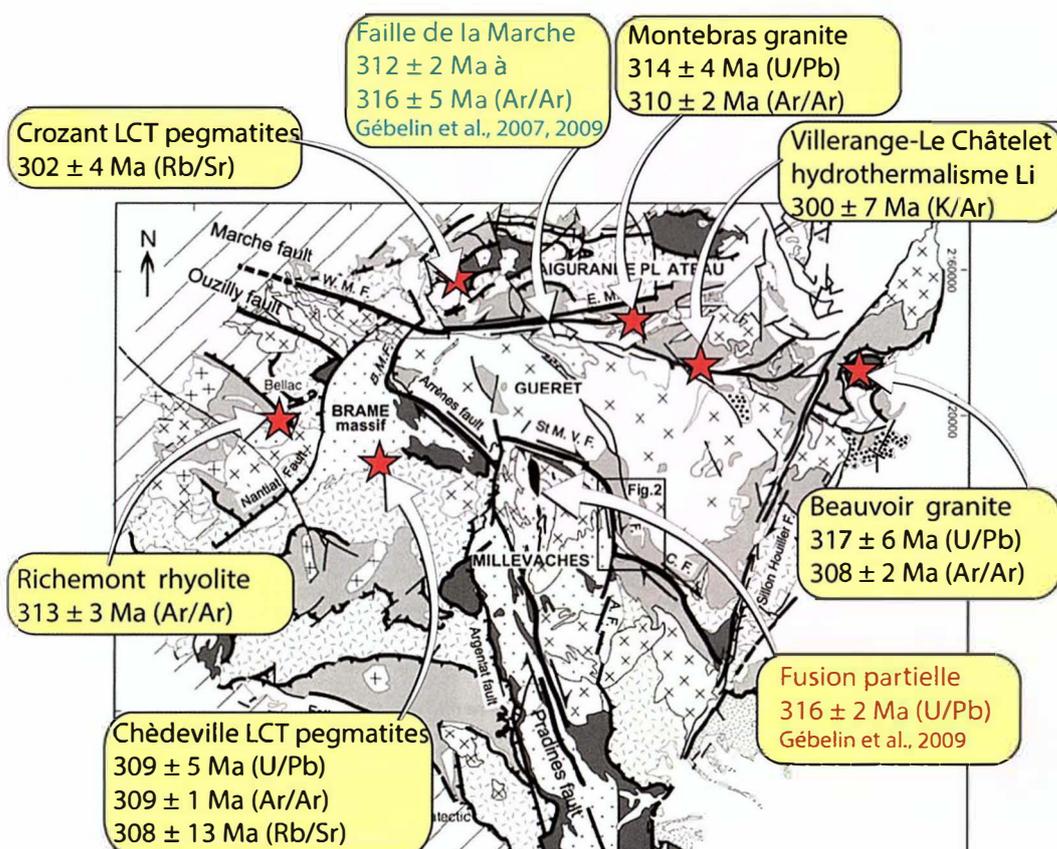


Fig. 3-2. – Localisation des minéralisations lithinifères dans le nord du Massif central. Schéma structural d'après Gébelin et al. (2009). Âges argon d'après Cuney et al. (2002) ; âges Rb/Sr sur lépidolite recalculés d'après Vialette (1963) ; âges U/Pb d'après Melleton et al. (2015)

●●● Ces minéralisations se présentent sous la forme de :

- 1) granite peralumineux pauvre en phosphore (Chavence) ;
- 2) granites à métaux rares peralumineux riches en phosphore (Beauvoir, Montebras) ;
- 3) rhyolite à métaux rares peralumineuse riche en phosphore (Richemont) ;
- 4) pegmatites de type LCT sous-type Lépidolite (Chèdeville-La Chaise) ;
- 5) pegmatites LCT pauvres en lithium (Monts d'Ambazac, Crozant) ;

6) ou encore, altérations hydrothermales associées aux minéralisations aurifères (altération à tosudite, $\text{Na}_{0,5}(\text{Al},\text{Mg})_6(\text{Si},\text{Al})_8\text{O}_{18}(\text{OH})_{12} \cdot 5(\text{H}_2\text{O})$, dans les minéralisations aurifères du Châtelet).

Ces minéralisations, notamment celles des granites, montrent un lien spatial avec les grandes failles ductiles en étant localisées dans la faille elle-même (granite de Montebras, le long de la faille de la Marche) ou à proximité de la faille (Beauvoir, non loin du Sillon Houiller).

Le district des Monts d'Ambazac et la rhyolite de Richemont

Cette zone (fig. 3-3) correspond à 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, puis encore au-dessus l'unité supérieure des Gneiss. Cet empilement est recoupé par d'importantes failles ductiles dextres d'orientation NW-SE telles que les failles d'Oradour et d'Arrènes-Ouzilly. Il est aussi intrudé par plusieurs importants complexes granitiques, comme les massifs de Guéret et du Millevaches à l'est ou le complexe de la Brême-Saint-Sylvestre-Saint-Goussaud (BSSSG) au centre, du massif de Glane à l'ouest ou encore de nombreux massifs isolés comme celui 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.

Les granites de la Brême, mais plus particulièrement celui de Saint-Sylvestre, sont recoupés par de nombreux dykes de pegmatites datés entre 317 ± 14 Ma (Rb/Sr sur lépidolite, Vialette, 1963), 309 ± 5 Ma (Melleton et al., 2015) 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).

Le champ de pegmatites 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'organisent en

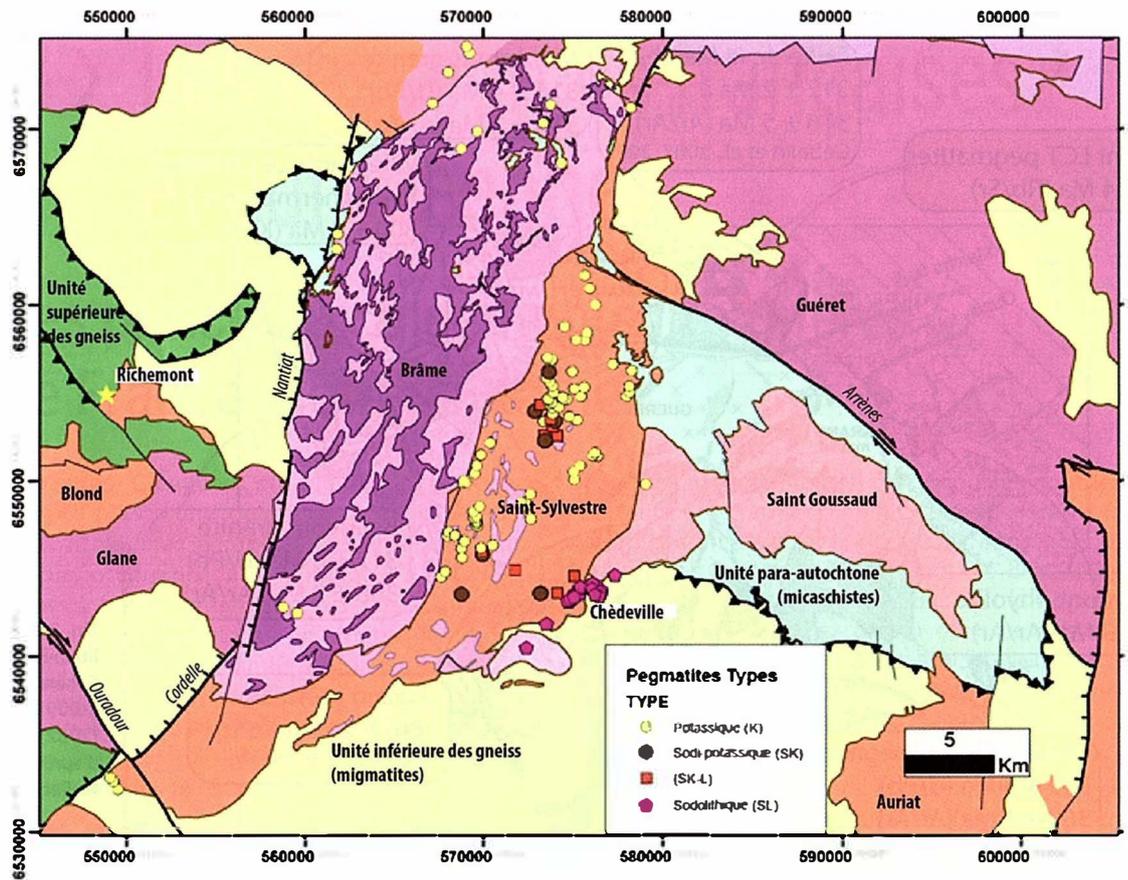


Fig. 3-3. – Schéma structural du Haut-Limousin centré sur le complexe de Brême-Saint-Sylvestre-Saint-Goussaud représenté avec ses trois intrusions principales (le granite de Brême est différencié en deux faciès). On note que les pegmatites sont principalement localisées dans le granite de Saint-Sylvestre. Les différents granites sont représentés en orange, rose, mauve et violet. Celles présentant un potentiel en lithium appartiennent au type sodolithique (classification locale) correspondant aux pegmatites de type LCT sous-type lépidolite-pétalite de la classification de Cerny *et al.* (2005). Géologie simplifiée d'après la carte géologique de France à 1/50 000, pegmatites compilées d'après Burnol (1974) ; Girard (1990) ; Raimbault (1998) ; Deveaud (2015) ; Deveaud *et al.* (2013).

- essaim 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, il apparaît que le nombre de pegmatites est plus important dans les zones de forte densité de failles.

Les minéralisations lithinifères, détaillées dans les parties ci-dessous, se localisent au nord du granite de Blond sous la forme du dyke de rhyolite à métaux rares d'orientation N-S de Richemont et sous la forme de dykes de pegmatites-aplites litées de type LCT sous-type lépidolite-pétalite, sur le flanc sud-est du granite de Saint-Sylvestre (fig. 3-3). Dans les champs de pegmatites des Monts d'Ambazac, à l'exception des pegmatites lithinifères 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).

Les pegmatites d'intérêt vis-à-vis du lithium se répartissent dans un champ constitué par de nombreux dykes de pegmatites LCT de type complexe, sous-type lépidolite distribués en plusieurs essaims de pegmatites le long d'un axe NE-SW recoupant le flanc sud du granite de Saint-Sylvestre et des gneiss du Thaurion de l'unité inférieure des gneiss.

Les plus emblématiques sont les dykes de pegmatites de Chèdeville, La Chèze (ou La Chaise) et Larmont (ou Lhermont). Ils recoupent de façon franche (épointes nettes) à la fois ce granite et les gneiss du Thaurion. Les dykes sont constitués, du bas vers le haut, d'environ 3/4 d'aplites litées et de 1/4 de faciès pegmatitique (fig. 3-4). Les porteurs du lithium sont principalement la lépidolite, la pétalite (Lima *et al.*, 2012) et très rarement la rubellite (variété lithinifère de tourmaline ; Ropert *et al.*, 1969). Ce groupe de pegmatite est bien daté à 309 ± 1 Ma par 3 méthodes géochronologiques différentes : Rb/Sr sur lépidolite à 308 ± 13 Ma (Valette, 1963) ; Ar/Ar sur lépidolite à $309 \pm 0,9$ Ma (Cheilletz *et al.*, 1992) et U/Pb sur columbite-tantalite à 309 ± 5 Ma (Melleton *et al.*, 2015) ●●

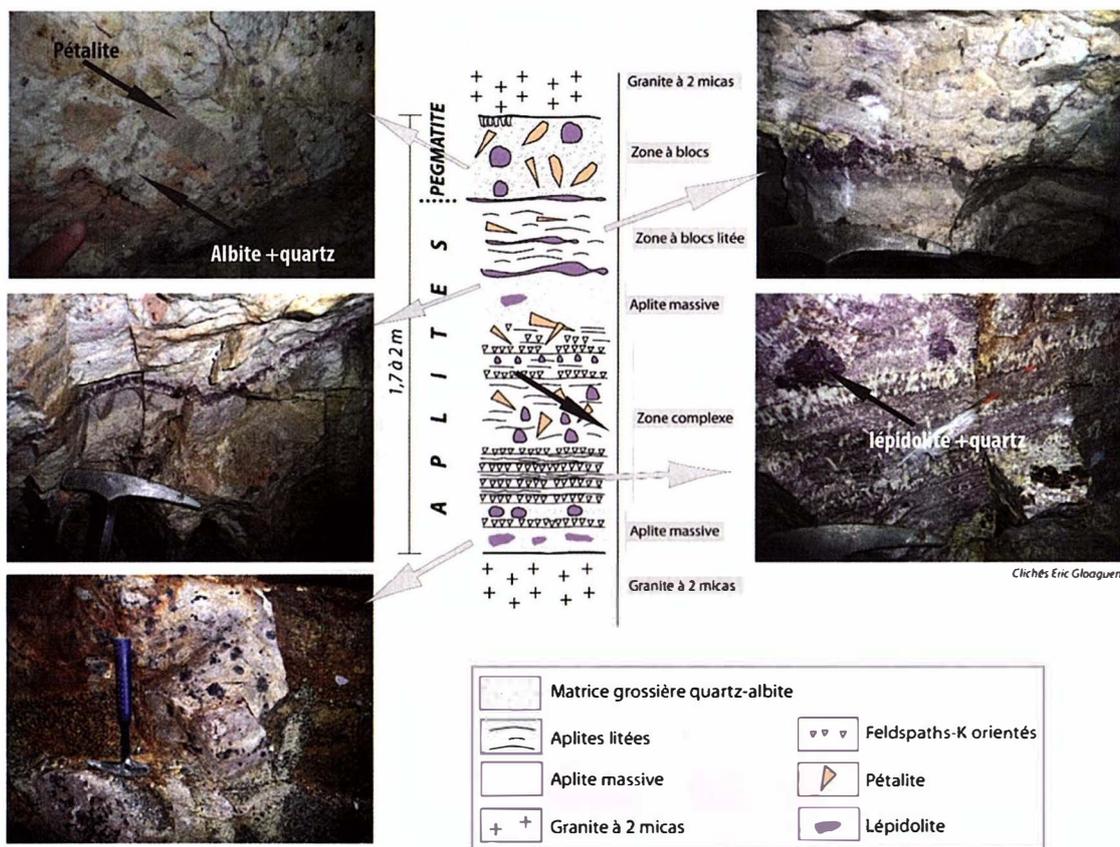


Fig. 3-4. – Coupe verticale schématique d'un filon de pegmatite-aplite minéralisé en lithium à Chèdeville.

●●● 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 pour le lithium par la société Saint-Gobain Chauny et Cirey entre 1929 et 1938. Le tonnage extrait cumulé s'élève à 7 078 tonnes de minerai (Sarcia, 1957, d'après les statistiques du Service des Mines de Limoges), renfermant au minimum 71 t de Li_2O . Le dyke de Chèdeville 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. Les teneurs seraient de 1 % Li_2O à l'ouest et 2 à 5 % Li_2O à l'est.

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 métagrauwackes et les amphibolites de l'unité supérieure des gneiss. Les données sur le dyke de Richemont sont issues des travaux de Cuney et Marignac (2015) et Raimbault et Burnol (1998). D'après ces auteurs, les épointes 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 épointes et dans le cœur du dyke, suggérant

des injections polyphasées. Les phénocristaux de 1 à 2 mm sont constitués de quartz, albite, orthose et muscovite avec localement sur les épointes des agrégats de phosphates (apatite et amblygonite). Des microcristaux d'oxydes de tungstène-niobium-tantale (wolframioixilite) ou uranium-yttrium-nobium (uranopolycrase), comme de nombreux autres minéraux (wolframite, cassitérite, arsénopyrite, löllingite, tennantite-tetrahédrite) sont inclus dans la muscovite lithinifère et les phosphates ainsi que dans la matrice. L'étude géochimique du dyke montre une composition fortement peralumineuse, sodique, riche en phosphore et fluor (>1 % P_2O_5 et F) et en lithium (moyenne 0,75 % Li_2O). 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, riches en phosphore, de type Beauvoir. Ce dyke a fait l'objet d'une datation par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ 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 longueur imposante (5 km). Par ailleurs, un granite de type Beauvoir pourrait être localisé à l'aplomb de ce dyke (Cuney et Marignac, 2015). ●●●

●●● District de la Marche : granite à métaux rares et greisen de Montebras

Dans le district de la Marche (fig. 3-1), au minimum quatre types de minéralisations à lithium sont connues :

- 1) le granite à métaux rare de Montebras ;
- 2) le greisen développés sur certaines parties apicales de ce granite ;
- 3) des veines de quartz à amblygonite situées à proximité de Montebras ;
- 4) 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'unité supérieure des gneiss (USG). Nous ne décrivons pas ici les pegmatites de la région

de Crozant qui présentent un intérêt économique limité.

Géologiquement, ce secteur correspond au plateau d'Aigurande et à la chaîne de la Marche (fig. 3-5). 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 sont mis 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.

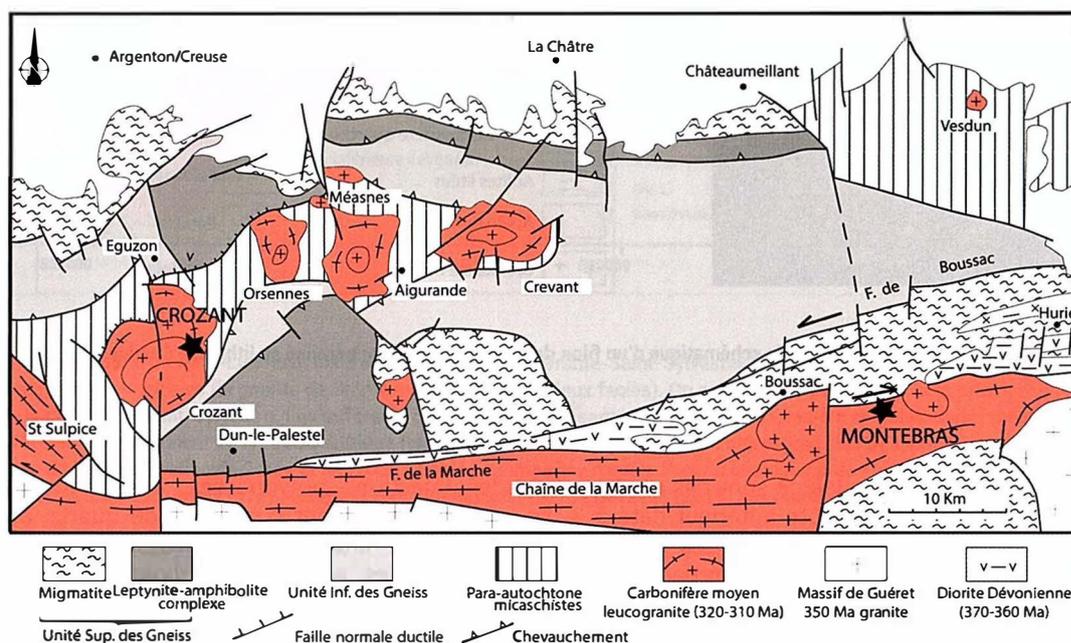


Fig. 3-5. – Schéma structural du plateau d'Aigurande et de la Chaîne de la Marche, modifié d'après Faure et al., 2005, avec localisation (étoiles noires) des pegmatites LCT à lithium de Crozant et de l'intrusion à métaux rares de Montebras.

Les intrusifs et altérations minéralisés en lithium de Montebras

Le granite de Montebras, intrusif dans le granite composite porphyroïde à biotite ± cordiérite ± muscovite de Chanon, se localise à proximité de la zone de cisaillement dextre de la Marche (voir 3^e de couverture). Cette faille recoupe les gneiss migmatitiques de l'unité supérieure des gneiss et une partie des granites intrudant l'unité supérieure des gneiss. Le granite de Chanon, intrusif dans les migmatites de l'USG, est une importante intrusion en forme de sigmoïde dextre coincée 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 granites à 2 micas (Jalèches, St-Sylvain-Bas-le-Roc) et de granite à muscovite-tourmaline (Toulx-Ste-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 (fig. 3-6).

Le microgranite de Montebras

L'intrusion de Montebras est une intrusion zonée 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 de la topaze. Il semble exister peu de données d'analyses géochimiques sur ce microgranite. Des analyses anciennes d'échantillons et de sondages montrent des teneurs en lithium sont assez élevées, entre 0,32 et 0,58 % Li_2O (Aubert, 1969) qui seraient à confirmer par de nouvelles analyses. Ce faciès est également riche en fluor et en fer dont les teneurs sont supérieures ou égales à 1 % pour ces 2 éléments.

Le granite albitique de Montebbras

Le granite albitique de Montebbras (fig. 3-7 et 3^e de couverture), 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 a une puissance variable, comprise entre 5 m et 50-60 m. 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 rares de la classe peralumineuse, 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 contient de nombreux minéraux accessoires en trace dont l'apatite, la topaze, la cassitérite, la columbo-tantalite ($(\text{Fe},\text{Mn})(\text{Ta},\text{Nb})_2\text{O}_6$) et un important cortège de minéraux rares dont de nombreux phosphates, notamment la montebrasite. 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 Marignac (2015). En effet les teneurs en lithium sont peu élevées, de 0,08 à 0,3 % Li_2O . ●●●



Fig. 3-6. – Vue de la carrière Imerys de Montebbras (Soumans, Creuse) où un granite à métaux rares est exploité pour le feldspath.



Fig. 3-7. – À gauche : granite à albite de Montebras. En haut à droite : stockscheider de Montebras. Noter la croissance du feldspath perpendiculairement au contact du granite encaissant de Chanon. de Montebras.

●●● *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 (fig. 3-7). D'après Aubert (1969), la puissance de cette unité est en général de 0,5 à 2 m avec un minima de 0 et un maxima de 15 m. Il s'agit d'un stockscheider (terme allemand désignant une unité de contact entre une intrusion et son encaissant caractérisée par des cristaux de grande taille, pluricentimétrique à pluridécimétrique, avec une texture en peigne, perpendiculaire au contact), assez similaire à une pegmatite, et qui passe progressivement en contact avec le granite albitique à métaux rares. Latéralement, ce stockscheider devient localement très riche en quartz et forme un filon couche, un quartzglöcke (terme allemand désignant une unité de contact entre une intrusion et son encaissant, assez similaire au stockscheider mais constituée principalement de quartz), substituant le 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-montebrasite respectivement. L'histoire des différentes phases d'exploitation (1868-1914), qui ont produit 2 000 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-montebrasite. Le quartzglöcke (hydrothermal de

haute température) serait légèrement plus tardif 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 d'amblygonite-montebrasite. Ces phosphates de lithium étaient en masses particulièrement abondantes sur le versant sud de la coupole avec des poches minéralisées atteignant jusqu'à 12 m d'extension pour 3 à 4 m de largeur.

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 Montebras. Les greisens se développent aux dépens du granite de Chanon à partir de la zone de contact entre l'intrusion de Montebras et le granite de Chanon. Lors de la circulation de ces fluides chauds, la biotite et le feldspath du granite de Chanon sont dissous et remplacés par un assemblage de micas et de 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 montrent un développement plus important sur le versant est, atteignant 10 à 14 m. Minéralogiquement ils sont composés de micas et de quartz avec, accessoirement, 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 % Li_2O . ●●●

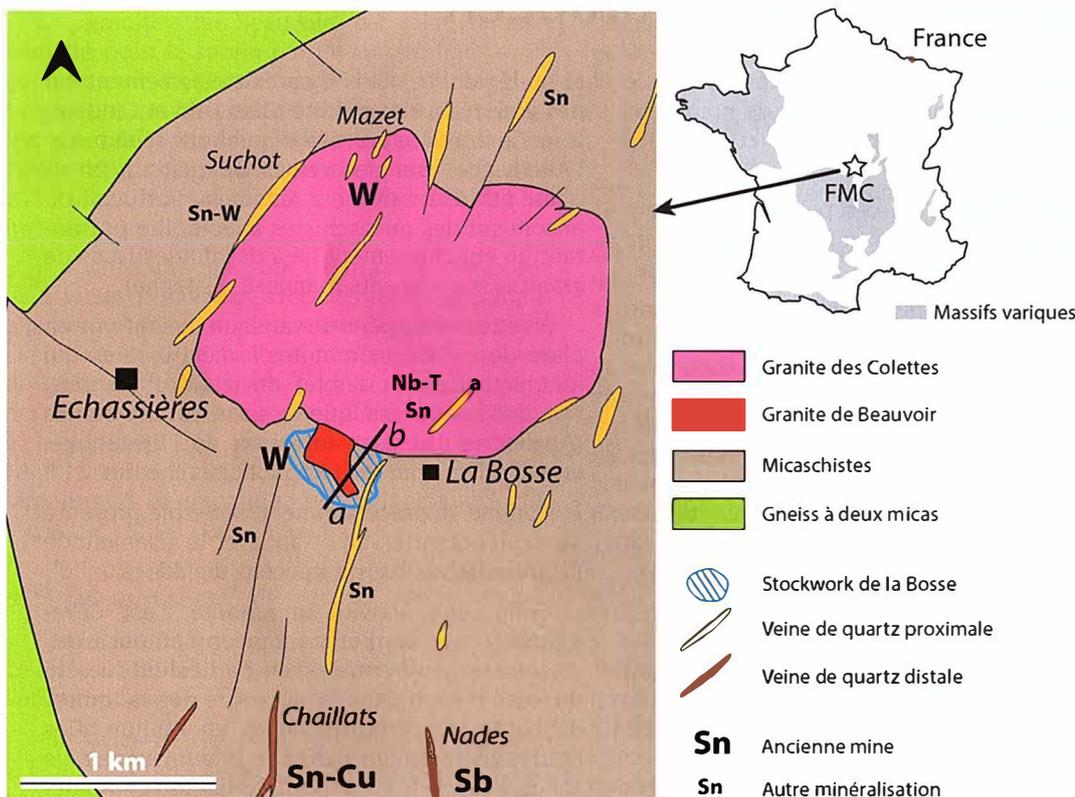


Fig. 3-8. – Carte géologique d'une partie de la série de la Sioule (para-autochtone) (modifiée d'après Monnier, 2018). Le granite des Colettes est intrusif dans un antiforme au centre des micaschistes para-autochtones en marron. Le granite de Beauvoir est la petite intrusion au sud du granite des Colettes, mis en place entre ce granite et son encaissant.

●●● Le granite à métaux rares de Beauvoir

Le complexe intrusif granite des Colettes – granite de Beauvoir est intrusif dans les micaschistes du para-autochtone ici représenté par la série de la Sioule (fig. 3-8). L'intrusion principale est le granite à biotite, muscovite ± cordiérite des Colettes. 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 (terme allemand désignant un réseau complexe de filons ou veines entrecroisées de quartz) 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 (fig. 3-9).

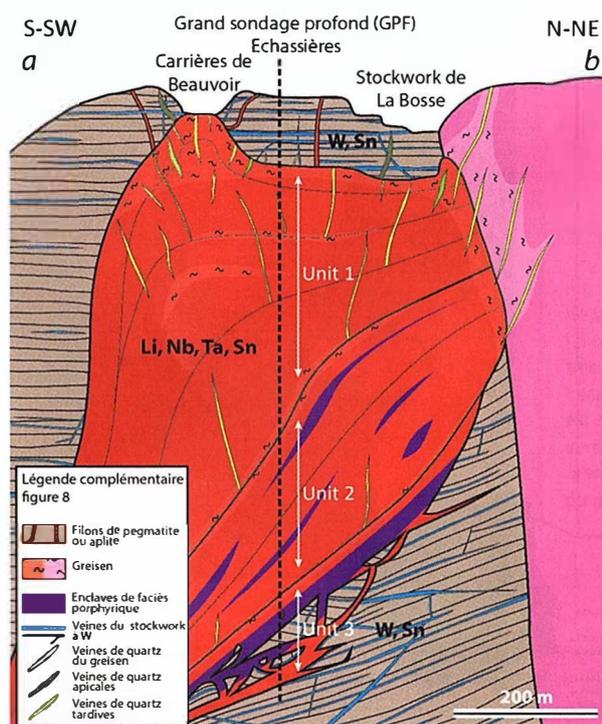


Fig. 3-9. – Coupe SSW-NNE passant par le sondage GPF (non figuré) montrant les 3 faciès du granite de Beauvoir recoupant le stockwerk à tungstène de la Bosse (veines bleu cyan dans les micaschistes représentés en marron) et recoupant le granite des Colettes. Par Monnier (2018), modifié d'après Cuney *et al.* (1985, 1986, 1992).

Le lithium du côté européen

En Europe, l'engouement actuel pour le lithium se traduit par l'acquisition de nombreux permis de recherche par des compagnies minières.

Un grand nombre de ces permis concernent des pegmatites à métaux rares notamment en Finlande, Portugal, Espagne, Autriche et Irlande.

En Finlande, les pegmatites LCT (Lithium-Césium-Tantale) qui font l'objet de travaux de recherche, pour certains très avancés, sont localisées dans la chaîne orogénique svécofennienne (2,1 à 1,8 Ga), avec une mise en place principalement en fin de ce cycle orogénique. Les champs de pegmatites principaux sont ceux de Kaustinen et Somero-Tammela. Les cibles sont des pegmatites à albite-spodumène (Länttä, Syväjärvi et Outovesi) ou à pétalite-spodumène (Luolamaki, Hirvikallio et Kietyömaäki).

Au sud-est de l'Irlande, les pegmatites LCT à spodumène d'Aclare et de Molysha, appartenant à la ceinture pegmatitique du granite de Leinster, se sont mises en place vers la fin du cycle calédonien (vers 412 Ma). Du côté ibérique et en Autriche, les pegmatites sont principalement d'âge varisque (Permien en Autriche), avec de nombreux projets, notamment au Portugal et en Espagne. La plupart de ces projets sont associés à des pegmatites à spodumène et/ou pétalite

et/ou lépidolite, mais il en existe également sur des greisens à zinnwaldite (Zinnwald et Cinovec, zone de frontière entre la République tchèque et l'Allemagne), sur des veines de quartz à phosphate lithinifère (Mine d'Argemela, Portugal) ou encore sur des micaschistes à lépidolite présentant un enrichissement lié à des fluides issus de granites sous-jacents (San José, Espagne).

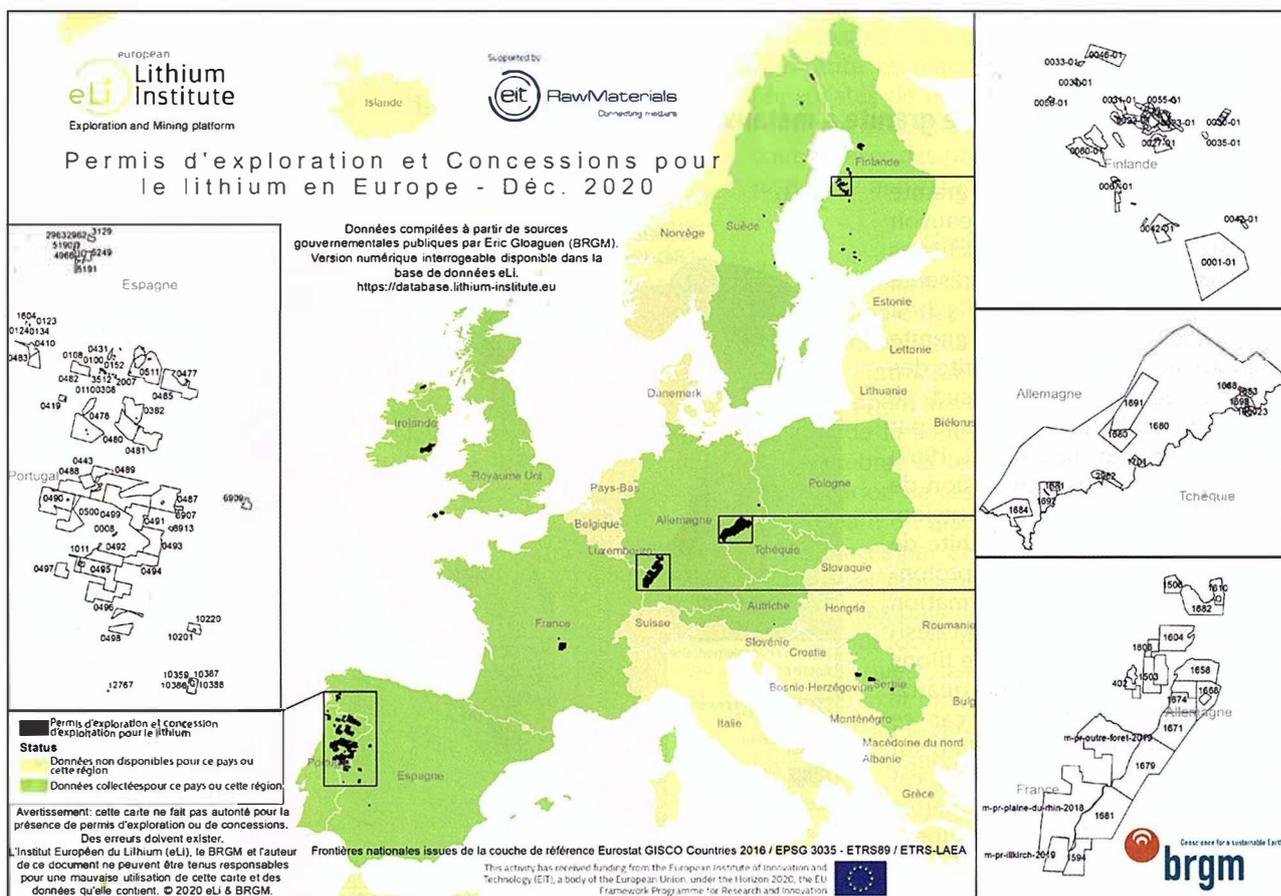
À cette même période varisque se sont mis en place de nombreux granites à métaux rares qui font actuellement l'objet de travaux d'évaluation des ressources, que ce soit en Cornouailles (Angleterre) ou dans le massif de l'Erzgebirge, entre l'Allemagne et la République tchèque.

Comme vu précédemment, la Serbie présente aussi un potentiel important avec le gisement de jadarite dans le bassin miocène de Jadar.

Enfin, une activité importante s'est développée ces dernières années autour des ressources géothermales, en particulier du côté du fossé rhénan dans lequel existe des saumures de haute température, riches en lithium. Des fluides géothermaux riches en lithium au sein de zones de socle font l'objet d'évaluation en Angleterre (Cornouailles) et en France.

■ **J. Melleton, E. Gloaguen, B. Gourcerol**

BRGM



Permis d'exploration et concessions pour le lithium en Europe.

- 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.

Il s'agit d'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.

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 (⁴⁰Ar/³⁹Ar sur lépidolite, Cheilietz *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).

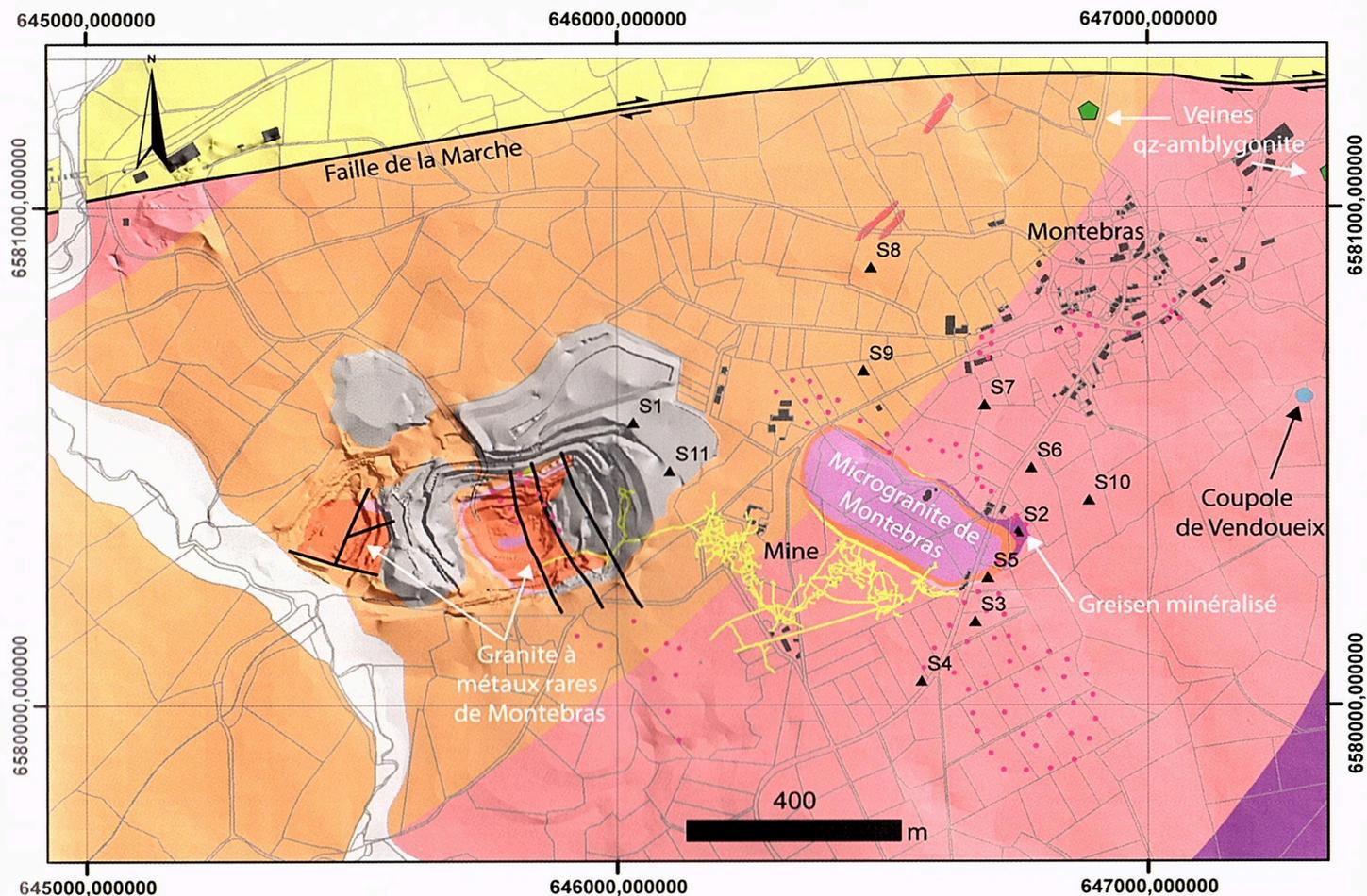
■ J. Melleton, E. Gloaguen

BRGM



Fig. 3-10. – Vue de l'extrémité sud-est de la carrière de kaolin Imerys de Beauvoir. Le contact entre le granite à métaux rares, très leucocrate, avec les micaschistes encaissants plus sombres est bien visible. Au centre, on peut observer deux zones verticales de greisenification intense marquées par une couleur plus sombre du granite.

La bibliographie des articles peut être consultée sur le site de la SGF à l'adresse suivante : www.geosoc.fr/complements-et-bibliographies.html



Légende

- ◆ Volantes de veines quartz-amblygonite
- Volantes de grisein
- Réseau de galeries de mine d'exploitation du stockscheider & quartzglöcke

Formations géologiques

Lithologie

- Alluvions anciennes de moyenne terrasse : galets, sables, limons (Riss = Pléistocène moyen récent)
- Alluvions récentes à actuelles : limons, argiles sableuses à graviers et galets (Weichsélien-Holocène)
- Verses de stérile d'exploitation
- Colluvions et alluvions de fonds de vallons (Holocène)
- Dykes d'aplite
- Coupole de granite albitique de Vendoueix
- Quartzglöcke minéralisé en lithium et étain
- Stockscheider minéralisé en lithium et étain
- Granite à métaux rares de Montebbras, leucogranite albitique à grain fin-moyen
- Leucogranite albitique à grain fin, à 2 micas et localement tourmaline, de type Toul-Ste-Croix (Namurien-Westphalien)
- Microgranite porphyrique de Montebbras
- Grisein lithinifère au dépend du granite de Chanon
- Granite porphyroïde, à biotite et cordiérite, du massif de Chanon (Tournaisien-Viséen)
- Granite à grain moyen, à biotite et muscovite, du massif de Chanon (Tournaisien-Viséen)
- UAA : Migmatites hétérogènes à biotite +/- cordiérite, de type aubussonites

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

