



HAL
open science

Ressources en terres rares de l'Europe et du Groenland : potentiel minier et enjeux

Nicolas Charles, Johann Tuduri, Gaétan Lefebvre, Olivier Pourret, Fabrice Gaillard, Kathryn Goodenough

► To cite this version:

Nicolas Charles, Johann Tuduri, Gaétan Lefebvre, Olivier Pourret, Fabrice Gaillard, et al.. Ressources en terres rares de l'Europe et du Groenland : potentiel minier et enjeux. Sophie Decrée. Ressources métalliques : cadre géodynamique et exemples remarquables, 1, ISTE Science Publishing Ltd; Wiley, pp.1-137, 2022, 9781789481358. hal-03138953

HAL Id: hal-03138953

<https://hal.science/hal-03138953v1>

Submitted on 11 Feb 2021

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

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

This article must be cited as follows:

Charles N., Tuduri J., Lefebvre G., Pourret O., Gaillard F., Goodenough K., 2021. *Ressources en terres rares de l'Europe et du Groenland : un potentiel minier remarquable mais tabou ?* In : Boulvais P. & Decrée S. (Eds), *Ressources métalliques : cadre géodynamique et exemples remarquables*. ISTE Science Publishing Ltd-Wiley.

Ressources en terres rares de l'Europe et du Groenland : un potentiel minier remarquable mais tabou ?

Nicolas CHARLES ^{1,*}, Johann TUDURI ^{1,2}, Gaétan LEFEBVRE ¹, Olivier POURRET ³,
Fabrice GAILLARD ², Kathryn GOODENOUGH ⁴

1 : BRGM-Service géologique de la France, F-45060 Orléans, France

2 : ISTO, UMR7327, Université d'Orléans, CNRS, BRGM, F-45071 Orléans, France

3 : UniLaSalle, AGHYLE, 19 rue Pierre Wagué, 60026, Beauvais cedex, France

4 : British Geological Survey, West Mains Road, Edinburgh EH9 3LA, UK

*Auteur correspondant : n.charles@brgm.fr

1. Introduction

Dix-sept éléments métalliques ont suscité ces dernières années toutes les attentions des principaux pays industrialisés qui souhaitent désormais s'orienter vers la transformation digitale et la transition énergétique. Les terres rares, au départ peu utilisées par l'industrie, sont aujourd'hui des métaux stratégiques, sorte de vitamines pour les technologies numériques et vertes (ex. Bru et al., 2015 ; Dushyantha et al., 2020 pour une revue ; EC, 2019a, b ; Blengini et al., 2020). Exploitées de façon anecdotique dans les années 1950-1960 au sein de placers à minéraux lourds en Australie, Inde, Afrique du Sud ou au Brésil, leur attrait grandit et les États-Unis deviennent le producteur principal des années 1970 à 1980 avec leur gisement de Mountain Pass. C'est ensuite la Chine qui manifestement « n'a pas autant de pétrole que le Moyen-Orient mais qui a des terres rares », comme aimera à le dire en 1992 le Premier Secrétaire du Parti Communiste chinois Deng Xiaoping, de devenir le principal producteur mondial de terres rares à la fin des années 1980. C'est encore le cas aujourd'hui avec une position hégémonique, grâce à l'exploitation de gisements gigantesques tel que Bayan Obo mais surtout au savoir-faire concernant la séparation des terres rares. Tout le monde semble au départ s'accommoder de cette situation, les pays importateurs bénéficiant de prix bas et évitant les impacts environnementaux et sociaux d'une exploitation de ces métaux sur leur territoire. Il aura suffi d'un incident diplomatique autour d'une petite île en mer de Chine orientale pour que tout bascule en septembre 2010. La Chine déclare un embargo des terres rares envers le Japon, gros importateur de terres rares et pays en pointe dans les technologies du numérique. Puis c'est l'abaissement des quotas d'exportation chinois qui met le feu aux poudres en 2011 avec l'augmentation fulgurante du prix des terres rares (jusqu'à 10 000 % pour le

dysprosium). Nombreux sont les pays qui prennent déjà conscience de la vulnérabilité de leur chaîne d'approvisionnement, l'Europe en tête (EC, 2011, 2017 ; Sebastiaan et al., 2017 ; Lauri et al., 2018 ; Blengini et al., 2020). Les terres rares sont désormais des matières premières stratégiques et leur criticité pour l'industrie européenne est classée prioritaire. L'exploration minière pour les terres rares bénéficie alors pendant quelques années d'investissements afin de trouver des alternatives aux gisements chinois. Outre l'étude de gisements primaires (Goodenough et al., 2016 ; EURARE, 2017 ; Tuduri et al., 2020), la voie du recyclage est aussi envisagée (Ahonen et al., 2015 ; Guyonnet et al., 2015). Il s'avère que l'Europe et le Groenland (territoire constitutif du Danemark) ont un réel potentiel minier en terres rares qui pourrait subvenir aux besoins du Vieux-Continent pour plusieurs décennies voire au-delà. L'Europe est le continent de la découverte des terres rares dès 1787 mais aucune mine n'exploite à ce jour ces métaux, ses importations dépendant à 95 % de la Chine (Gislev et Grohol, 2018). Le potentiel géologique ne fait cependant pas tout et il faut aussi développer toute une chaîne de valeur depuis l'extraction du minerai, ou plutôt des minerais de terres rares qui nécessitent des techniques de traitement adaptées pour chacun d'entre eux, jusqu'à la transformation en produits de haute valeur ajoutée (Ahonen et al., 2015). C'est bien là que les enjeux commencent car les investissements à envisager sont colossaux. De plus, qu'en est-il de l'acceptabilité environnementale, sociale et sociétale européenne de l'activité minière ? Si l'Europe possède un potentiel remarquable en terres rares, est-il possible d'envisager son exploitation ? Cette synthèse inédite dresse un panorama des terres rares en Europe à travers les aspects physico-chimiques, minéralogiques, socio-économiques, géologiques, géodynamiques et métallogéniques.

2.1.2. Propriétés physiques et chimiques des terres rares

Les REE possèdent des propriétés physico-chimiques très recherchées par les industriels, notamment grâce à leur structure électronique interne associée à la sous-couche électronique 4f. Les REE sous forme métallique neutre ont des rayons atomiques assez proches, sauf l'euprimum et l'ytterbium dont le rayon atomique plus grand explique leur plus faible densité. Leurs duretés sont variables passant de tendre (La, Nd, Yb) à dur (Ho, Er, Lu). Les REE sont moyennement fusibles, leurs températures de fusion s'échelonnant entre 799°C (Ce) et 1 663 °C (Lu). Les propriétés spectrales des REE sont les plus remarquables tant en absorption (coloration) qu'en émission (luminescence) justifiant leur utilisation courante dans les luminophores et les lasers. C'est le degré de mobilité des électrons dans les niveaux d'énergie des atomes qui est à la base de cette propriété. Soumis à de puissants rayons (ex. rayons UV), un atome de REE entouré de ligands (oxyde ou molécule) va s'exciter électroniquement et la désexcitation de l'atome de REE se traduira par l'émission de lumière avec des pics d'émission de longueurs d'onde spécifiques selon l'élément de REE (ex. Y et Eu : rouge et bleu ; Tb et Tm : vert ; Ce : jaune). L'autre propriété physique remarquable de certaines REE est leur magnétisme à l'origine de leur utilisation pour la confection d'aimants permanents de haute performance (aimantation et rémanence

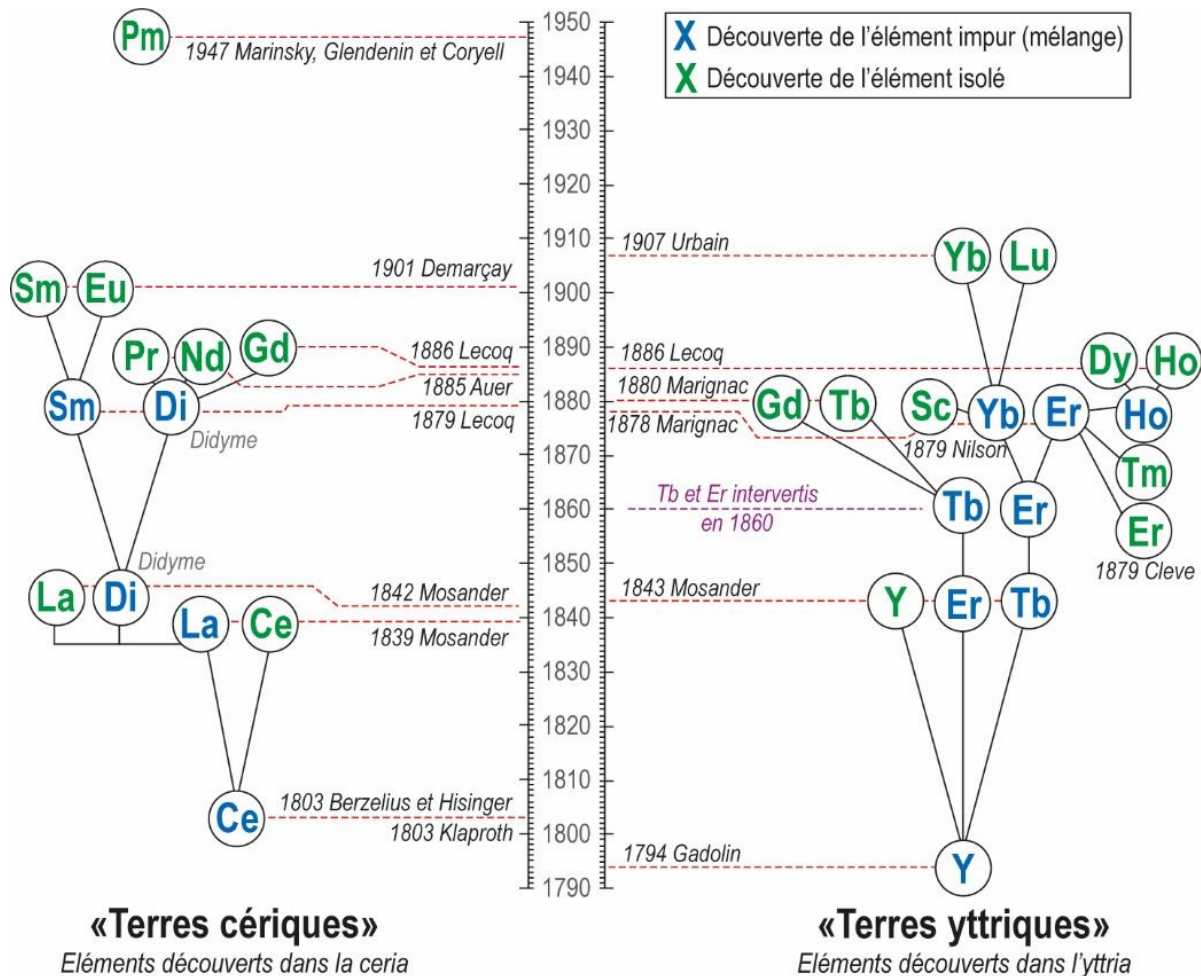
élevées). Les REE couplées à des éléments de transition (Fe, Co) permettent la confection des aimants les plus coercitifs fabriqués à l'échelle industrielle (Sm-Co, Nd-Fe-B).

Du point de vue chimique, les REE sont des métaux réducteurs (propriété désoxydante et désulfurante). La plupart s'oxyde assez rapidement à l'air et à température ambiante en quelques jours à quelques mois (Eu, La, Ce, Pr, Nd). Les HREE résistent plusieurs années à l'oxydation (Y, Dy, Ho, Er). Broyé finement, le Ce allié au Fe (ferrocérium) brûle à l'air. C'est l'une des premières applications des REE avec les pierres à briquet constituées de ferrocérium. Dans les minéraux, les REE sont sous forme de cation trivalent. Bien que le rayon ionique varie d'une terre rare à l'autre, leurs propriétés chimiques demeurent remarquablement homogènes, notamment en solution. Bien que de nombreuses substitutions entre REE se produisent au sein du réseau cristallin des minéraux, certaines espèces minérales sont plus adaptées et plus favorables à accueillir une gamme de rayons ioniques. C'est le cas des minéraux de « terres cériques », plus enclins à incorporer Ce, La, Nd, Pr, (Sm), (Eu) et (Gd) comme la monazite et la bastnäsite. D'autres minéraux dits « terres yttriques » sont plus favorables à Y, Tb, Dy comme le xénotime et la gadolinite.

2.1.3. Une courte histoire des terres rares

La découverte des terres rares débute en 1787 en Suède. Rappelons au passage, que le mot « terres » était le nom donné par les chimistes aux oxydes métalliques supposés être des corps simples. L'épithète « rares » rappelle les difficultés rencontrées par les chimistes pour les isoler et leur concentration supposée faible dans les minerais. Carl Axel Arrhenius, chimiste suédois décrit pour la première fois un minéral noir et dense dans les pegmatites d'Ytterby. Envoyé pour analyse au chimiste finlandais Johan Gadolin, ce dernier découvrira en 1794 une nouvelle « terre » contenue dans ce minéral, l'yttria, qui donnera son nom à l'ytterbite, connue depuis sous le nom gadolinite. Cependant, un minéral rougeâtre a été découvert plus tôt, en 1751, par le minéralogiste suédois Axel Fredrik Cronstedt dans la mine de cuivre de Bastnäs. Ce n'est qu'en 1803 que les chimistes suédois Jöns Jakob Berzelius et Wilhelm Hisinger isolent une nouvelle « terre » aux propriétés proches de l'yttria. Cette nouvelle terre est nommée « ceria », en référence à l'astéroïde Cérés tout juste découvert, et donnera son nom au minéral bastnäsite.

Tout au long du XIX^e siècle, différents chimistes découvrent que les quelques terres isolées précédemment contiennent en fait plusieurs autres éléments chimiques aux propriétés proches. Par exemple, Carl Gustaf Mosander découvre en 1839 que l'oxyde de cérium est aussi composé d'un oxyde d'un autre élément qu'il nommera lanthane (du grec lanthano, être caché). En 1843, il découvre que l'ytterbium est en fait un mélange contenant deux autres éléments, le terbium et l'erbium. Le dernier élément de REE, le lutétium, est découvert en 1907. Enfin, il est à noter que le prométhium est découvert en 1947 dans les produits de fission de l'uranium du réacteur d'Oak Ridge (États-Unis). Les REE ont donc été découvertes par séparation progressive, certaines à partir du cérium (terres cériques), les autres à partir de l'yttrium (terres yttriques). À noter que le gadolinium sera identifié dans les deux types de terres. Par ordre de découverte (Figure 2) : Y (1794), Ce (1803), La (1839), Er (1843), Tb (1843), Sc (1876), Yb (1878), Ho (1879), Sm (1879), Tm (1879), Gd (1880), Nd (1885), Pr (1885), Dy (1886), Eu (1901), Lu (1907) et Pm (1947).



«Terres cériques»

Eléments découverts dans la ceria

«Terres yttriques»

Eléments découverts dans l'yttria

Figure 2 : Filiation des découvertes successives des REE (d'après asianmetals.com et vanderkrogt.net).

2.2. Minéraux de terres rares

Du point de vue géologique, les REE ne sont pas rares. Leur abondance naturelle dans la croûte terrestre est au moins équivalente à celle des métaux de base (Zn, Cu, Pb, Ni, Co) et bien moins rare que des métaux précieux (Ag, Au). En revanche, les LREE étant les plus abondantes, elles se retrouvent à des concentrations parmi les plus élevées dans de nombreux gisements primaires. À l'inverse, les HREE sont nettement moins abondantes à l'instar des métaux rares (Sn, W, Ta) et sont donc bien plus rares y compris dans les gisements de ces éléments (excepté Y). Pour cette raison, les HREE sont considérées comme plus stratégiques que les LREE, d'où une valeur marchande bien plus élevée. Ainsi, le rapport HREE/LREE est un paramètre critique pour l'évaluation d'un gisement.

En fait, c'est la faible quantité de minéraux naturels porteurs de REE qui justifie le terme « rare ». Bien que plus de 200 espèces minérales de REE soient aujourd'hui connues (ce qui reste faible), seules certaines d'entre elles (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**) présentent un intérêt commercial (Gupta et Krishnamurthy, 2005). En effet, si les REE

sont fréquemment incorporées dans le réseau cristallin de carbonates, d'oxydes, de silicates ou encore de phosphates en substitution d'autres éléments chimiques plus courants, l'industrie minière ne valorise qu'un très faible nombre de minerais de REE : la bastnäsite (fluorocarbonate), la monazite et le xénotime (phosphates), et la loparite (oxyde). Des REE ont également été extraites de l'apatite en Russie et en Afrique du Sud, mais cette production a été extrêmement limitée. Excepté le xénotime qui est enrichi en HREE, tous ces minéraux sont essentiellement caractérisés par leur grande richesse en LREE. Puisque les lanthanides partagent des similitudes avec les éléments du groupe des actinides, les minéraux de REE renferment également et quasi-systématiquement des éléments radioactifs (ex. Th et/ou U). L'uraninite comme la thorite pourront également accompagner les minéraux de REE. La présence de ces éléments radioactifs constitue un frein au développement d'un projet minier. En effet, la radioactivité suit toutes les étapes du processus d'enrichissement des minerais jusqu'à la métallurgie. Ces minéraux et éléments radioactifs

constituent un déchet qui doit être rigoureusement géré. Pour ces raisons, il faut s'intéresser aux teneurs en U et Th dans les gisements, particulièrement aux rapports ThO_2/REO et $\text{U}_3\text{O}_8/\text{REO}$ des minéraux constituant le minerai.

Extraite des principales mines chinoises de Bayan Obo, Maoniuping Weishan et Dalucao ainsi qu'à Mountain Pass aux États-Unis, la bastnäsité est le principal minerai de REE (Verplanck et al., 2016 ; Jia et Liu, 2020). Depuis les années 1970, les argiles dites ioniques ou argiles latéritiques d'ion-adsorption, constituent une source importante de HREE (Bao et Zhao, 2008). Cette production, uniquement localisée dans le sud de la Chine à Longnan (Jiangxi) mais également dans les provinces du Guangdong et Guangxi) est favorisée par un coût de main d'œuvre bas, et des procédés d'extraction relativement simples par lixiviation in situ avec des solutions neutres ou acides. Cependant, avec des teneurs de minerai extrêmement faibles de 0,03 à 0,35 % REO

(Chi et Tian, 2008 ; Zhou et al., 2017), de tels procédés questionnent sur l'équilibre entre faisabilité économique et protection de l'environnement. Néanmoins, la forte proportion de HREE couplée à la très faible concentration en éléments radioactifs (U, Th) associées à ce type de gisement en font un défi attrayant dans l'exploration minière. Cette dernière décennie a vu l'émergence d'un important marché de l'exploration des REE afin de définir des ressources hors Chine. Si différents projets sont en cours de valorisation, nombre d'entre eux constituent des projets innovants car non-conventionnels et donc risqués économiquement. Certains projets correspondent à de nouveaux modèles de gisement, d'autres cherchent à valoriser de nouveaux minéraux : pyrochlore, fergusonite, oxydes et nombreux silicates (ex. allanite, eudialyte, steenstrupine). Ces phases minérales, notamment celles silicatées, présentent l'avantage d'être enrichies en HREO.

Minéral	Formule chimique	Concentration en		
		RE ₂ O ₃	ThO ₂	UO ₂
Allanite	$([\text{REE}],\text{Ca})_2(\text{Al},\text{Fe})_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$	2,5-17	<3	
Ancylite	$\text{Sr}[\text{LREE}](\text{CO}_3)_2(\text{OH})\cdot\text{H}_2\text{O}$	46-53	<0,4	<0,1
Apatite	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F},\text{Cl},\text{OH})$	<<2*		<0,05
Bastnäsité	$[\text{LREE}]\text{CO}_3(\text{F},\text{OH})$	58-75	<2,8	<0,1
Argiles	REE adsorbées sur kaolinite/halloysite $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$	<<4	<0,01	<0,001
Eudialyte	$(\text{Na},[\text{REE}])_{15}(\text{Ca},[\text{REE}])_6(\text{Fe},\text{Mn})_3(\text{Si},\text{Nb})_2(\text{Zr},\text{Ti})_3\text{Si}_{24}\text{O}_{72}(\text{OH},\text{F},\text{Cl},\text{H}_2\text{O})_6$	1-10		<0,1
Euxénite	$([\text{REE}],\text{U},\text{Th})(\text{Nb},\text{Ta},\text{Ti})_2\text{O}_6$	16-30	<4,3	3-9
Fergusonite	$[\text{REE}]\text{NbO}_4$	43-52	<8	<13,6
Gadolinite	$[\text{REE}]_2\text{FeBe}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}$	45-54	<0,4	
Loparite	$(\text{Na},[\text{LREE}],\text{Ca},\text{Sr},\text{Th})(\text{Ti},\text{Nb},\text{Ta})\text{O}_3$	28-37	1,6	0,03
Monazite	$([\text{LREE}],\text{Th},\text{Ca})(\text{P},\text{Si})\text{O}_4$	35-71	<20	<16
Parisite	$\text{Ca}[\text{LREE}]_2(\text{CO}_3)_3\text{F}_2$	50-59	<4	<0,3
Pyrochlore	$(\text{Ca},\text{Na},\text{U},[\text{REE}])_2(\text{Nb},\text{Ta})_2\text{O}_6(\text{OH},\text{F})$	< 22	<4	<27
Steenstrupine	$\text{Na}_{14}[\text{LREE}]_6\text{Mn}_2\text{Fe}_2(\text{Zr},\text{Th})(\text{PO}_4)_7\text{Si}_{12}\text{O}_{36}\cdot 3(\text{H}_2\text{O})$	< 31	<6	<1
Thorite	$(\text{Th},\text{U},[\text{REE}])\text{SiO}_4$	<3	65-81	10-16
Uraninite	UO_2	<1,5	<12,2	50-98
Xénotime	$([\text{HREE}],\text{Zr},\text{U})(\text{P},\text{Si})\text{O}_4$	54-74	<8,4	<5,8
Zircon	$(\text{Zr},[\text{HREE}],\text{Th},\text{U})\text{SiO}_4$	< 19	0,01-0,8	0,01-4

Tableau 1 : Chimie des principaux minéraux de terres rares (Tuduri et al., 2015). En gras, sont mentionnés les minéraux valorisés par l'industrie extractive.

3. Économie des terres rares dans le monde et place de l'Europe

3.1. Les domaines d'application des terres rares

Le premier usage des REE est attesté dès 1885 où le cérium est utilisé dans les manchons à gaz de la ville de Vienne. Les usages des REE sont très limités jusqu'aux années 1960 (ferrocérium des pierres à briquet), puis plus diversifiés avec des applications technologiques à partir des années 1970 (écrans cathodiques couleur, lasers, luminophores, etc.) et 1980 (aimants permanents). Les REE ont des propriétés magnétiques, électroniques, optiques et

catalytiques exceptionnelles, aujourd'hui particulièrement utiles pour des technologies toujours plus diversifiées voire pointues, notamment l'industrie de la défense, l'électronique, ou les énergies renouvelables (Figure 3 et Figure 4; Balaram, 2019; Dushyantha et al., 2020). Les REE sont utilisées sous différentes formes chimiques : métalliques, alliages, oxydes et chlorures.

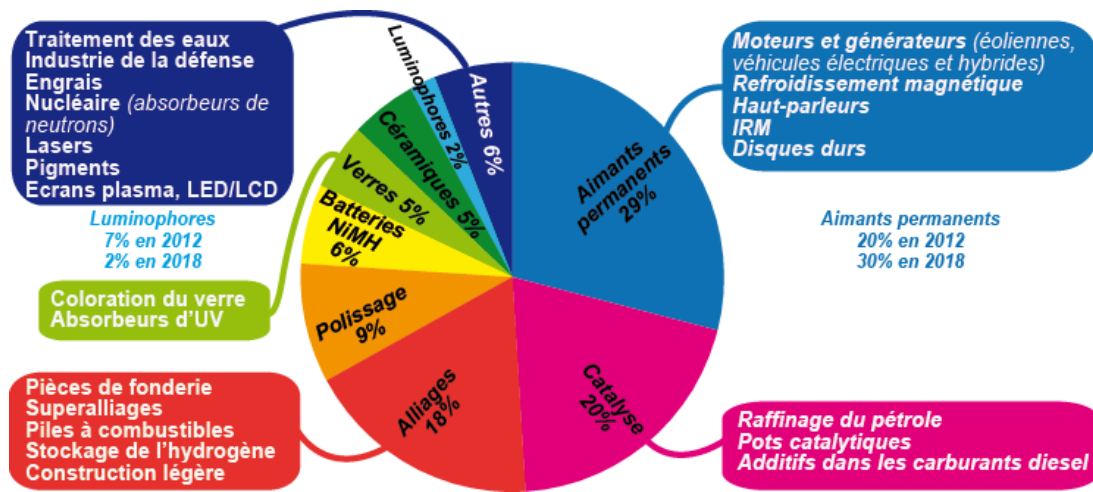


Figure 3 : Répartition des usages des REE par filières dans le monde en 2018.

Élément	Applications
Y	Luminophores, céramiques, alliages métallurgiques, lasers, catalyse
La	Catalyse du craquage des pétroles lourds, batteries NiMH, alliages métallurgiques, optique, luminophores, mischmétal
Ce	Polissage du verre, alliages métallurgiques, catalyse automobile, optique, luminophores, mischmétal
Pr	Aimants permanents, luminophores, céramiques, mischmétal, alliages métallurgiques, catalyseurs d'oxydation
Nd	Aimants permanents, céramiques, alliages métallurgiques, mischmétal, luminophores, lasers
Pm	
Sm	Aimants permanents, optique, médecine, nucléaire
Eu	Luminophores, optique, nucléaire
Gd	Aimants permanents, alliages métallurgiques, luminophores, imagerie médicale, lasers
Tb	Luminophores, aimants permanents, alliages métallurgiques, dopage de composants électroniques
Dy	Aimants permanents, alliages métallurgiques, optique, nucléaire
Ho	Coloration du verre, dopage de cristaux lasers
Er	Coloration du verre, luminophores, télécommunication optique, lasers médicaux
Tm	Dopage de fibres lasers et de certains luminophores
Yb	Constituant de cristaux lasers, mesures sismiques, métallurgie
Lu	Tomographie médicale, céramiques, alliages métallurgiques, lasers, catalyse

Figure 4 : Applications principales pour chaque REE (Bru et al., 2015 et références associées ; Sebastiaan et al., 2017).

Les REE ont permis d'augmenter la performance des produits technologiques tout en assurant une miniaturisation à l'instar des aimants, et méritent bien leur appellation de « vitamines de l'industrie moderne » (Balaram, 2019). Depuis quelques années, les REE suscitent un intérêt supplémentaire eu égard à leur usage pour la fabrication des technologies vertes (éoliennes, panneaux solaires) indispensables pour assurer la transition énergétique (Judge et al., 2017). Ainsi, l'utilisation de Pr, Gd, Eu et Er sous forme de nanoparticules dans les panneaux solaires permet d'améliorer la capacité de conversion des photons en énergie. Pr, Nd, Tb et Dy sont quant à eux utilisés dans les aimants permanents des éoliennes et permettent un allègement drastique (100 g aimant NdFeB équivalent à 1 kg d'un aimant traditionnel), une miniaturisation du moteur, tout en assurant une performance accrue même à faible vitesse de vent et une maintenance amoindrie. Néanmoins, la volatilité du marché des REE amène à trouver des éléments de substitution (Bru et al., 2015 ; Pavel et al., 2017). D'autres domaines moins connus des REE sont ceux de la zootechnie et de l'agriculture puisque les REE assurent un rôle essentiel dans le fonctionnement et la structure des molécules des systèmes biologiques, notamment La et Ce (Abdelnour et al., 2019). Les REE sont ainsi incorporés dans les aliments pour animaux et les engrais. Les REE peuvent être aussi militarisées, sous la forme d'aimants permanents performants (SmCo, NdFeB) et utiles pour le système de guidage des missiles, des avions de chasse ou des drones, ou pour les moteurs électriques embarqués. Tb, Er et Gd sont utiles pour les lentilles optiques de lunettes à vision nocturne. Y sert à la confection de céramiques

très résistantes (char, gilet pare-balles). Eu et Lu permettent d'amplifier les signaux radar ou sont utiles pour la détection au sonar.

Les secteurs d'utilisation des REE ont largement évolué depuis 2010, année de la crise mondiale provoquée par la restriction des exportations chinoises et la baisse momentanée de la consommation mondiale (Bru et al., 2015). Dès 2012, la croissance de cette consommation a repris, et dépassé les 100 000 t REO (Figure 6), grâce notamment au secteur des aimants permanents. La principale technologie utilisée est celle des aimants NdFeB, utilisant en particulier Nd et Pr avec en moindre mesure Dy et Tb pour les applications de haute performance. Les aimants NdFeB sont l'application la plus consommatrice de REE à l'échelle mondiale, avec environ 30 % en tonnage des usages de REE en 2018, et près de 53 % de la valeur totale du marché des REE. Cette demande croît de 10 % par an. Les secteurs d'usages de ces aimants sont multiples, comme le domaine des moteurs électriques à très haut rendement où ils permettent la miniaturisation (électronique, robotique) et l'allègement des équipements (générateurs d'éoliennes off-shore, moteurs des véhicules électriques, etc.). Les autres secteurs d'usages des REE deviennent proportionnellement minoritaires (Bru et al., 2015), soit du fait d'usages restreints ou spécifiques (industrie de la défense, lasers médicaux, etc.) ou au contraire d'usages à plus faible valeur ajoutée pour des applications où les performances ont une moindre importance (poudres de polissage, catalyseurs automobiles, alliages métallurgiques).

3.2. L'évolution des prix

Une grande disparité existe entre les prix des LREE, très abondants, et les HREE, réservés à des applications de niche du fait de leur rareté. Ces prix s'échelonnent ainsi du simple au centuple ou davantage selon les éléments (Figure 5).

Ces prix ont aussi fortement varié dans le temps, avec des prix multipliés par plusieurs dizaines entre 2002-2003 et un pic en juillet 2011, avant une forte baisse puis un nouvel équilibre relatif après 2015. La très forte flambée des prix de toutes les REE a été amorcée début 2010, amplifiée à partir de février 2011, et ayant atteint son paroxysme à la mi-juillet 2011. Le 14 juillet 2011, le prix du dysprosium-métal a atteint 3 410 US\$/kg, soit une multiplication d'un facteur 106 par rapport au prix moyen de ce métal au cours des années 2002-2003 (il était alors de 32,1 US\$/kg), soit une augmentation de 10 500 %, ce qui constitue vraisemblablement un record absolu, toutes matières premières confondues.

La montée en flèche des prix en 2010-2011 avait été déclenchée par la conjonction de deux facteurs principaux :

- la décision d'une forte réduction des quotas chinois à l'exportation (passés d'environ 60 kt en 2006-2007 à 57 kt en 2008, 50 kt en 2009 puis 30 kt/an à partir de 2010);

- l'augmentation de la demande (après une chute marquée en 2009 dans un contexte de morosité économique d'après-crise) et de l'anticipation d'une poursuite de cette augmentation, plus particulièrement pour les aimants permanents (poussée en faveur des énergies renouvelables, dont les éoliennes ; anticipation, à l'époque, d'un décollage significatif de la part du marché des véhicules électriques, etc.), et les luminophores (généralisation du remplacement des ampoules à incandescence par des ampoules fluo-compactes).

L'incident des îles Senkaku/Diaoyu en septembre 2010 entre la Chine et le Japon, a conduit la Chine à

décréter un embargo sur les exportations de REE vers le Japon en octobre 2010. Cité par beaucoup comme le déclencheur de la flambée des prix des REE, cet événement n'a en réalité fait qu'accentuer la hausse des prix déjà amorcée plusieurs mois auparavant et qui s'est poursuivie plusieurs mois après. Les menaces sur les approvisionnements pour le monde en dehors de la Chine suite à cet événement ont conduit les industriels-utilisateurs à acheter pour constituer des stocks préventifs, contribuant ainsi à une hausse des prix, le tout accentué par un facteur spéculatif. Selon un mécanisme classique de « bulle », la flambée des prix a conduit à une baisse de la demande (Figure 6). Cette baisse de la consommation a conduit à un « éclatement » de cette bulle et à une baisse quasi-continue des prix pendant 2 ans (entre mi-2011 et mi-2013).

Après des remontées ponctuelles en 2014 et 2017 liés à des déséquilibres offre-demande et certains effets d'annonces (Lefebvre, 2017), les prix des différentes REE sont restés à des niveaux quasi inchangés jusqu'en 2020. Exprimés sous forme métal 99% FOB Chine, La et Ce sont restés à des niveaux quasi inchangés en 2018 et 2019, à 6 \$/kg en moyenne. Le prix du Tb, la plus chère des REE, s'établit aux alentours de 600 \$/kg, tandis que le Dy s'échange à 250 \$/kg en moyenne. Enfin, les prix du Nd et du Pr sont aujourd'hui stabilisés à 55 \$/kg et 100 \$/kg respectivement (contre 85 \$/kg en moyenne sur 2016 et 2017 pour Pr, illustrant son rôle croissant pour les aimants permanents).

La crise sanitaire liée à la pandémie mondiale de COVID-19 a eu des impacts limités sur le marché des terres rares en Chine. Si 70 à 80 % des capacités de transformation de terres rares ont subi des interruptions temporaires en janvier et février 2020 liées au confinement (en particulier les capacités de traitement des HREE dans les régions du Sud, des provinces du Jiangxi et du Guangdong, plus proches de la ville de Wuhan), la plupart d'entre elles ne fonctionnaient déjà pas à pleine capacité, ou

concernaient des sites illégaux ou obsolètes. Ce sont donc les surcapacités du pays dans la production de terres rares qui ont limité l'impact de la crise sanitaire sur la filière. Seuls le dysprosium et le terbium, éléments de HREE impliqués pour les aimants permanents NdFeB de haute performance (dans des conditions de température supérieure à 200 °C) ont connu une hausse de prix significative entre janvier et mars 2020 : respectivement de 15,5 % pour le terbium métal (762 \$/kg) et 20 % pour le dysprosium métal (372 \$/kg), traduisant davantage la baisse des stocks disponibles qu'une tendance de fond.

L'augmentation de la demande liée au décollage des ventes de véhicules électriques et des énergies renouvelables, face à des limitations des capacités de production chinoises (Figure 6) pourraient conduire à une nouvelle hausse des prix d'ici 2025. En moyenne, la demande en REE progresse de 8 à 10 % par an et devrait se poursuivre à ce rythme, tiré par l'essor des véhicules électriques et de l'éolien off-shore, ainsi que celui de l'électronique et de la robotique. À un tel rythme, la consommation mondiale de REE pourrait doubler en moins de 10 ans.

Le cas des véhicules électriques est éloquent. Si les ventes étaient de l'ordre de 2 millions d'unités en 2018, beaucoup de scénarii prévoient une augmentation exponentielle estimée en 2030 entre 20 et 38 millions/an par l'Agence Internationale de l'Énergie (New Policies Scenarios et EV30@30). Or, selon les données du consultant Roskill (2018), les nouveaux véhicules électrifiés étaient à 90 % équipés de moteurs à aimants permanents à REE (dominés par les modèles chinois, mais aussi Tesla pour son Model 3 Long Range) contre la technologie des moteurs à induction, notamment choisie par BMW pour s'affranchir des REE. Par conséquent, avec une valeur moyenne de 2 kg d'aimants permanents embarqués par véhicule, soit 750 g d'alliage Nd-Pr, ce nouveau marché atteindrait entre 15 000 et 28 500 t d'alliage Nd-Pr, contre 3 000 t en 2018.

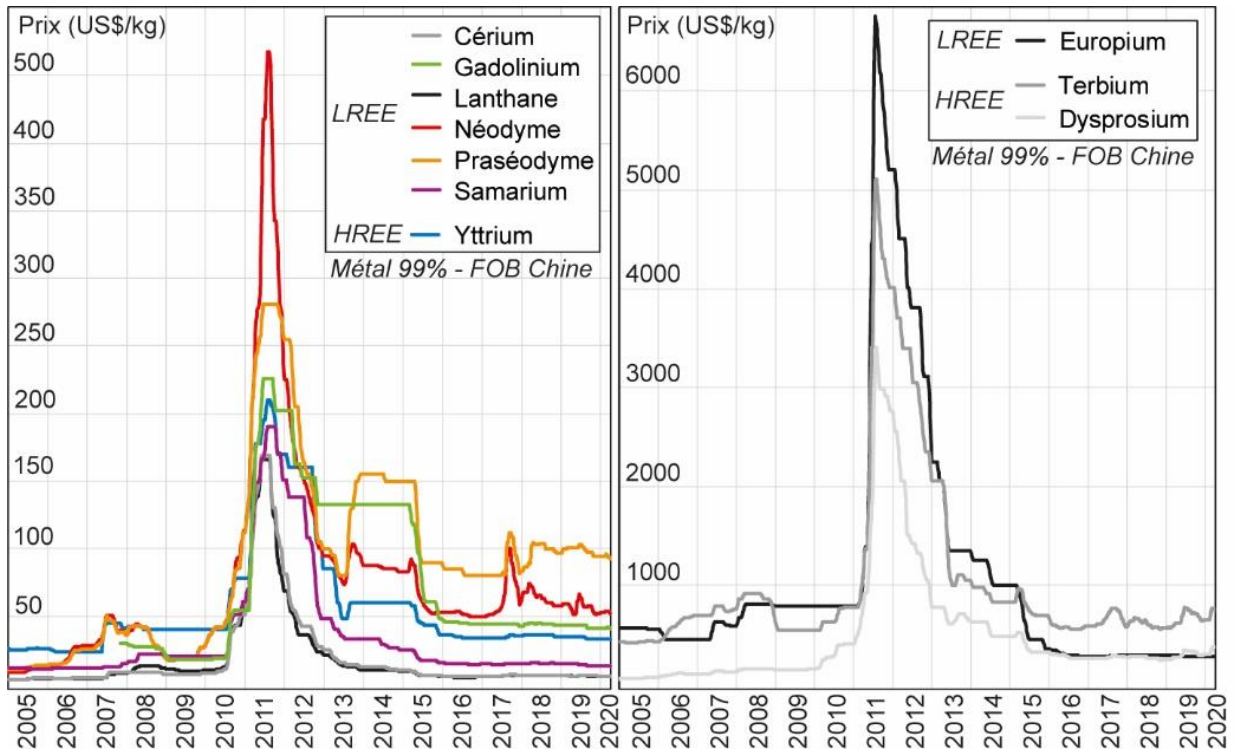


Figure 5 : Évolution des prix pour les principales REE (d'après BRGM).

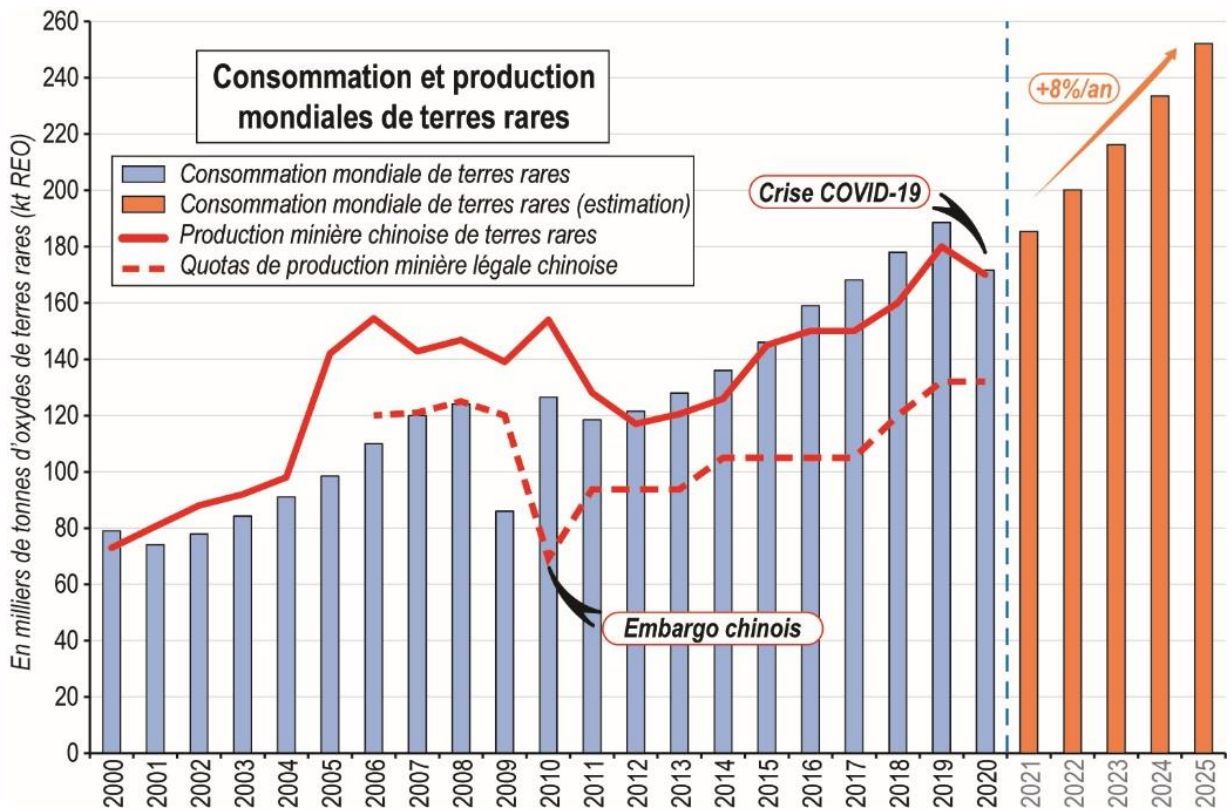


Figure 6 : Consommation et production mondiales de REE entre 2000 et 2020 et estimations entre 2021 et 2025 (d'après BRGM).

3.3. L'Europe dans l'économie des terres rares

L'Europe consomme de l'ordre de 10 % des REE produites dans le monde. En outre, c'est l'un des marchés les plus prometteurs pour le développement de la mobilité électrique et pour l'installation d'éoliennes *off-shore*. Des questions légitimes se posent sur les sources potentielles de REE pour assurer ses besoins. En 2018, la production mondiale est estimée à 170 000 t REO. Ce chiffre représente une fourchette basse, car seuls les quotas officiels du gouvernement chinois sont considérés (120 000 t en 2018, en augmentation de 14 % par rapport à 2017) et non la production illégale du pays (estimée entre 40 000 et 50 000 t). La contribution de la Chine dans la production mondiale serait comprise entre 70 et 90 % selon les estimations.

L'intégration verticale de toute la chaîne de production des REE jusqu'aux aimants permanents est un avantage compétitif majeur de la Chine, et soulève l'importante question de la vulnérabilité de l'approvisionnement pour l'industrie européenne (Figure 7), non seulement de la matière première

mais également des produits en découlant (Figure 8). Afin d'atténuer les risques industriels concomitants, l'UE encourage les États-membres à développer et à diversifier leurs sources d'approvisionnement, qu'elles soient primaires (minières) ou secondaires grâce à la réutilisation, au recyclage et à la réduction des déchets (Guyonnet et al., 2015; Rollat et al., 2016). L'un des principaux enjeux pour le continent européen, au-delà de la mise en exploitation de ces gisements, est de retrouver une certaine maîtrise de la transformation des REE aux étapes de séparation et de raffinage, s'inspirant des dynamiques récentes de l'Australie et des États-Unis. Ainsi, les Australiens ont déclaré certains projets « d'intérêt national » et ont confirmé en mars 2020 la volonté de faire partie du consortium de financement pour le développement du projet Dubbo en Nouvelle-Galles du Sud (Alkane, 2020). Les américains via le Pentagone ont annoncé en juillet 2020 une aide de 40 millions US\$ pour la construction de deux usines de séparations des terres rares lourdes sur le sol américain (Scheyder, 2019, 2020).

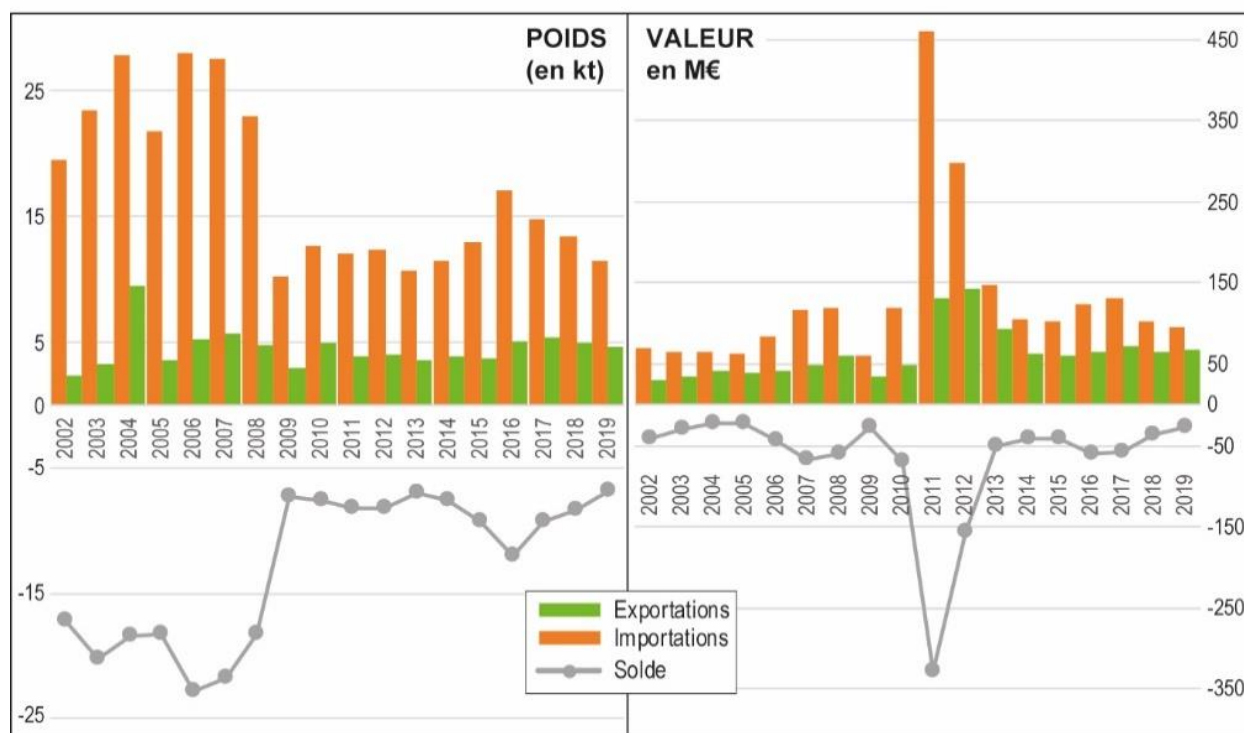


Figure 7 : Importations, exportations et balance commerciale de l'Union européenne pour les REE (métaux, alliages et composés) exprimées en poids (kt - milliers de tonnes) et en valeur (M€ - millions d'euros) entre 2002 et 2019 (d'après Eurostat). Codes CN8 n°2846 et 280530.

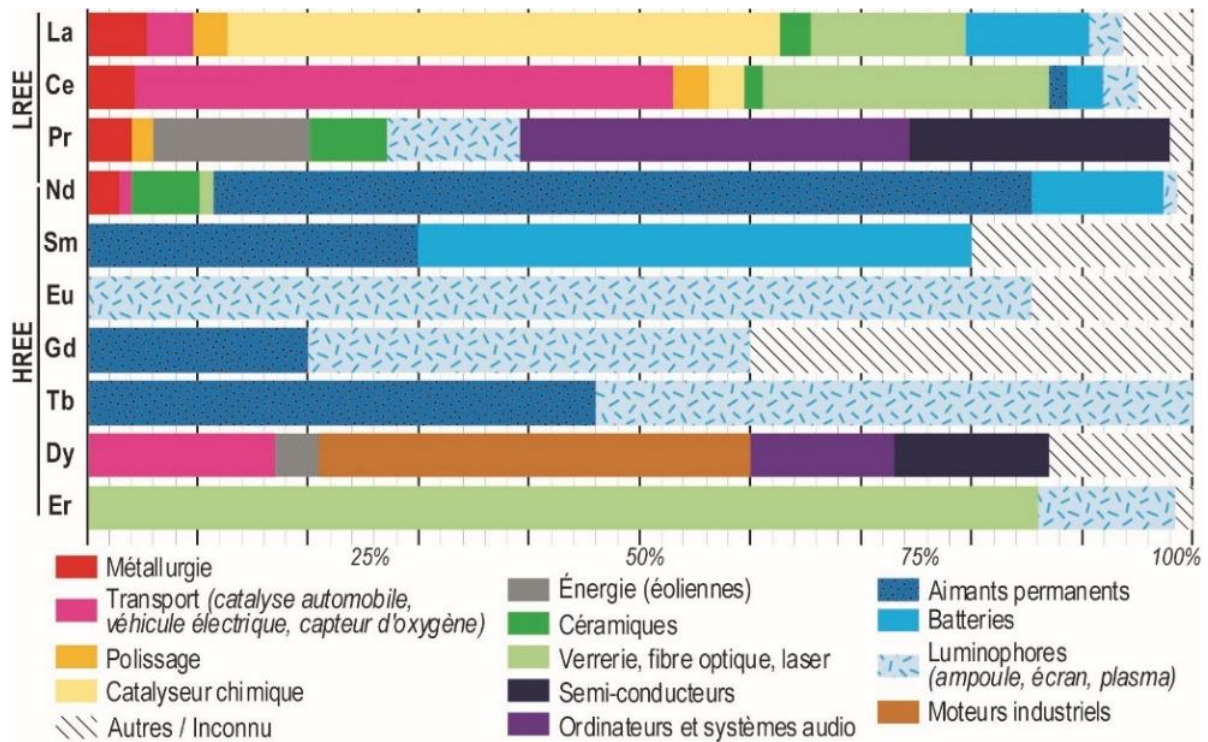


Figure 8 : Usage des REE dans l'Union Européenne en 2016 (Sebastian et al. (2017) et références associées).

4. Classification des gîtes de terres rares

Les gisements de REE peuvent être divisés en deux grandes catégories (Figure 9) : (1) les gîtes primaires ou endogènes associés aux processus magmatiques et hydrothermaux et (2) les gîtes secondaires ou exogènes liés à des processus sédimentaires et/ou climatiques (Walters et al., 2011 ; Chakhmouradian et Wall, 2012 ; Chakhmouradian et Zaitsev, 2012 ;

Charles et al., 2013 ; Tuduri et al., 2015 ; Goodenough et al., 2016 ; Dushyantha et al., 2020). Malgré la grande variété de gisements, seuls 5 types sont exploités : carbonatites (48 % de la production mondiale), gîtes du magmatisme alcalin (2 %), gîtes à argiles ioniques (36 %), gîtes latéritiques (12 %) et placers (2 %).

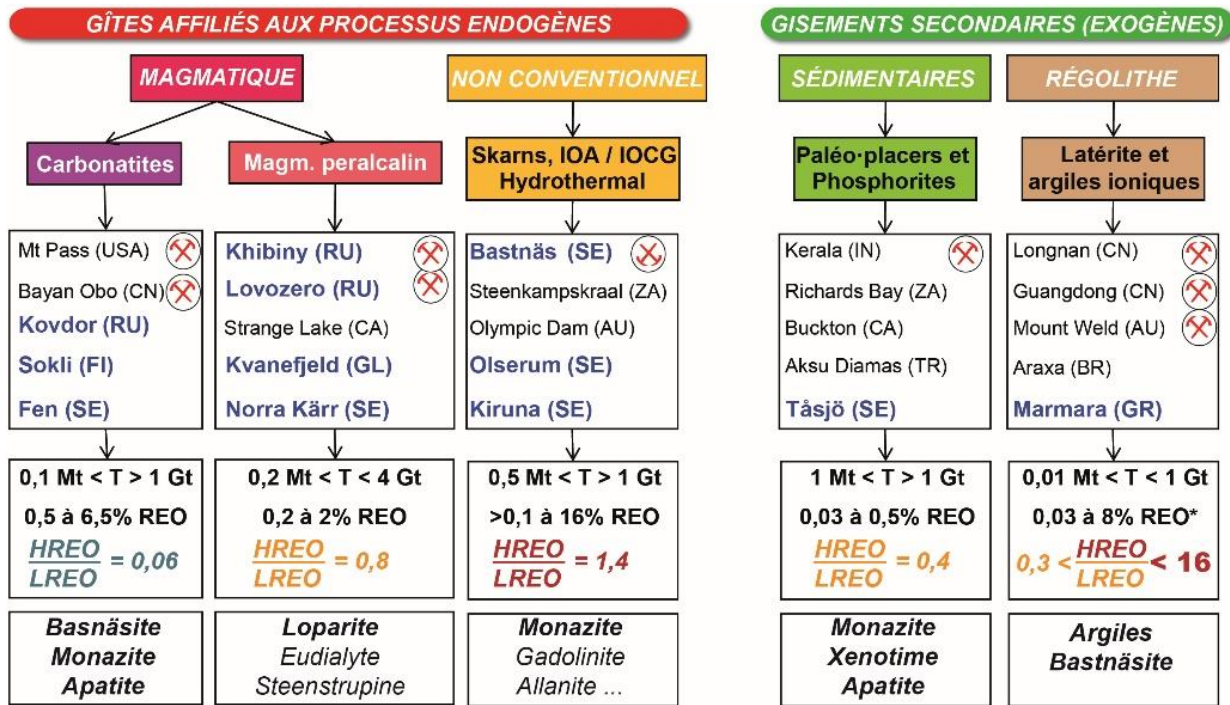


Figure 9 : Caractéristiques des principaux modèles de gisements. En bleu, les gîtes majeurs localisés en Europe ou au Groenland. T : tonnage, * la valeur de 8% correspond au gisement de Mont Weld, le rapport HREO/LREO correspondant est de 0,3. Les mines en activité sont suivies d'un symbole minier. Bastnäs relève du patrimoine minier. Abréviations : AU (Australie), BR (Brésil), CA (Canada), CN (Chine), FI (Finlande), GL (Groenland), GR (Grèce), IN (Inde), RU (Russie), SE (Suède), TR (Turquie), US (États-Unis), ZA (Afrique du Sud).

4.1. Gisements primaires endogènes

Les carbonatites à REE sont caractérisées par des corps intrusifs constitués de roches carbonatées pauvres en silice (<10 % poids SiO₂), mais fréquemment enrichies en REE et accompagnées de minéraux accessoires à Nb, Ba, Sr, F, U, Th, Ti, Zr, P ainsi qu'en métaux de base (Cu, Pb, Zn). Les teneurs en REO des carbonatites sont généralement supérieures à 1 % et peuvent dépasser 5 % comme à Bayan Obo (Chine) ou Mountain Pass (États-Unis). L'enrichissement en REE est marqué par les LREE contenues dans : bastnäsite, monazite, apatite et allanite. Le ratio HREO/LREO est faible et généralement inférieur à 0,1 (Figure 9).

Les gisements de REE peuvent également être associés à des complexes alcalins constitués de roches magmatiques alcalines s.s., généralement sous-saturées et modérément enrichies en silice (35-60 % poids SiO₂). Ces types de roches (ex. syénite néphélinique) sont caractérisés par une minéralogie abondante et exotique qui en sus des REE et du Nb, sont enrichis en Zr, Ta, Be, Ti, Li, U et Th. A contrario, les teneurs en REE associées aux complexes alcalins sont plus faibles que dans les carbonatites et généralement <2 % (ex. Norra Kärr en Suède et Kringlerne au Groenland @ 0,6 % REO). Ces types de gisement sont fréquemment enrichis en HREE (en comparaison des carbonatites). Ainsi le ratio

HREO/LREO, bien que très variable est généralement >0,15 et parfois >1. Les principaux minéraux utiles sont la loparite, l'eudialyte, la gadolinite ou encore la steenstrupine, et sont souvent associés à des noms de roches « exotiques » (ijolites, lujavrites, kakortokites, urtites ou melteigites, etc.).

Les rifts des domaines cratoniques constituent des zones à fort potentiel économique comme le bouclier Baltique incluant la péninsule de Kola en Russie ou le Groenland (Goodenough et al., 2016). Seuls les complexes alcalins à loparite de la péninsule de Kola sont aujourd'hui exploités pour leurs REE et ne représentent que 2 % de la production mondiale. Bien que sous-exploités, les complexes alcalins constituent l'essentiel des nouveaux projets d'exploration de REE. En 2015, Norra Kärr (Suède) a été le premier gisement situé dans l'UE à certifier des ressources et des réserves évaluées à près de 55 Mt @ 0,55 % REO. D'autres gîtes liés à des intrusions alcalines montrent un fort potentiel. En outre, les complexes de Khibina et Lovozero dans la péninsule de Kola renferment des réserves estimées à plus de 2 Gt @ 0,6 % REO. Dans le sud du Groenland, la province magmatique de Gardar est probablement la plus extraordinaire. Il s'agit d'un ancien rift (1,35 à 1,12 Ga) à l'aplomb duquel s'est mis en place un important cortège de complexes alcalins (Grønvedal-Ika, Igaliko, Ilímaussaq, Nunarssuit ou

Tugtutôg) à fort potentiel car tous minéralisés en REE mais également en Nb, Zr ± U. Chaque intrusion recèle un gisement potentiel de classe mondiale tel que le complexe d'Ilímaussaq comprenant les gîtes de Kvanefjeld et Kringlerne. Ces complexes alcalins sont principalement constitués de syénite néphélinique, localement associée à des carbonatites. Concernant les gîtes associés aux carbonatites, la Norvège, la Finlande et la péninsule de Kola en Russie renferment le potentiel le plus intéressant. Les REE sont principalement portées par des minéraux tels que l'apatite, la bastnäsité, la monazite et le pyrochlore avec parfois de l'allanite, de la parisite et de l'ancylite. Les principales cibles sont Fen en Norvège (83,7 Mt @ 1,08 % REO) et des nombreuses occurrences dans la Péninsule de Kola en Russie tel que Kovdor qui renferme des teneurs en REO

4.2. Gisements secondaires exogènes

Les gisements secondaires représentaient la majeure partie de la production de REE avant les années 1970, avec l'exploitation de placers à monazite. Aujourd'hui, les gîtes secondaires peuvent être subdivisés en deux groupes : les gisements associés aux processus de surface et appartenant au type régo-lite et les gisements de bassins associés aux environnements sédimentaires (Figure 9 et Figure 10).

Les processus de surface provoquent par réactions d'hydrolyse, d'oxydation, d'hydratation, voire de décarbonatation, une altération chimique des roches et des minéraux en complément des phénomènes physiques. Ainsi, les éléments solubles (Mg, Ca) sont en partie, ou parfois en totalité sous des climats très agressifs, lessivés. Les éléments insolubles (Fe, Al, une partie des REE) restent en place pour se recombinaison en minéraux néoformés, principalement des argiles, des hydro-phosphates ou des carbonates. En contexte latéritique, l'altération de roches initialement riches en REE (ex. carbonatite) pourra donc produire des gisements secondaires de REE encore plus riches. C'est le cas du gisement latéritique de REE du Mont Weld (Australie) qui se développe aux dépens d'une carbonatite et dont la teneur exploitée est supérieure à 8 % (Lottermoser, 1990). Les gîtes d'argiles ioniques (argiles latéritiques d'ion-adsorption) sont associés à l'altération de granites. Les REE peu solubles sont adsorbées à la surface d'argiles néoformées (halloysite/kaolinite). Ces gisements sont certes nombreux mais de très petite taille (quelques dizaines de milliers de tonnes) et sont exploités malgré leurs très faibles teneurs. Le sud-est de l'Europe renferme de nombreux indices de REE associés à des processus d'altération et liés à des bauxites et latérites. Ces indices offrent un potentiel

comprises entre 0,001 et 0,09 % pour un tonnage moyen de 500 Mt. Dans certains gîtes, d'importantes accumulations d'apatite peuvent constituer des corps massifs (apatite) au sein de carbonatites. C'est le cas de des carbonatites de Siilinjärvi et de Sokli (Finlande) qui avec 200 Mt de réserves d'apatite pourrait également constituer une cible importante pour prospecter les REE. En effet, Decrée et al. (2020) ont récemment démontré que l'extraction des terres rares contenues dans l'apatite de la carbonatite de Siilinjärvi (Finlande) représenterait un tonnage compris entre 133 000 et 161 000 t REO.

De façon moins conventionnelle, la célèbre mine d'Ytterby en Suède (Romer et Smeds, 1994) appartient au modèle de pegmatites de type NYF (Nb, Y, F). De même, il convient de distinguer les gîtes associés aux skarns (ex. Bastnäs).

qui reste à déterminer dans les Balkans et en Grèce (Grebnik, Nazda-Vlasenica, Marmara).

Dans des bassins sédimentaires, les gîtes de type placer correspondent à des accumulations de minéraux lourds dans des sables et graviers séparés par des processus de gravité lors de leur transport par l'eau ou le vent. La diagenèse consolide ces placers les transformant en paléoplacers. Les principaux minéraux de REE sont : monazite, xénotime, fergusonite, euxénite et allanite. Ces gisements représentaient la majeure partie de la production de REE avant les années 1970, en particulier par l'exploitation de placers à monazite. Ils sont toujours exploités (2 % de la production mondiale en 2018). Un autre processus d'accumulation, de micro-organismes et d'algues en contexte marin cette fois, pourra produire grâce à la diagenèse des concentrations de phosphates appelées phosphorites. Ces roches enrichies en apatite peuvent dans certains contextes renfermer des REE (ex. Tåsjo, Norvège). Enfin, concernant les gîtes authigéniques, la diagenèse de certaines roches silico-clastiques enrichies en matière organique pourra dans certains cas, sous effet de l'élévation de la température, produire des concentrations notables en REE (Donnot et al., 1973; Pourret et Tuduri, 2017).

En Europe, les gisements secondaires de type paléoplacers sont généralement d'âge Cénozoïque, même si quelques-uns sont datés du Précambrien (ex. Péninsule de Nordkinn en Norvège). Le principal minéral rencontré est la monazite, avec parfois : xénotime, allanite, apatite, euxénite, fergusonite, loparite et zircon. En Europe occidentale, ces paléoplacers sont principalement caractérisés par la monazite grise enrichie en REE intermédiaires (Sm-Eu-Gd), et avec de très faibles concentrations en U et

Th. Ces monazites sont issues de l'érosion de roches sédimentaires des anciens bassins du Paléozoïque inférieur de l'ouest de l'Europe (France, Pays de Galles, Belgique, République Tchèque, Ibérie). Ces derniers restent de petite taille et sans intérêt économique (Donnot et al., 1973; Tuduri et al., 2013). Les grès phosphatés de l'Ordovicien constituent également des cibles intéressantes comme Tåsjö (Suède). À l'instar de certains gisements de

phosphates sédimentaires aux États-Unis (Emsbo et al., 2015), les gisements de fer oolithique et d'ooïdes phosphatés de Norvège, de Suède ou d'Estonie (Sturesson, 1995) et la craie phosphatée de Ciply dans le bassin de Mons en Belgique (Jacquemin, 2020), peuvent entre autres, également constituer des cibles potentielles pour l'exploration des terres rares en Europe (voir Decrée et al. (2017) et les références associées).

5. Gisements de terres rares en Europe

En analysant la répartition géographique des gisements de REE, il apparaît qu'ils sont présents à toutes les étapes du cycle des roches. En effet, les REE sont souvent associées au métamorphisme, au plutonisme, au métasomatisme, aux processus hydrothermaux et aux environnements sédimentaires. En outre, Fedele et al. (2008) avance le fait que la distribution à grande échelle des gisements de REE à travers l'Europe a pour source une origine géogénique. Goodenough et al. (2016) avancent que les principaux gisements économiques de REE en Europe sont liés à des zones de rifting intracontinental. Les contextes géologiques variés sont issus de l'évolution d'une région considérée à travers les temps géologiques. Ainsi, l'Europe et le Groenland montrent des contextes géologiques extrêmement diversifiés et comprennent des blocs lithosphériques de nature variée qui se sont assemblés au cours d'une histoire géologique de plus de 3,8 milliards d'années (ex. Choubert et Faure-Muret, 1976; Ager, 1980; Auboin, 1980; Ziegler, 1990; Asch, 2003; Plant et al., 2005; Gee et al., 2008; Henriksen et al., 2009; Cloetingh et al., 2010 et références associées pour une revue).

Le continent européen est le fruit d'une longue histoire géologique sur plus de 3,6 milliards d'années avec l'assemblage de nombreux blocs continentaux. La lithosphère européenne peut être divisée en deux parties distinctes : (1) un ancien craton froid (Craton Est-Européen, EEC) partiellement recouvert par une couverture faiblement déformée du Phanéozoïque et

parsemé de rifts du Méso-Néoprotérozoïque en Europe de l'Est, (2) une lithosphère moins épaisse et plus chaude principalement âgée du Phanéozoïque et accrétée au craton au cours du Paléozoïque, comportant des orogènes plus jeunes en Europe de l'Ouest (Figure 10; Gee et al., 2008). Sur le flanc oriental du craton, l'orogène du Paléozoïque des monts Oural marque la frontière avec l'Asie. Au nord de l'Europe, le craton est entouré par les Calédonides et les Timanides. À l'inverse, la bordure méridionale du craton est moins bien définie puisque les témoins des accrétions du Néoprotérozoïque et du Paléozoïque sont en partie oblitérés par les déformations et le soulèvement alpins, particulièrement bien exprimés dans le Caucase. Enfin, la bordure occidentale du craton se caractérise par une frontière d'échelle lithosphérique majeure, nommée « Zone de Suture Trans-Européenne, TESZ » (Teisseyre, 1903; Tornquist, 1908; voir Thybo et al., 1999, 2002 pour les références), s'étirant de la mer Noire à la mer du Nord. Ainsi, la TESZ sépare la lithosphère du Précambrien (EEC) à l'est (ex. bouclier Baltique ou Fennoscandien, bouclier Ukrainien, massif de Voronech), de la lithosphère du Phanéozoïque à l'ouest. Cette dernière est constituée de terrains accrétés au cours de l'orogène Calédonien (ex. Calédonides Scandinaves, Irlando-Écossaises, Anglo-Germano-Polonaises) au nord, l'orogène Varisque (ex. Massif central français, massif de Bohême, Massif armoricain, Massif ibérique) au centre, et les orogènes Alpins (ex. Alpes, Pyrénées, Carpates, Dinarides, Apennins, Bétiques) au sud.

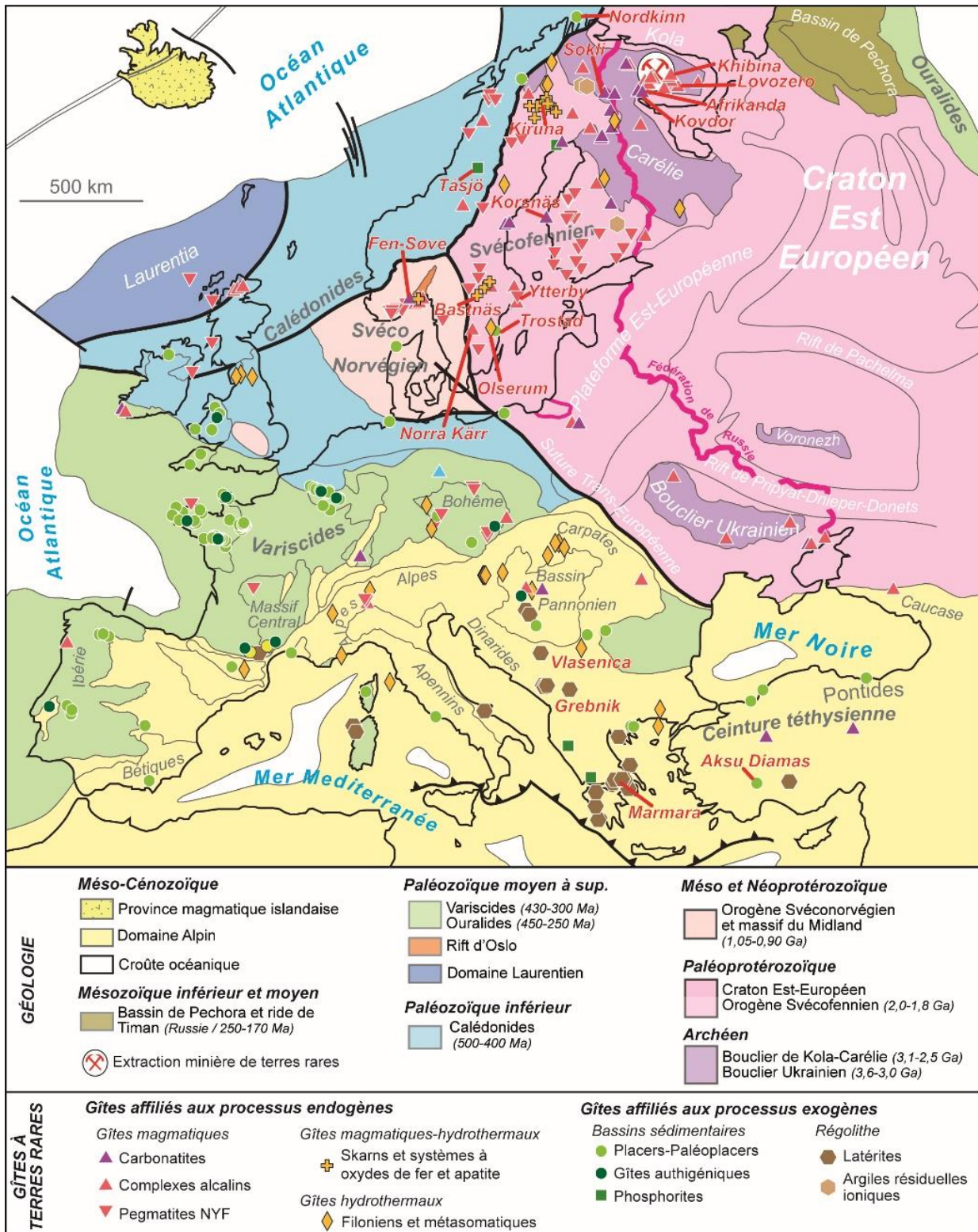


Figure 10 : Distribution des différentes occurrences de REE affiliées aux processus endogènes et exogènes en Europe (d'après Charles et al., 2013 ; Goodenough et al., 2016 ; EURARE, 2017 ; Tuduri et al., 2020).

5.1. Indices de terres rares du bouclier Baltique

5.1.1. Péninsule de Kola-Carélie

La péninsule de Kola-Carélie regroupe un ensemble remarquable de roches alcalines et hyperalcalines (Figure 11; ex. Kogarko, 1987). Cet ensemble peut se subdiviser selon (1) les roches d'âge néoarchéen (2750-2600 Ma) incluant le complexe de Keivy, (2) les roches d'âge paléoprotérozoïque (1900-1600 Ma) incluant les intrusions de Greymakha-Vyrmes et d'Yeletozero (Arzamastsev et al., 2005), et

(3) les roches d'âge paléozoïque (370 Ma), comme les massifs de Khibina, Lovozero ou Sokli (Vartiainen et Woolley, 1976; Kramm et Kogarko, 1993; Arzamastsev et al., 2008). Tous ces massifs se composent de roches qui contiennent des minéraux de REE (ex. apatite, loparite, eudialyte, ancylite) et peuvent constituer de futurs gisements.

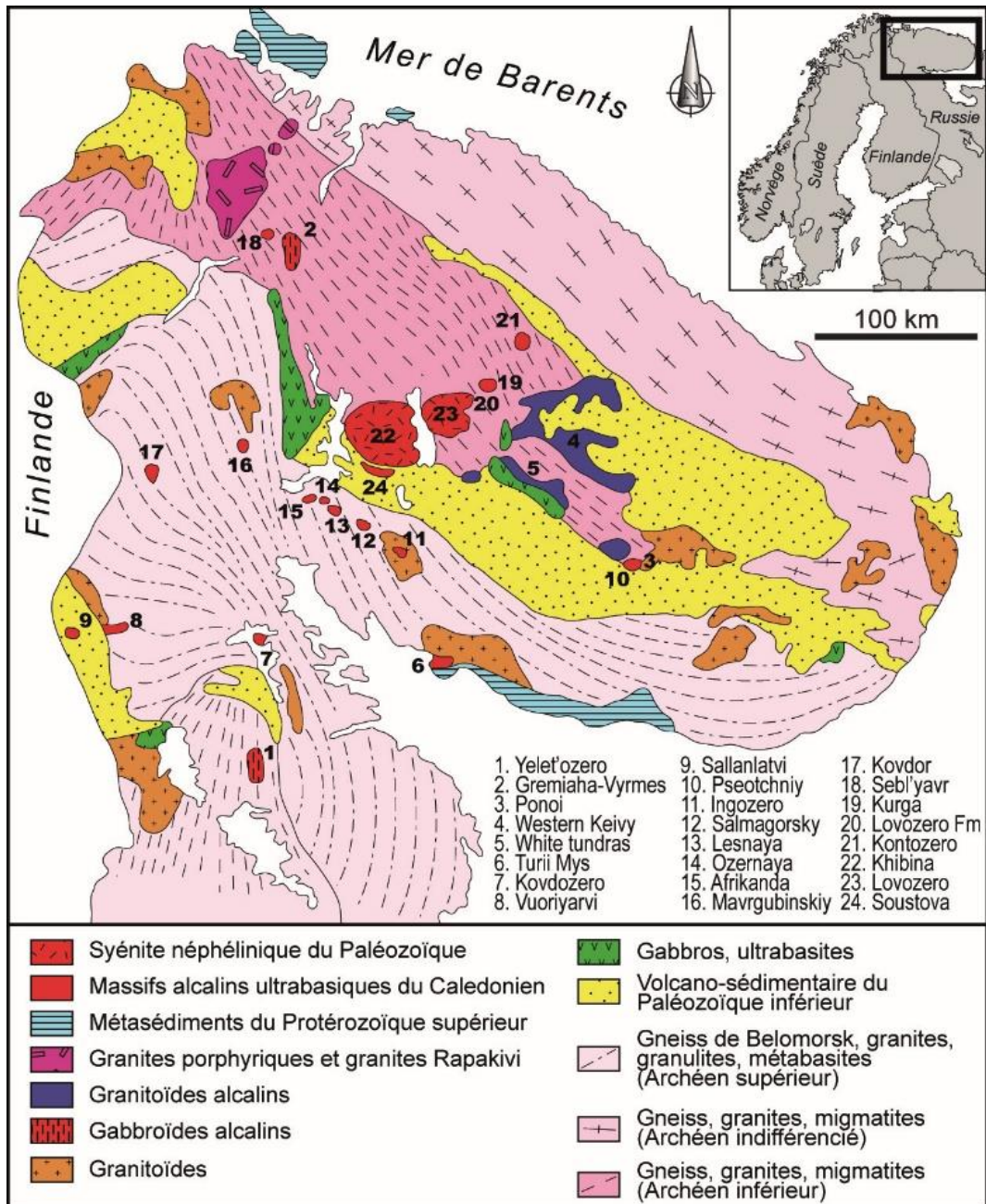


Figure 11 : Les complexes alcalins de Kola-Carélie (d'après Kogarko, 1987).

5.1.1.1. Province du Néoarchéen de Keivy (2750-2600 Ma)

Les intrusions alcalines du Néoarchéen se situent dans la partie occidentale de la ceinture de roches vertes de Keivy. La province alcaline de Keivy est constituée par six laccolites granitiques hyperalcalins datés à 2 750-2 600 Ma pour une surface d'environ 2 500 km², et de deux massifs de syénite néphélinique injectés le long de failles en bordure du « terrane » de Keivy (ex. Mitrofanov et al., 2000; Zozulya et al., 2005, 2013). Ces massifs comportent six groupes lithologiques : granites à ægyrine-arfvedsonite, granites à ænigmatite-arfvedsonite, granites à lépidomélane-arfvedsonite, granites à lépidomélane, granites à ægyrine-magnétite et des syénogranites à ferrohastingsite-lépidomélane-ægyrine-augite. Les

granites sont enrichis en Zr, REE, Nb et Ga, dont les principaux minéraux porteurs sont : zircon, monazite, britholite-(Y) et fergusonite. Les indices connus sont des filons pegmatitiques (Elskoozerskoe) présents dans les zones minéralisées à microcline-albite-quartz au sein des granites alcalins (Jumperuiv), et dans les zones albitisées et zéolitisées en contact avec les syénites néphéliniques (Sakharjok ; Belolipetskyi et al., 1992; Korsakova et al., 2012; Zozulya et al., 2012). Les travaux d'exploration sont encore peu nombreux, mais - au vu de la surface de cette province - le potentiel de découverte minière est réel (Korsakova et al., 2012).

- Complexe alcalin à Zr-REE de Sakharjok (Russie)

La zone minéralisée de Sakharjok (5-6 km²) se situe au centre d'un complexe hyperalcalin du Keivy Occidental composé d'un gabbro à néphéline et phlogopite, d'une syénite à ferrohastingsite-lépidomélane et d'une syénite néphélinique à ægyrine-lépidomélane (Batieva et Bel'kov, 1984; Zozulya et al., 2012). La syénite à ferrohastingsite-lépidomélane est située à l'ouest et au sud-ouest du complexe, alors que la syénite néphélinique occupe la partie orientale. La minéralisation à Zr-REE est liée à ces deux intrusions, datées entre 2 682 et 2 613 Ma.

L'indice de Sakharjok consiste en 8 filons parallèles au sein de la syénite néphélinique albitisée (Batieva and Bel'kov, 1984). Ces corps minéralisés ont une longueur de 400 à 1 540 m, une largeur de 10 à 300 m et une puissance de 15 à 100 m, avec des teneurs de 0,614-1,074 % ZrO₂, 0,023-0,031 % Y₂O₅, et 0,051-0,065 % Nb₂O₅. Les ressources pour l'indice de Sakharjok ont été estimées à 35,8 Mt @ 0,16 % REO, 0,62 % Zr, 0,041 % Nb (Batieva et Bel'kov, 1984; Pozhilenko et al., 2002 ; Korsakova et al., 2012).

- Intrusion alcaline de Lesnoe (Russie)

L'intrusion alcaline de Lesnoe constitue une partie du complexe alcalin du Keivy Occidental mais la bibliographie est rare et en langue russe (Korovkin et al., 2003). L'indice de Lesnoe à Nb-REE-Zr se situe dans une syénite néphélinique et les principaux

minéraux porteurs sont la fergusonite et la britholite-(Y). Les ressources estimées sont de 1,511 Mt @ 0,22 % REO, 1,21 % Zr et 0,31 % Nb (Korovkin et al., 2003, Korsakova et al., 2012).

5.1.1.2. Province alcaline du Paléozoïque (370 Ma)

- Intrusions alcalines à Nb-P-REE de Khibiny et Lovozero (Russie)

Les massifs de Khibiny et Lovozero sont les plus importantes intrusions de syénite néphélinique agpaïtique du monde.

L'intrusion de Khibiny (67°74'N ; 33°72'E, Russie) couvre une surface de 1 330 km² et mesure près de 40 km de diamètre. Il s'agit d'un massif avec des intrusions concentriques de syénite néphélinique agpaïtique, et de roches alcalines et ultrabasiques (Figure 12; Arzamastsev et al., 2008 ; Kalashnikov et al., 2016). Les roches alcalines de Khibiny ont été datées à 367,5 ± 5,5 Ma par la méthode Rb-Sr sur roche totale (Kramm et Kogarko, 1994). Bien que la taille de cette intrusion soit sans commune mesure, le halo d'altération (fénitisation) demeure peu large, n'excédant pas les 50 m. Le principal intérêt

économique réside dans l'exploitation des gisements de phosphore à partir de l'apatite, spatialement associée à l'urtite et à la luhravite. Les gisements les plus importants se situent le long d'une bande étroite au sud du massif (ex. Rasvumchorr, Kukisvumchorr, Yuksporr, Koashva, Niorkpakhk, Oleny Ruchey, Partomchorr). L'apatite, principal minéral du minerai exploité contient 40-41 % poids P₂O₅, 1,8-3,5 % poids SrO, 9 000-11 000 ppm REE, et 500-900 ppm Y. Les ressources mesurées pour les gisements de l'intrusion de Khibiny sont estimées à près de 3 200 Mt @ 0,36 % REO et 14,87 % P₂O₅ (Eilu et al., 2013; Weihed et al., 2013 ; Kalashnikov et al., 2016). De nombreux minéraux de REE ont été identifiés : eudialyte, loparite, fluorapatite, ancylite-(Ce), bélovite-(Ce), etc. (Arzamastsev et al., 2008).

L'intrusion de Lovozero (67°82'N ; 34°75'E, Russie) couvre une surface de 650 km² et mesure environ 25 km de diamètre (Figure 13). Les roches alcalines de Lovozero ont été datées à 370,4 ± 6,7 Ma par la méthode Rb-Sr sur roche totale (Kramm et Kogarko, 1994). Le massif intrude des gneiss à grenat-biotite âgés de l'Archéen. Le complexe de Lovozero est souvent décrit en quatre phases d'intrusions (Eliseev et Fedorov, 1953; Gerasimovsky et al., 1966; Kogarko et al., 1995 ; Kalashnikov et al., 2016) : (1) syénite néphélinique à grain uniforme, syénite néphélinique à noséane, syénite néphélinique métamorphisée et syénite à noséane pœcilitique, (2) complexe lité à urtite, foyaïte et lujavrite, (3) complexe lité à urtite, lujavrite à eudialyte et foyaïte à eudialyte, (4) dykes de lamprophyres alcalins (minchiquite, fourchite, tinguaité). En outre, la zone fénitisée a une largeur comprise entre 50 et 200 m. De nombreux filons de syénite néphélinique et de

pegmatites alcalines recourent les roches encaissantes et ce à plus de 100 m autour du contact. Entourant le cœur du massif, la séquence litée lujavrite-foyaïte-urtite contient des couches à loparite. La loparite a été exploitée de façon épisodique depuis environ 50 ans pour le niobium et contient 30 à 36 % REO. La loparite se présente en grains inframillimétriques (0,2-0,6 mm) et plus rarement sous la forme de grands cristaux (Vlasov et al., 1966; Smirnov, 1977), avec des teneurs plus élevées dans les roches enrichies en néphéline. Elle se trouve majoritairement dans les roches porphyriques associées à des concentrations en urtite et homologues contenant de l'ægryrine, en juvite et en malignite. La minéralisation consiste en des horizons rubanés de quelques centimètres à plusieurs mètres d'épaisseur à 2-3 % de loparite (Hedrick et al., 1997). Les ressources mesurées sont estimées à ca. 1 020 Mt @ 0,75 % REO (Kalashnikov et al., 2016).

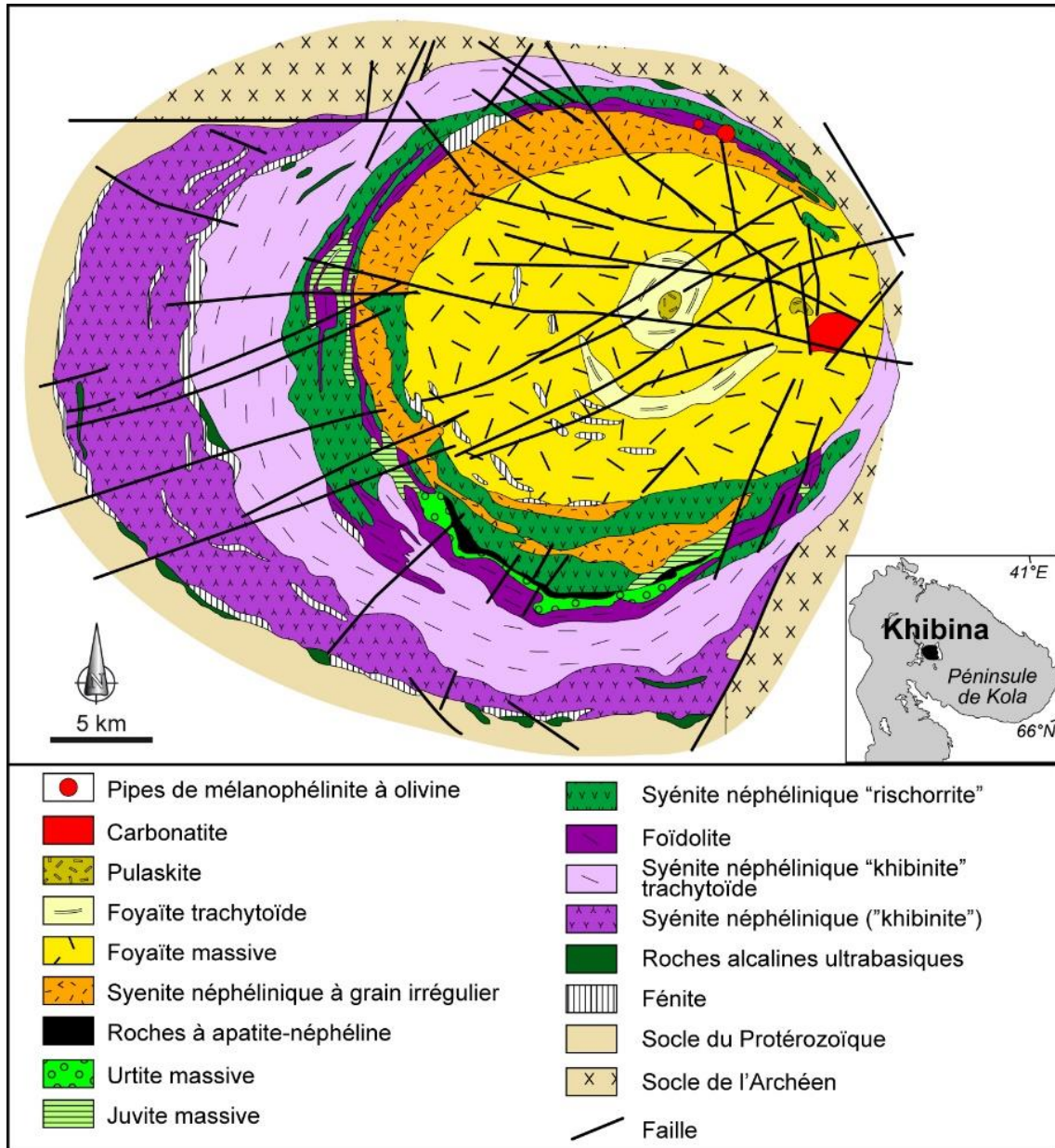


Figure 12 : Intrusion alcaline de Khibiny (d'après Arzamastsev et al., 2008).

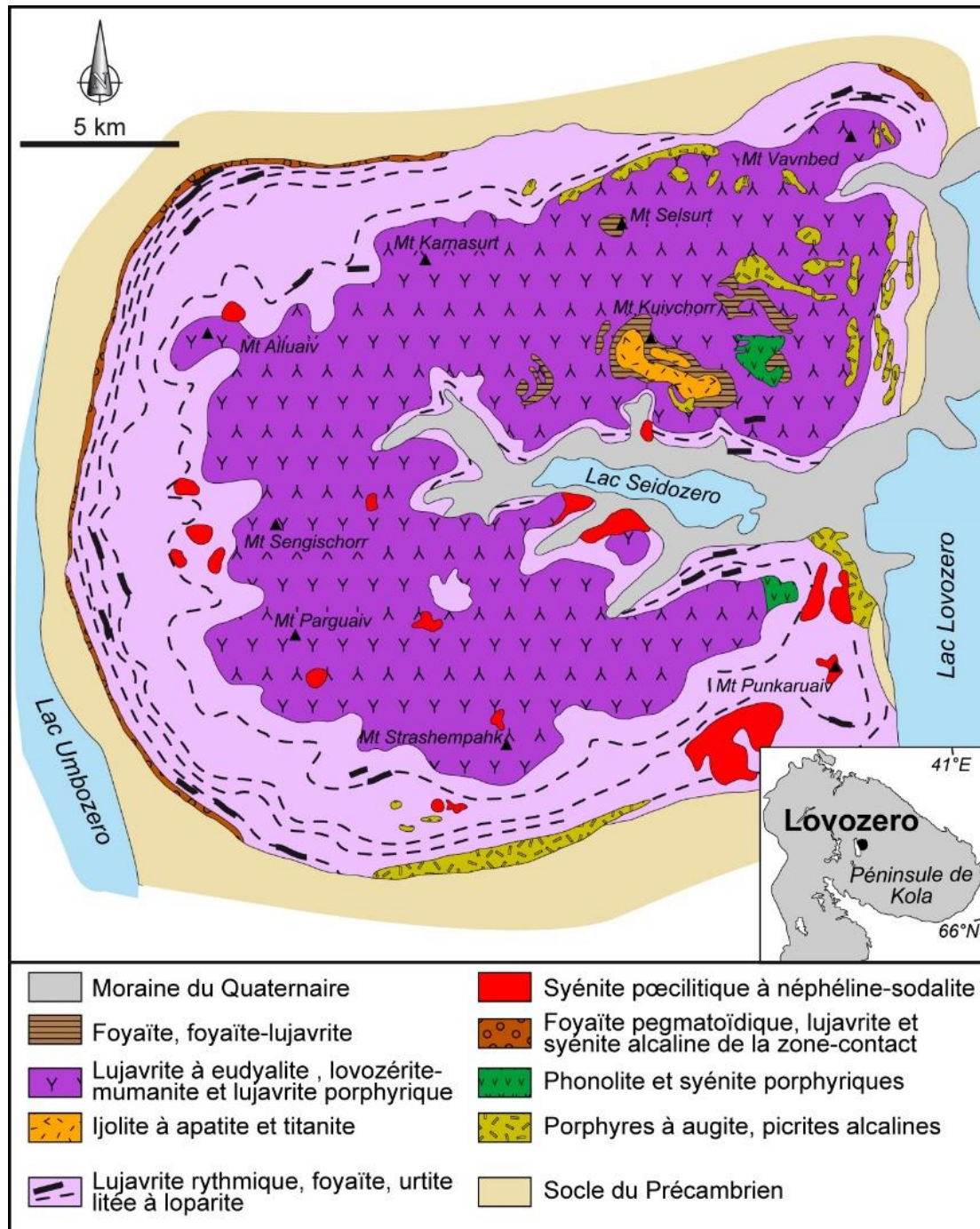


Figure 13 : Intrusion alcaline de Lovozero (d'après Arzamastsev et al., 2008).

- Complexe alcalin ultrabasique de Kovdor (Russie)

Le massif de Kovdor (Russie, 50 km au SE de la carbonatite de Sokli), d'une superficie de 40 km², est un complexe alcalin à intrusions concentriques multiples (Kogarko et al., 1995 ; Kalashnikov et al., 2016) daté à 380 ± 4 Ma par la méthode U/Pb sur baddéleyite (Bayanova et al., 1997). Les formations, des plus anciennes aux plus jeunes, sont des roches ultrabasiques (dunite et clinopyroxénite), des turjaïtes et mélilitolites, une série à ijolite-melteigite,

un complexe minéralisé de phoscorites à apatite-forstérite-magnétite, des syénites néphéliniques et des carbonatites (Figure 14). Il apparaît que l'apatite des phoscorites est enrichie en REE (2 720 ppm). En outre, des REE sont présentes dans la calcite des carbonatites et dans la mélilitite des melteigites avec des teneurs de 886 ppm et 914 ppm, respectivement (Verhulst et al., 2000).

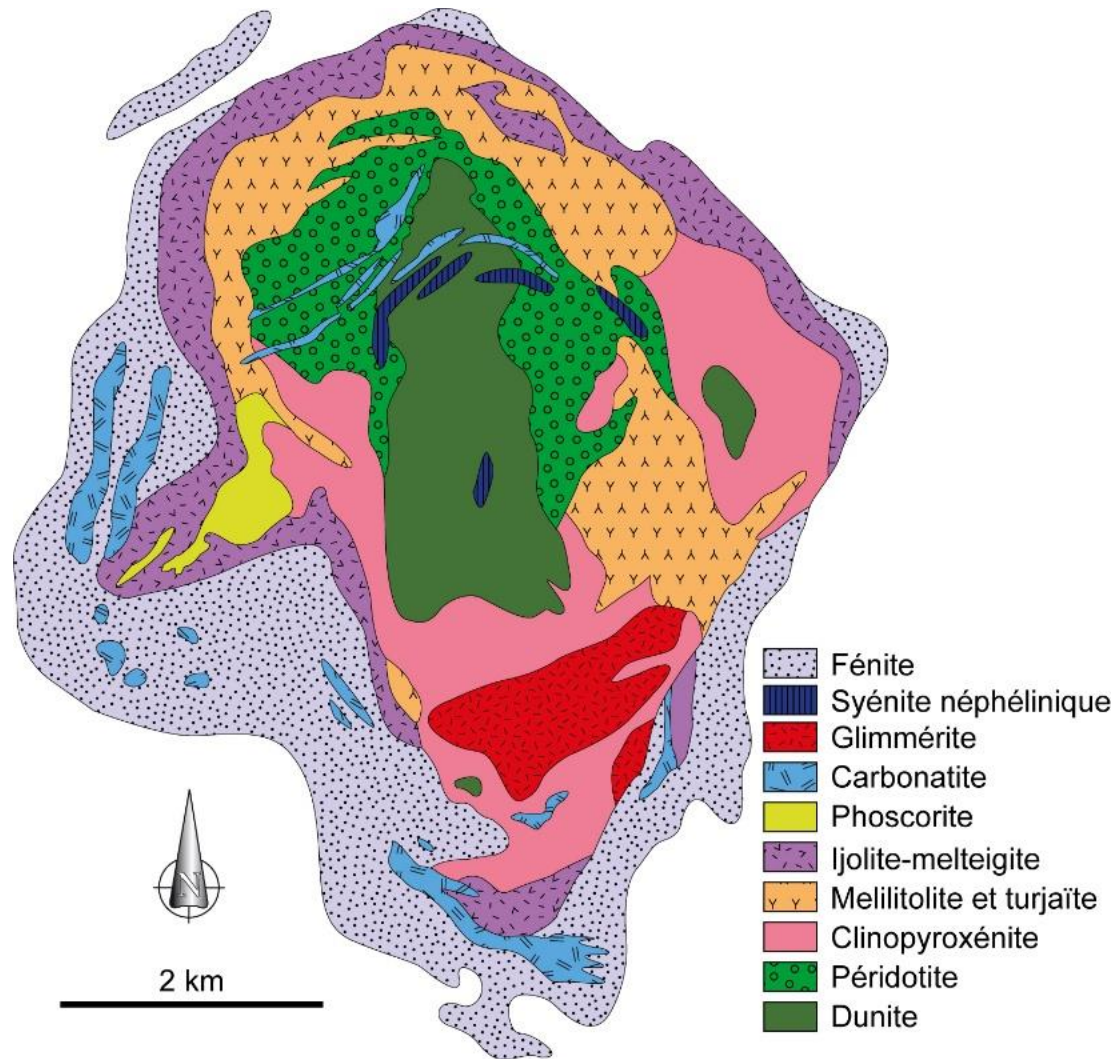


Figure 14 : Intrusion alcaline de Kovdor (d'après Verhulst et al., 2000).

- Carbonatite à Nb-REE de Sokli (Finlande)

La carbonatite de Sokli se situe au nord-est de la Finlande, à 90 km de Savukoski et fait partie de la province alcaline de Kola (Figure 15). Ce massif a été découvert en 1967 lors d'une campagne de géophysique aéroportée (Paarma, 1970) et décrit par Vartiainen et Woolley (1974, 1976), Vartiainen (1980, 2001), et Vartiainen et Vitikka (1994). Cette intrusion polyphasée (~5 km de diamètre) a un cœur de carbonatite (phoscorites, sôvite, silicosôvite et rauhaugite) entouré par une métacarbonatite et une large auréole de fénitisation. La carbonatite de Sokli est âgée du Dévonien (360-380 Ma, Vartiainen et Woolley, 1974; Kramm et al., 1993) et renferme un gisement encore inexploité à P, Nb, Ta, Zr, REE et U (Korsakova et al., 2012; Sarapää et al., 2013). Le plus important potentiel en REE prend place dans l'auréole de fénitisation et dans les dykes tardifs de

carbonatite recoupant le massif. En 2006, le GTK (Service géologique finlandais) a mené une étude minéralogique et géochimique sur des carottes de sondages dans les carbonatites, et rapporté une teneur totale élevée (0,5-1,83 % poids REE, incluant 0,11-1,81 % poids LREE et 0,01-0,041 % poids HREE; Kontio et Pankka, 2006; Sarapää et al., 2013). Les minéraux porteurs de REE sont : fluorapatite, apatite-Sr, monazite, bastnäsité-(Ce), ancylite-(Ce), strontianite, barytine et brabantite (Al-Ani et Sarapää, 2009, 2013). Enfin, des circulations hydrothermales sont probablement à l'origine de l'altération secondaire de la monazite. Le gisement de phosphore de Sokli montre des ressources importantes avec 190 Mt de minerais en roche altérée et 12 200 Mt de minerai en roche saine (GTK).

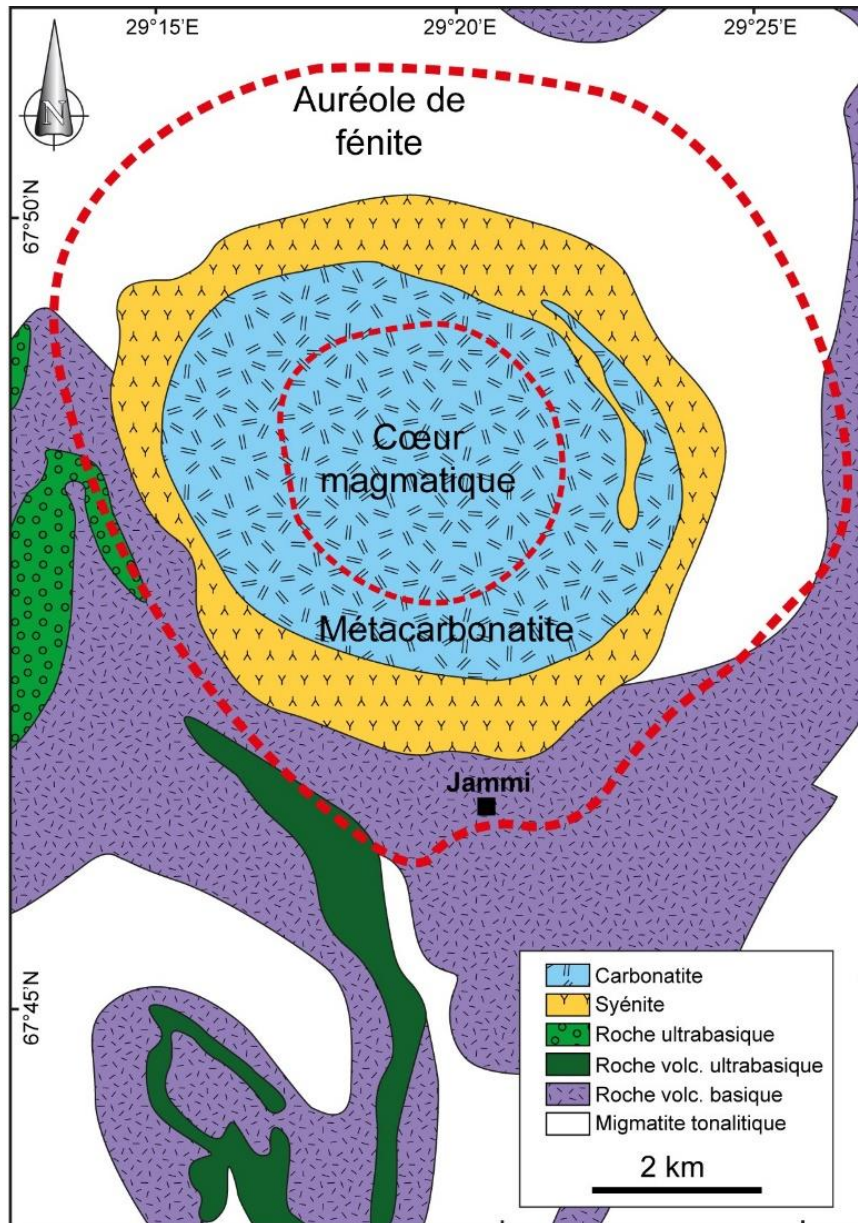


Figure 15 : Massif de Sokli en Finlande (modifié d'après Browne, 2008).

- Complexe alcalin d'Iivaara (Finlande)

Le massif d'Iivaara est un complexe alcalin situé au nord-est de la Finlande et constitue l'une des intrusions les plus occidentales de la province alcaline du Dévonien de Kola (Kramm et al., 1993; Sarapää et al., 2013). Ce complexe est une intrusion ovale (>10 km²) qui peut être subdivisée en trois parties, du cœur aux bordures : roches alcalines (urtite à néphéline-clinopyroxène, ijolite, melteigite), une zone de transition, et une zone fénitisée faisant jusqu'à 1 000 m de large (Lehijärvi, 1960). Le complexe alcalin d'Iivaara est daté entre $367,4 \pm 4,9$ et $373,3 \pm 8,1$ Ma par la méthode Rb-Sr sur roche totale (Kramm et al., 1993). Pour mémoire, Iivaara est

la localité-type de l'ijolite, une roche assez répandue dans les complexes alcalins. Une étude minéralogique du GTK a démontré la présence de minéraux porteurs de REE au sein des syénites néphéliniques, avec l'apatite principalement et l'allanite en moindre mesure. Les échantillons analysés contiennent <200 ppm REE et 1-5 % P₂O₅, conduisant à une absence d'intérêt économique en ce qui concerne les REE (Sarapää et al., 2013). Or, la zone fénitisée du complexe d'Iivaara est toujours à l'étude et des résultats plus optimistes restent possibles en termes de teneur en REE.

5.1.2. Domaine Svécofennien

- Intrusions appinitiques de Suhuvaara, Lehmikari et Vanttaus (Finlande)

Dans la ceinture granulitique de Laponie, au nord de la Finlande, le massif de Suhuvaara est une intrusion appinitique principalement composée de roches syénitiques à dioritiques (Sarapää et al., 2013). Des intrusions appinitiques similaires ont été identifiées plus au sud, dans le complexe granitique

de Laponie centrale avec les massifs de Lehmikari et de Vanttaus (Mutanen, 2011; Sarapää et al., 2013). Des teneurs élevées en Ba, Sr, Zr, P et REE ont été détectées dans ces roches. Pour les roches syénitiques, les teneurs en REE sont au-delà de 1 300 ppm.

- Gneiss cisailés à REE-Nb-Zr d'Otanmäki (Finlande)

Au centre de la Finlande, au sud du lac Oulujärvi, la région d'Otanmäki-Katajakangas contient une occurrence à REE-Nb-Zr au sein d'un gneiss granitique alcalin (Figure 16; Hugg, 1985; Hugg et Heiskanen, 1986; Sarapää et al., 2013 et références associées). La région est constituée principalement de gneiss d'âge archéen, intrudés par des granites gneissiques et des gabbro-anorthosites âgés d'environ 2,50 Ga. La zone d'Otanmäki a été exploitée dans les années 1950 et 1980 par la compagnie Otanmäki Oy pour ses gisements de gabbro-anorthosites à Fe-Ti-V. Dès 2010, la région est explorée par Tasman Metals pour les REE à travers deux permis, ceux de Katajakangas et Kontioaho.

La minéralisation à REE-Nb-Zr de Katajakangas a été découverte par le GTK en 1982. Elle se localise au contact entre des gneiss et des métasédiments (turbidites) sous la forme de corps intrusifs de quelques mètres d'épaisseur (Kärenlampi et al., 2020). Cette lentille principale est fortement déformée. Elle est constituée d'un gneiss à grain fin (mylonite), rougeâtre à gris, à quartz-feldspath, riébeckite et pyroxène alcalin. Les minéraux porteurs de REE sont principalement les suivants : fergusonite, allanite, bastnäsite, et dans une moindre mesure la colombite, la thorite et le xénotime (Marmo et al., 1966; Hugg et Keiskanen, 1986; Äikäs, 1990; TasmanMetals, 2010a). En 1985, une première estimation des ressources pour Katajakangas a donné 0,46 Mt @ 2,71 % REO, 0,76 % Nb₂O₅ et 1,13 % ZrO₂

(Hugg, 1985). Cette estimation était basée sur l'analyse de 14 sondages carottés, effectués sur 7 profils d'une longueur totale de 850 m et a été calculé pour une profondeur verticale de 150 m. Plus récemment, Sarapää et al. (2013) ont de nouveau analysé quelques échantillons du gneiss alcalin à partir des carottes des années 1980. Les analyses ont montré de fortes teneurs en REE (2,4 % poids au maximum), avec un ratio LREE/HREE s'étalant entre 8,82 et 9,77.

Le permis de Kontioaho est situé à 1,3 km au nord-est de celui de Katajakangas. Une minéralisation à REE a été découverte au sein d'une zone altérée composée de corps intrusifs de 7 à 12 m de large, orientée vers le nord-ouest, et constitués de quartz, microcline, plagioclase, zircon et magnétite au sein de schistes quartzo-feldspathiques. L'horizon minéralisé se caractérise par une forte anomalie magnétique orientée NW-SE sur plus de 400 m. Les principaux minéraux porteurs de REE sont l'allanite, la fergusonite et le xénotime (Tasman Metals, 2010a). La teneur totale en REO a été estimée sur la base des nouvelles données de sondages à 0,59 %.

Les corps intrusifs des permis de Kontioaho et Katajakangas portent une minéralisation complexe à Ti, Zr, Nb, REE, Th et U. Ce magmatisme alcalin a été daté à 2,04-2,05 Ga puis déformée au cours de l'orogène Svécofennien vers 1,9-1,8 Ga (Kärenlampi et al., 2020).

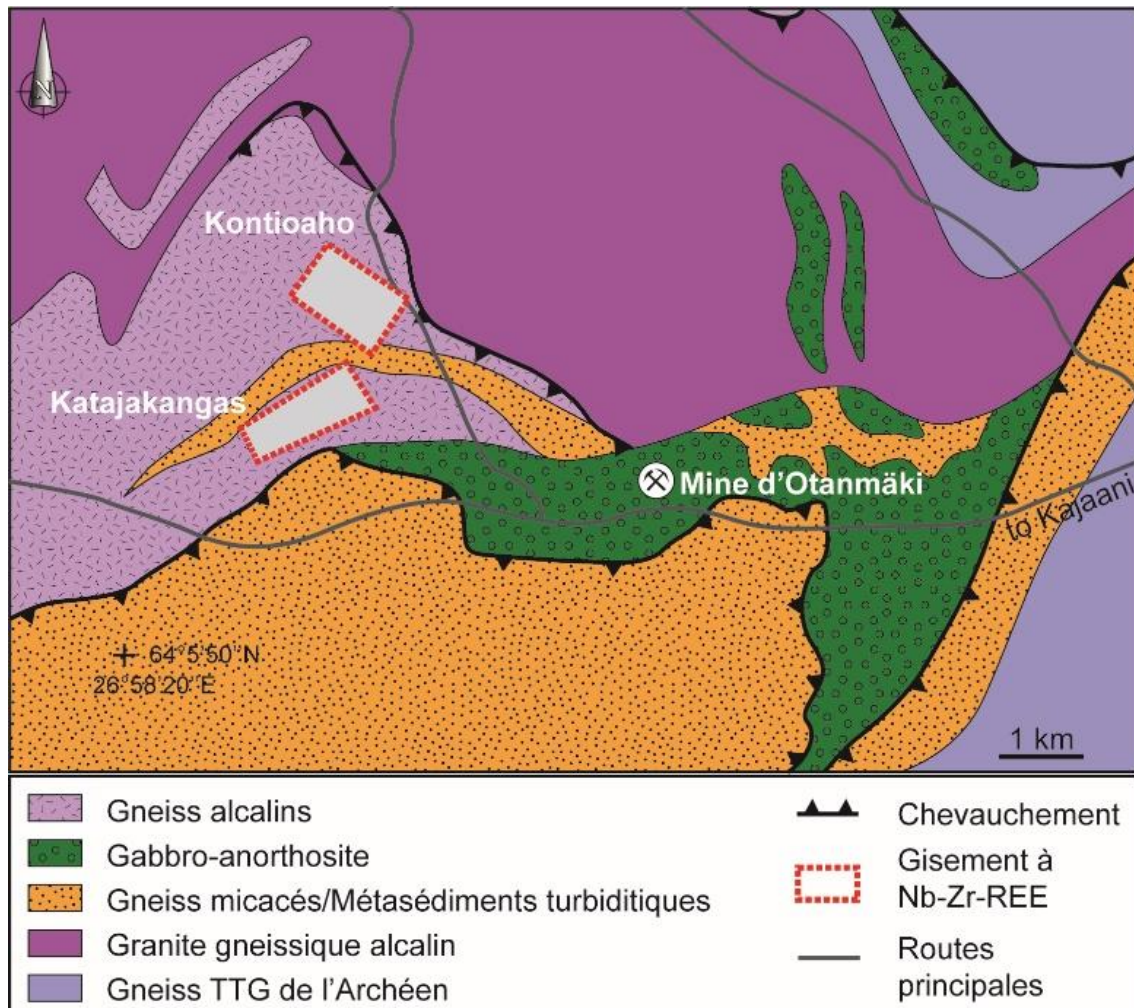


Figure 16 : Gneiss cisaillés à REE-Nb-Zr d'Otanmäki-Katajakangas, Finlande (d'après Sarapää et al., 2013).

- Felsite à albite et à Sc-REE-U de Biggejav'ri (Norvège)

L'albite à Sc-REE-U de Biggejav'ri est située dans la ceinture volcano-sédimentaire de Kautokeino, d'âge protérozoïque basal, dans l'extrême nord du comté de Finnmark, en Norvège. Les roches ont été datées à 1 890-1 750 Ma (Stathérien à Orosirien) et sont en majorité représentées par des felsites à albite enrichies en Sc, U et REE (Olerud, 1985; 1988; NGU, 2013). La felsite contient calcite, quartz, muscovite, et rutile, mais aussi des minéraux riches en Cr et V

comme la davidite-loveringite et la chromite. Les minéraux accessoires sont des carbonates à La-Ce, monazite, orthite, thortvéitite, coffinite, uranophane, brannérite, zircon, pyrite, sphalérite, galène, chlorite chromifère et un minéral porteur de REE non identifié. La teneur de la roche totale en Sc, et peut-être en REE pourrait présenter un intérêt économique (i.e. 122 ppm Sc, 1 027 ppm La, 605 ppm Ce, 248 ppm Y; Olerud, 1988).

- Minerais ferrifères à magnétite-apatite-REE de type Kiruna (Suède)

Au nord de la Suède, proche de Kiruna (67,85°N-20,22°E, région de Noorbotten), les minerais à P-Fe-apatite-REE de type Kiruna font partie d'un groupe d'indices constitués par un assemblage magnétite-hématite-apatite, au sein des roches du Paléoprotérozoïque du bouclier Fennoscandien (ex. Geijer, 1931; Frietsch, 1977; Frietsch et Perdahl, 1995; Figure 17). Ces roches encaissantes sont des rhyolites alcalines, des trachytes et des coulées de laves trachyandésitiques avec des roches intrusives

et une séquence sédimentaire (ex. Geijer, 1931; Geijer et Ödman, 1974). Il est important de noter que les gisements sont étroitement associés à des altérations sodiques et potassiques (Frietsch et al., 1997; Martinsson, 1997). Le minerai est constitué d'un assemblage à magnétite-apatite qui contient près de 30 % d'apatite (principalement fluorapatite) et de quelques minéraux accessoires (ex. actinolite, calcite, quartz, sphène, talc, albite). Les corps minéralisés sont massifs, formant des stockwerks et des masses

bulbeuses irrégulières, mais aussi parfois concordantes. La minéralisation est datée entre 1,88 et 1,90 Ga (Cliff et al., 1990). Découverts au XVII^e siècle, les minerais ferrifères à apatite de Kiruna constituent un sujet de discussion intense (ex. Hitzman et al., 1992; Cliff et al., 1990; Evans, 2000; Harlov et al., 2002). Deux hypothèses principales sont toujours discutées pour expliquer l'origine des minéralisations : (1) immiscibilité entre un fluide magmatique riche en fer et une remobilisation hydrothermale (Bottke, 1981; Harlov et al., 2002) ou (2) un processus hydrothermal exhalatif (Cliff et al., 1990; Evans, 2000). Plus largement, selon Hitzman et al. (1992) et Barton & Johnson (1996), les minéralisations de type Kiruna constituent une sous-classe des gisements de type IOCG (Oxydes de Fer-Cuivre-Or) du Protérozoïque : les gisements de type IOA (Oxydes de Fer-Apatite).

La particularité des minéralisations ferrifères de type Kiruna est leur teneur relativement élevée en REE (Parák, 1973, 1975, 1985; Frietsch et Perdahl, 1995). La première mention de la teneur significative en REE de ces minerais est faite par Geiser (1931). Le district des gisements ferrifères de type Kiruna ont une teneur moyenne de 0,7 % REO, principalement portée par l'apatite. Les REE sont contenues dans l'apatite et dans une moindre mesure dans la monazite qui n'est pas présente de façon homogène

dans les minéralisations. En outre, les minerais hématitiques de Kiruna ont une teneur moyenne de 0,5 % REO, encore principalement contenue dans l'apatite. De façon plus précise, Parák (1973) a analysé la teneur en REE des minerais ferrifères à apatite de plusieurs gisements du district de Kiruna : Kiirunavaara (6 560 ppm), Malmberget (5 760 ppm), Leveaniemi (1 545 ppm), Rektorn (3 275 ppm), Haukivaara (5 295 ppm), Henry (5 210 ppm), Nukutusvaara (6 730 ppm) et Lappmalmen (5 890 ppm).

La compagnie suédoise LKAB (Luossavaara-Kiirunavaara AB) a extrait plus de 950 Mt de minerai depuis le début de l'exploitation débutée un siècle plus tôt, et seulement un tiers du corps minéralisé initial a été exploité. Récemment, LKAB cherche à extraire les REE de l'apatite présente dans les résidus miniers grâce au projet de recherche ReeMAP (LKAB, 2018). Les bassins à résidus qui contiennent de l'apatite représente un volume important avec une teneur relativement faible en REE. Le volume de ces bassins à résidus représente à Kiruna environ 8 Mt/an, contiennent 4-8 % d'apatite et 1 200-1 500 ppm REE, ce qui représenterait 10 à 15 kt REE par an (Renberg, 2014). Une production industrielle de concentré de REE est prévue pour 2021 et représenterait plus de 500 % de la demande suédoise en REE.

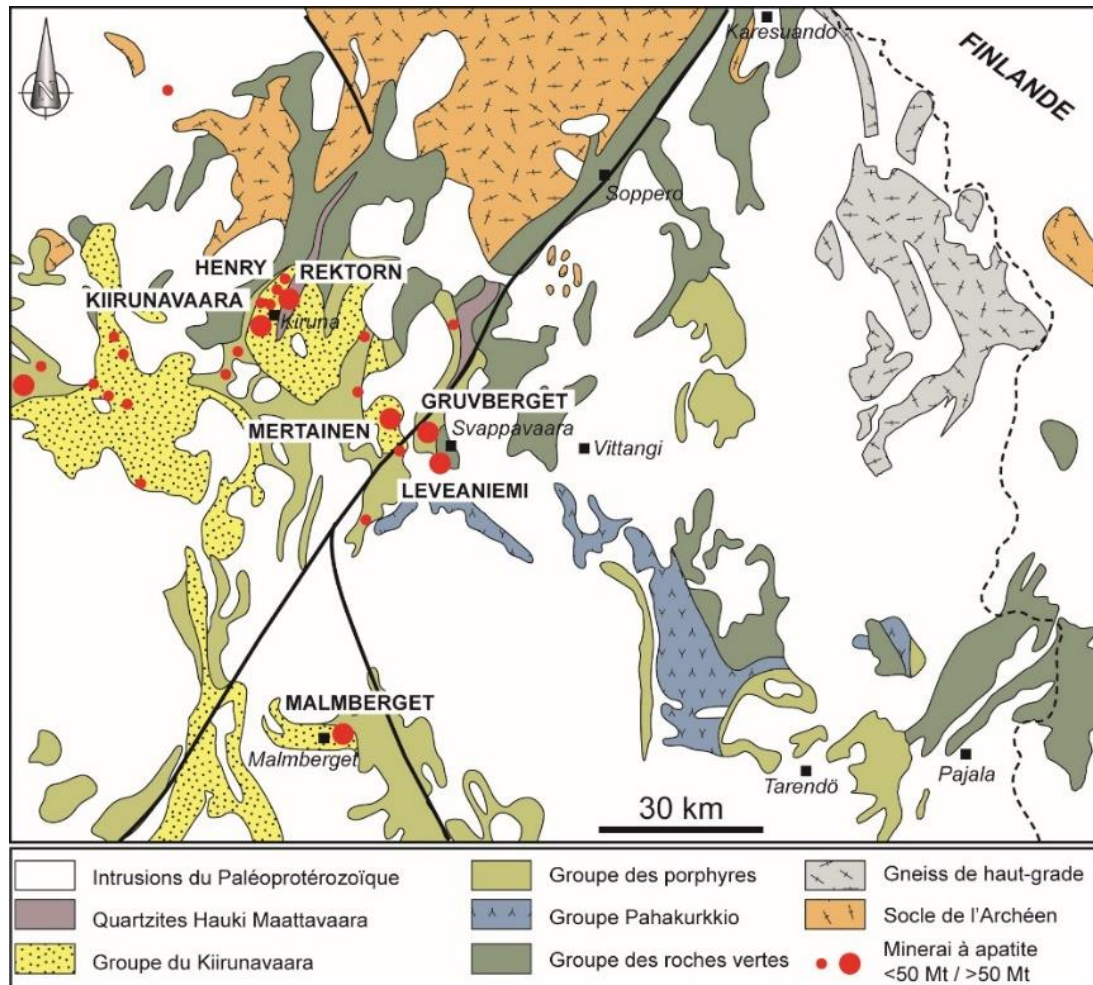


Figure 17 : Minerais ferrifères à magnétite-apatite-REE de type Kiruna (Suède), modifié d'après Martinssen, 2007.

- Albitites d'Uuniniemi, Honkilehto et Palkiskuru-Palovaara (Finlande)

Au nord de la Finlande, trois petites zones d'altération hydrothermale sont présentées comme montrant des anomalies en REE : Uuniniemi, Honkilehto et Palkiskuru-Palovaara (Sarapää et al., 2013). La zone d'Uuniniemi (près de Kuusamo, 680 km au nord d'Helsinki) est composée d'albitites, de syénites et de filons de carbonatites (Mutanen, 2011). La carbonatite a été échantillonnée et analysée, dévoilant des teneurs de 2,80 % P_2O_5 , 0,43 % REE et 256 ppm Nb (Sarapää et al., 2013). En outre, la teneur en REE est de 0,1 % dans l'albitite et les roches à carbonates et albite. Les minéraux porteurs de REE ont été identifiés par analyses à la microsonde électronique (monazite-Ce, colombite, ferro-colombite, euxénite-Y, zircon, Fe-thorite, et britholite et bastnäsité en minorité).

Dans la partie centrale de la ceinture de Kuusamo (Vanhanen, 2001), la minéralisation à Au-Co de

Honkilehto, encaissée dans des schistes à séricite et à sulfures, renferme aussi des minéraux uranifères (davidite), des minéraux à Pb-U et à U-Si. La bastnäsité et l'allanite sont toujours associées à ces anomalies. Les analyses des échantillons de sondages (i.e. DH398, intersection 81-93 m) par Sarapää et al. (2013) ont révélé les teneurs moyennes suivantes : 1 552 ppm REE (max. 3 442 ppm), 1 472 ppm Co (max. 3 410 ppm), 175 ppm U (max. 430 ppm) and 6,1 % S (max. 13,9 %).

Finalement, au nord-ouest de la Finlande, la zone de Palkiskuru-Palovaara montre des albitites composées de minéraux porteurs de REE avec la bastnäsité, la monazite, l'allanite et le xénotime (Sarapää et al., 2013). Les minéraux uranifères sont la davidite, la masuyite et la sayrite. La plus forte teneur en REE est de 0,4 % avec des teneurs de 209 ppm Th et 3 570 ppm U.

- Profils d'altération kaolinique de Virtasalmi et Mäkärä-Vaulo (Finlande)

Les processus de latérisation conduisent au lessivage partiel ou total des métaux comme Al,

Mg, Fe, Cu, Ni et REE de leur roche-mère, et sont ensuite accumulés au sein d'un profil d'altération

entre latérite et saprolite (Morteani et Preinfalk, 1996).

Au sud-est de la Finlande, les gisements de kaolin de la région de Virtasalmi (0,5 de 2 km de longueur et 50-400 m de profondeur, comme ceux de Litmanen, Eteläkylä, Vuorijoki and Montola) sont recouverts par 20 à 30 m de formations du Quaternaire. Le kaolin se présente sur une épaisseur moyenne de 30 à 40 m voire jusqu'à 100 m et contient 40-75 % poids de kaolinite, 20-30 % de quartz et quelques grains de feldspath potassique et de muscovite. Une zone de transition est observée entre le kaolin et les roches encaissantes (gneiss et tonalite), lesquelles présentent des structures bien préservées. Les gisements de kaolin de Virtasalmi ont été datés à 1 180 Ma par la méthode K/Ar sur les illites authigéniques du gisement de Litmanen (Sarapää, 1996). Sarapää et al. (2013) ont sélectionné certains échantillons de carottes de sondages pour conduire des études minéralogiques et chimiques pour estimer le potentiel en REE. Les kaolins montrent un enrichissement en REE avec des rapports LREE/HREE compris entre 6 et 19, (La/Yb)_n entre 6 et 66, Ce/Ce* égal à 1 (Al-Ani et Sarapää, 2009). À la base des profils d'altération kaolinique des gisements de Litmanen et Eteläkylä, la teneur totale en REE peut atteindre au maximum 0,1-0,2 % (Sarapää et al., 2013).

- Pegmatites à minéraux de REE (Suède)

L'orogène Svécocarélien regroupe quelques pegmatites qui contiennent des minéraux uranifères et à REE (Sadeghi et al., 2013). L'allanite est le principal minéral porteur de REE dans les pegmatites avec un rapport LREE/HREE élevé (Castor et Hedrick, 2006). En Suède, les pegmatites ont été classées en deux catégories d'après l'étude des minéraux accessoires menée par Smeds (1990) : (1) pegmatite à tourmaline ± minéral lithinifère (roches à faciès

- Complexe à P-REE et à carbonatite de Siilinjärvi (Finlande)

Le complexe à carbonatite de Siilinjärvi est situé à l'est de la Finlande (Figure 18), près de Kuopio (380 km au nord d'Helsinki). Il s'agit d'un corps lenticulaire à fort pendage d'environ 16 km de long et 1,5 km de large (Pusstinen, 1971). Les roches à calcite, dolomite et phlogopite de ce complexe forment un corps tabulaire de 600 à 700 m de large entouré d'une zone fénitisée. Les roches carbonatées blanches à verdâtres et à grain moyen ne sont pas très présentes à Siilinjärvi et la carbonatite est assez peu répandue. La majorité du corps central sont des roches riches en phlogopite allant d'une glimmérite pure à une silicocarbonatite, puis quelques carbonatites. Une datation par la méthode U/Pb sur zircon a donné un âge de $2\,610 \pm 10$ Ma (Tichomirowa et al., 2013), ce qui fait de la

Au nord de la Finlande, près de Sodankylä (Laponie), la région de Mäkärä-Vaulo fait partie de la ceinture de Tana (partie méridionale de la ceinture granulitique de Laponie). Elle a été la cible d'une exploration pour l'or, lequel avait été précédemment décelé par des anomalies géochimiques en REE (anomalies fortement positives en La et Y). La ceinture de Tana est une zone fortement tectonisée, composée d'amphibolites, de gneiss à grenat-biotite et de gneiss arkosiques. L'ensemble a chevauché la ceinture de roches vertes de Laponie centrale aux alentours de 1,91 Ga (Tuisku et Huhma, 2006). Dans les zones de Mäkärä et Vaulo, un épais profil kaolinique s'est développé aux dépens des roches du socle, le tout étant recouvert de dépôts argileux glaciaires (tills) enrichis en La et Y (Sarapää et Sarala, 2011, 2013). Le profil de Mäkärä montre des teneurs d'environ 0,05 % REE (max. 0,1 %) et des rapports LREE/HREE compris entre 2,7 et 15,1, et Ce/Ce* entre 0,7 et 0,9. Le profil de Vaulo montre une teneur de 0,40 à 0,45 % REE dans la fraction fine des dépôts glaciaires. Les minéraux porteurs de REE sont la monazite, le rhabdophane et le xénotime. Le potentiel en REE de la ceinture de Tana pourrait être intéressant car seule la région de Mäkärä-Vaulo a été explorée (Sarapää et al., 2013).

métamorphique bas à modéré), (2) pegmatites à minéraux de REE-Y (contextes géologiques variés). Malheureusement, les pegmatites sont généralement trop petites ou présentent des teneurs trop basses pour avoir un intérêt économique. Néanmoins, pour les pegmatites déjà exploitées pour le feldspath et le mica, l'exploitation des REE contenues dans les autres minéraux serait possible.

carbonatite de Siilinjärvi l'une des plus anciennes au monde.

L'apatite se situe dans la partie centrale du corps magmatique sous la forme de prismes gris à jaunâtre-verdâtre et de grains irréguliers dans les roches de type glimmérite-carbonatite. En lame mince, l'apatite ne montre aucune inclusion. Il s'agit de fluoroapatite avec une teneur moyenne de 1,2 % Sr et 0,4 % RE₂O₃ (Pusstinen, 1971). Les minéraux de la glimmérite sont la phlogopite, l'apatite et des carbonates. Ils ont été analysés pour leur potentiel en REE par Hornig-Kjarsgaard (1998). Les échantillons de roche totale ont révélé un teneur en REE comprise entre 499 et 1 629 ppm. L'apatite possède des teneurs en REE relativement élevée variant entre 2 986 et 3 820 ppm. Une récente étude menée par Decrée et al. (2020) a réévalué la teneur en terres rares contenues dans les

apatites de ce complexe alcalin. Ainsi, l'apatite présente dans la glimmérite montre des teneurs comprises entre 3 195 et 6 665 ppm REE alors que l'apatite contenue dans la fénite contient entre 663 et 4 567 ppm REE. Il apparaît que la teneur en terres rares dans la glimmérite ou la fénite est proportionnelle à la teneur en P_2O_5 puisque c'est l'apatite qui renferme la majeure partie des terres rares. En considérant des réserves de 200 Mt @ 4 % poids P_2O_5 , et des teneurs moyennes comprises entre 576 ppm REE (toutes roches confondues) et 697 ppm REE (dans la série à

glimmérite-carbonatite), Decrée et al. (2020) ont estimé qu'il serait possible d'extraire entre 133 000 et 161 000 t REO. Il faut rappeler qu'en 2012, un permis d'exploration avait été déposé pour le complexe de Siilinjärvi (Tasman Metals, 2012). Ce projet d'exploration de REE couvre 450 ha et se situe proche de la mine de phosphates (apatite) de Siilinjärvi (par la compagnie Yara), 30 km au nord de Kuopio. Ce site produit principalement des engrais et de l'acide phosphorique et demeure le seul producteur de minerai de phosphate en Europe occidentale (800 000 t/an de phosphates).

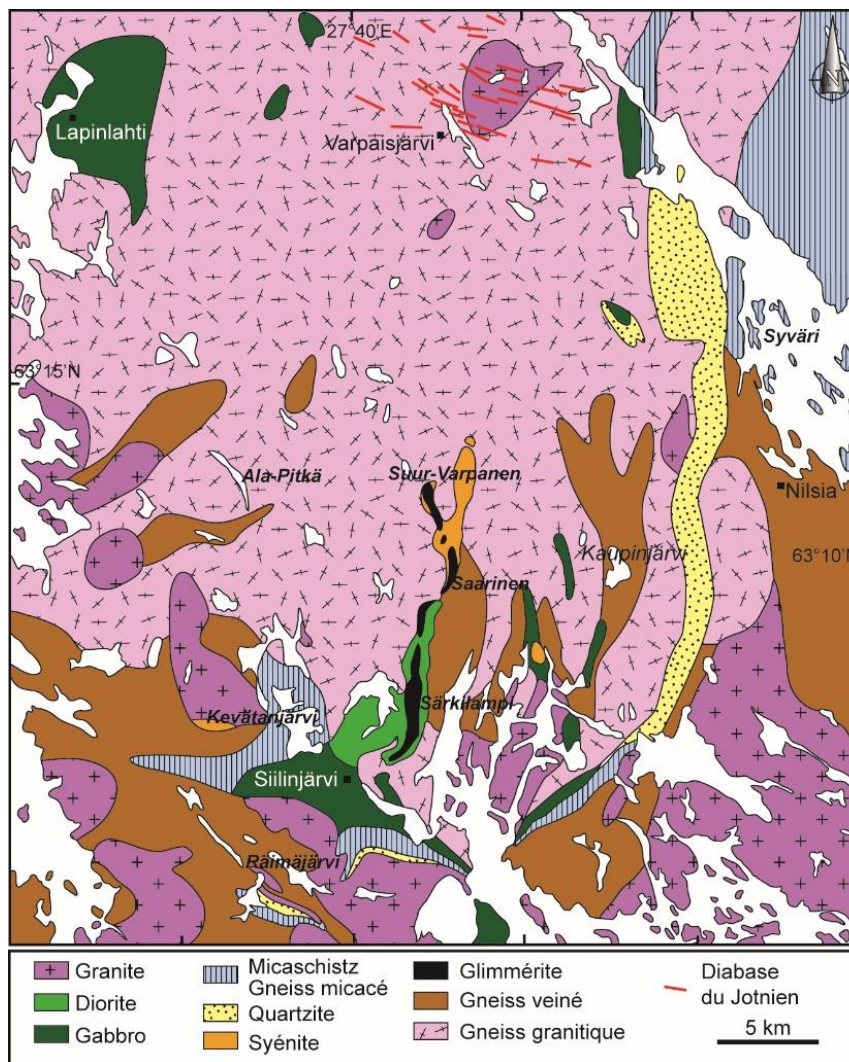


Figure 18 : Complexe à P-REE et à carbonatite de Siilinjärvi, Finlande (d'après Pusstinen, 1971).

- Carbonatites de Kortejärvi et Laivajoki (Finlande)

Au centre-nord de la Finlande, les massifs de carbonatite de Kortejärvi et Laivajoki intrudent des roches volcaniques basiques âgées du Paléoprotérozoïque inférieur, le long d'une faille d'échelle crustale, et constituent une part importante du potentiel en REE de la Finlande (Sarapää et al., 2013). La carbonatite de Kortejärvi est un massif

intrusif d'environ 2 km de long et 60 m d'épaisseur, alors que le massif de Laivajoki mesure 4 km de long et 20 m d'épaisseur (Nykänen et al., 1997). Les deux intrusions sont principalement composées de carbonatite à calcite et à dolomite, même si celle de Laivajoki contient aussi de la silicocarbonatite. En

outre, de la glimmérite et des roches à olivine-magnétite sont aussi visibles dans l'intrusion de Kortejärvi. Au sein de la carbonatite de Kortejärvi, une étude a été menée sur les carottes d'anciens sondages et a révélé la présence abondante d'apatite avec de la monazite et de l'allanite (Al-Ani et al., 2011). Pour la carbonatite de Laivajoki, quelques échantillons analysés ont montré de fortes teneurs en calcite, dolomite, phlogopite, magnétite et apatite. Les

principaux minéraux porteurs de REE dans les deux massifs sont l'allanite et la monazite. Malheureusement, les teneurs en REE dans les massifs de Laivajoki (210-1 644 ppm) et Kortejärvi (443-892 ppm) sont relativement faibles. De plus amples études sont nécessaires pour mieux définir le potentiel en REE des carbonatites de Kortejärvi et Laivajoki.

- Syénite néphélinique à REE-Zr de Norra Kärr (Suède)

La syénite néphélinique de Norra Kärr a été découverte en 1906 par Törnebohm, au centre-sud de la Suède, à 300 km de Stockholm et 15 km au NNE de Gränna, près de la rive orientale du lac Vättern. Le complexe intrusif est allongé N-S, et fait près de 1,3 km de long pour 460 m de large et couvre une surface d'environ 380 000 m² (Figure 19). Ce complexe est intrusif dans les gneiss et granites du Paléoproterozoïque (1 791 ± 8 Ma; Johnsen et Grice, 1999), appartenant aux granitoïdes de Småland-Värmland de type « Växjö », lesquels font partie de la ceinture ignée Trans-Scandinave (1,85-1,65 Ga; Högdahl et al., 2004). Le granite de Växjö est un granite rouge à biotite, généralement à grain grossier et isotrope, bien qu'une fabrique cataclastique orientée N-S est visible le long du lac Vättern (Adamsson, 1944). Les contacts entre la syénite néphélinique de Norra Kärr et le granite encaissant de Växjö ont un pendage d'environ 45° vers l'ouest. Jusqu'à récemment, l'âge de l'intrusion de Norra Kärr était mal établi vers 1 545 ± 61 Ma en Rb-Sr (Blaxland, 1977; Welin, 1980). Or, un âge plus récent avec la méthode U/Pb sur zircon a révélé que l'altération métasomatique des roches encaissantes (fénitisation) et donc l'activité magmatique liée à l'intrusion était âgée de 1 489 ± 8 Ma (Christensson, 2013; Sjöqvist et al., 2013). La mise en place du complexe de Norra Kärr est toujours discutée bien qu'il semble désormais que cette intrusion soit considérée comme un complexe agpaitique métamorphisé (Schilling et al., 2011; Sjöqvist et al., 2013 et références associées).

Le complexe de Norra Kärr apparaît zoné de façon concentrique et se compose de quatre lithologies principales : « grennaïte », « kaxtorpité », « pulaskite » et « lakarpité » (Figure 19). La grennaïte est une roche verte à grise, partiellement recristallisée et à grain fin avec des feldspaths alcalins, de la néphéline, de l'ægryrine, de l'eudialyte et de la catapleite. La partie centrale du massif montre des zones pegmatitiques et des schlierens entourant une unité recristallisée à migmatitisée de grennaïte. La pulaskite (roche alcaline à grain moyen à grossier) affleure à l'ouest du massif et se compose d'albite, de microcline, d'ægryrine, d'amphibole sodique, ainsi que de biotite et de néphéline comme phases mineures. Les minéraux accessoires sont la rosenbuschite,

l'apatite, la titanite et la fluorine (Sjöqvist et al., 2013; Gates et al. pour Tasman Metals, 2012, 2013). Affleurant en majorité dans la partie centrale de l'intrusion, la kaxtorpité consiste généralement en des roches alcalines noires à grain grossier et pauvre en zirconium. Ses minéraux constitutifs sont le microcline présent au sein d'une matrice composée d'amphibole alcaline sombre, d'ægryrine, d'eckermannite, de pectolite et de néphéline. Enfin, la lakarpité est une roche à grain moyen riche en albite-arfvedsonite-néphéline avec un peu de microcline et de rosenbuschite, et de titanite, d'apatite et de fluorine comme phases mineures.

Des analyses chimiques ont été conduites sur chacune de ces lithologies et présentées dans Gates et al. (2013). Ainsi, la grennaïte contient entre 0,14 et 0,67 % REO avec les teneurs maximales dans les faciès pegmatitiques. La pulaskite contient entre 0,09 et 0,24 % REO. La kaxtorpité montre des valeurs de 0,20 % REO. Enfin, la lakarpité inclut entre 0,42 et 0,54 % REO. Les analyses de roche totale sont aussi présentées dans l'étude de Sjöqvist et al. (2013) pour chacune des lithologies du complexe de Norra Kärr. Ainsi, la grennaïte avec la catapleite a des teneurs de 0,28 % REO+Y₂O₃, alors que la grennaïte associée aux pegmatites et la grennaïte déformée (texture recristallisée) ont des teneurs de 1,19 et 0,47 % REO+Y₂O₃, respectivement. Les teneurs dans la kaxtorpité et la lakarpité sont de 0,08 % et 0,62 % TREO+Y₂O₃, respectivement. De précédentes études minéralogiques ont permis de rapporter des minéraux porteurs de REE comme l'eudialyte, la rinkite-mosandrite, la britholite-(Y), la lessingite, l'apatite, et la tritomite-(Ce), ainsi qu'un assemblage porteur de REE à rosenbuschite. Dans une étude minéralogique récente sur le groupe de l'eudialyte issu de Norra Kärr, Sjöqvist et al. (2013) ont discriminé trois groupes distincts : (1) eudialyte rose classique enrichie en Fe et pauvre en REE dans la lakarpité, (2) eudialyte riche en HREE et Fe-Mn dans la grennaïte associée aux pegmatites, et (3) eudialyte riche en Mn et LREE dans la grennaïte « migmatitique ». Les analyses chimiques conduites par Tasman Metals sur des concentrés d'eudialyte montrent des valeurs allant de 3,91 à 4,63 % REO, avec des teneurs hautes dans les eudialytes prélevées dans la grennaïte pegmatitique (Gates et al., 2013). En

2011, une première estimation de ressources pour le gisement à REE-Zr de Norra Kärr est publiée selon la norme NI43-101. Avec une teneur de coupure de 0,4 % REO, le gisement de Norra Kärr contient 60,5 Mt @ 0,54 % REO et 1,72 % ZrO₂. En 2012 et 2013, les ressources indiquées sont de 41,6 Mt @ 0,57 % REO correspondant à

237 120 t REO, et des ressources inférées de 16,5 Mt @ 0,64 % TREO correspondant à 105 600 t REO (Gates et al., 2013). En juillet 2013, une étude économique préliminaire estime la capacité de production à 6 800 t/an, pour une durée de vie de la mine de 40 ans, bien que le gisement demeurerait exploité en souterrain.

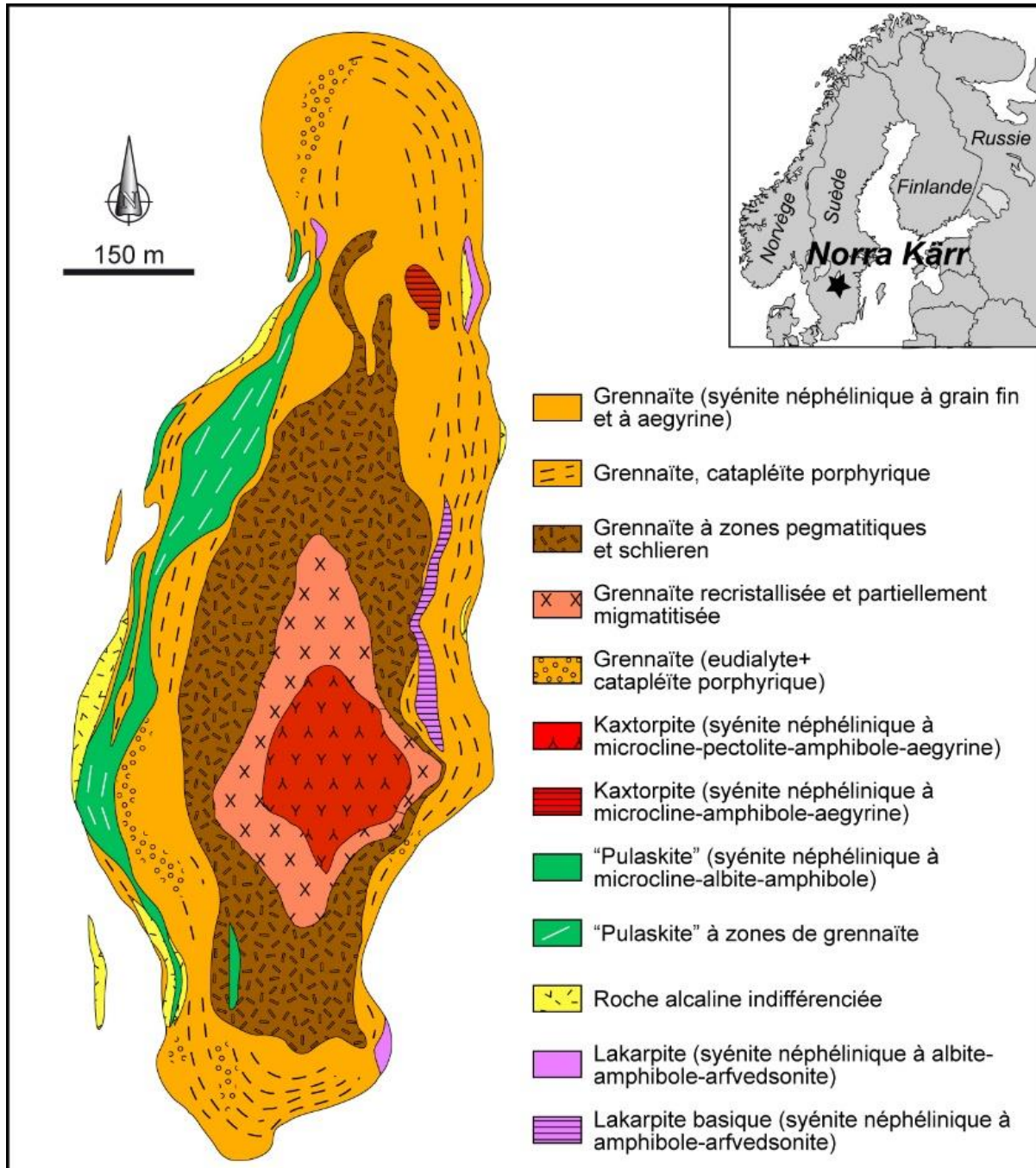


Figure 19 : Syénite néphélinique à REE-Zr de Norra Kärr, Suède (d'après Gates et al., 2013).

- Phosphorite de Pålång (Suède)

La phosphorite de Pålång est un indice situé à 50 km au nord-est de Luleå. Les roches encaissantes sont composées de métasédiments et de roches volcaniques datées du Paléoprotérozoïque (2,1-2,3 Ga) qui appartiennent au supergroupe de Carélie (ex. Notholt et al., 1989; Frietsch et Perdahl, 1995) : micaschistes avec des interlits de quartzite, phyllite et calcaire-dolomie. Le calcaire et la dolomie contiennent des niveaux d'apatite ou alors des fragments d'apatite associés à une brèche formée lors du métamorphisme régional. Les roches phosphatées se situent dans deux zones à fort pendage dans des niveaux d'un mètre de puissance montrant des

teneurs de 10 % P_2O_5 . Le gisement de Pålång a une teneur moyenne de 2 % P_2O_5 et 0,03 % U pour 6 Mt de minerai et une épaisseur estimée à 100 m (Gustafsson, 1979). Frietsch et Perdahl (1995) ont analysé la teneur en REE dans les apatites et ont montré un faible fractionnement de celles-ci ($(La/Yb)_{cn} = 4$) et des teneurs en REE 50 à 400 fois plus élevées que les valeurs chondritiques (i.e. ~730 ppm REE). Il faut noter qu'à 100 km au nord de la zone de Pålång, un gisement similaire est présent à Mustamaa (Finlande) où phosphorite et dolomie affleurent dans les roches volcaniques basiques, les phyllites et les schistes du supergroupe de Carélie.

- Carbonatite à REE-Pb de Korsnäs-Svartören (Finlande)

Le gisement de Korsnäs est une mine historique de REE-Pb, située dans le centre-ouest de la Finlande, à 350 km au nord d'Helsinki et seulement 25 km au sud-ouest du port de Vaasa sur la mer Baltique. La mine de Korsnäs a été exploitée par la compagnie Outokumpu Oy à ciel ouvert et en souterrain de 1959 à 1972. Le gisement de Korsnäs a été identifié en 1950 grâce à la découverte de blocs erratiques riches en sulfures de plomb. Par la suite, le minerai est intersecté par une importante campagne de sondages menée par le GTK en 1955 (voir références dans Sarapää et al., 2013). Le gisement est constitué d'un réseau de dykes de carbonatite dont le plus important est celui de Svartören, qui héberge le principal corps minéralisé. Ce dyke, dont la mise en place est datée à 1 830 Ma par la méthode U/Pb sur titanite (Papunen, 1986), mesure 5 à 30 m de puissance pour 1,5 km de long et s'enfonce à près de 350 m de profondeur. Le réseau de dykes intrude des gneiss migmatitiques âgés de 1,9 Ga appartenant à la ceinture schisteuse du Sud-Ostrobothnien (ex. Lehtonen et al., 2005). Le gisement est situé dans une zone intensément déformée et orientée N-S avec un pendage de 40-60° vers l'est. À proximité immédiate du corps minéralisé, une zone d'altération à chlorite est faiblement exprimée dans les roches encaissantes. Le gisement apparaît comme un corps hétérogène avec des minéralisations dans les pegmatites et les carbonatites ou sous la forme d'un skarn à scapolite-diopside-barytine dans les roches encaissantes.

Les principaux minéraux porteurs de REE sont l'apatite, la monazite et l'allanite, bien que le site soit aussi connu pour ses nombreux autres minéraux exotiques porteurs de REE. Plus précisément, la monazite se trouve dans les zones altérées et se présente sous la forme de petits cristaux ou en inclusions diffuses dans l'apatite (Isokangas, 1975). L'apatite a des teneurs en REE de plus de 6 %, avec un

léger excès de HREE comparé à la monazite et à l'allanite (Papunen et Lindsjö, 1972). Sur la base d'un échantillonnage - certes parcellaire - des minéraux de REE, la teneur totale en ces éléments est principalement représentée par le Ce, le La et le Nd pour 80-90 % (Papunen, 1986). En outre, plus de 50 minéraux différents ont été identifiés dans le gisement, incluant des phases rares comme des carbonates et des phosphates, et aussi les célèbres cristaux d'harmotome (silicate hydraté de baryum) et d'apophyllite au sein de petites vacuoles (Isokangas, 1975). Historiquement, la mine de Korsnäs a fourni un total de 0,87 Mt de minerai @ 3,6 % Pb et 0,83 % REE, entre 1959 et 1972 (Himmi, 1975; Tasman Metals, 2010c). La production passée est évaluée à un total de 45 000 t de Pb et 36 000 t de La entre 1961 et 1972 (Himmi, 1975). D'autres chiffres ont été publiés et donnent une teneur moyenne du minerai de 3,57 % Pb et 0,91 % RE_2O_3 (Papunen et Lindsjö, 1972). Depuis, le GTK avait repris des travaux exploratoires pour les REE et avait découvert des blocs erratiques composés des roches de type Svartören à environ 1 km au sud-ouest de la mine de Korsnäs (Kärkkäinen et Huhta, 1993). Ces blocs semblent provenir d'une source encore non découverte et similaire au dyke de Svartören. En outre, quelques échantillons prélevés des carottes de sondages des années 1950 ont été ré-analysés et ont révélé des teneurs en REE allant de 0,7 à 2,2 % avec une fraction enrichie en LREE. Plus spécifiquement, la teneur en Eu est forte (entre 66 et 242 ppm) et la teneur en Th varie entre 107 et 604 ppm. Enfin, de faibles anomalies gravimétriques négatives ont été mesurées au sud de la zone de Korsnäs et pourraient être le marqueur d'une zone potentielle pour identifier des dykes de carbonatite altérés à REE-Pb. La compagnie Tasman Metals a acquis l'ancienne mine à REE-Pb de Korsnäs (Tasman Metals, 2010c).

- Paléoplacer métamorphisé et altération hydrothermale à REE d'Olserum (Suède)

L'indice d'Olserum est situé proche de Gamleby, à 220 km au sud-ouest de Stockholm. Cet indice a été découvert dans les années 1950 au cours d'une prospection pour l'uranium et a été étudié pour son contenu en REE dans les années 1990-2000. En 2013, une campagne d'exploration est conduite par la compagnie Tasman Metals (IGE Nordic, 2007; Reed, 2013; Tasman Metals, 2013).

La zone d'Olserum fait partie de la formation de Västervik qui est une succession métasédimentaire formée entre 1,88 et 1,85 Ga dans la partie la plus méridionale du domaine Svécofennien (Kleinhanns et al., 2012). Cette formation psammitique à pélitique a été intrudée par des granitoïdes âgés de 1,85-1,80 Ga liés au granite de Småland, lequel appartient à la ceinture ignée Trans-Scandinave. Un métamorphisme HT-BP a affecté les sédiments transformés en quartzites à mica, gneiss et métapélites. Dans cette séquence métasédimentaire, des intercalations d'horizons sableux noirs riches en oxydes de fer (i.e. magnétite) sont présentes en abondance et renferment les principales minéralisations à REE. Cependant, un métasomatisme contemporain du métamorphisme est bien développé (Andersson et al., 2018b). Il est responsable de l'altération hydrothermale des horizons noirs sableux et conduit à une remobilisation des minéraux porteurs de REE. Les auteurs considèrent le gisement d'Olserum comme un paléoplacer qui a été métamorphisé et altéré par l'épisode hydrothermal concomitant (Reed, 2013; Tasman Metals, 2013).

- Complexe alcalin à Nb-Zr-REE d'Alnö (Suède)

Le complexe alcalin d'Alnö est situé au milieu de la côte orientale suédoise et affleure au nord de l'île d'Alnö. L'intrusion principale se compose de roches silicatées alcalines et de carbonatites qui peuvent être divisées en quatre séries (Morogan, 1988; Hode Vuorinen et Hålenius, 2005) : pyroxénite, ijolite (melteigite-ijolite-urtite), syénite néphélinique et carbonatite calcique, mises en place dans cet ordre (Figure 20). Les roches magmatiques de ce complexe sont entourées par une zone fénitisée de 500-600 m de large au sein des roches encaissantes (Morogan et Woolley, 1988). Le complexe est daté à 553 ± 6 Ma par la méthode Rb-Sr sur roche totale (Brueckner et Rex, 1980). Une datation plus récente et plus fiable avec la méthode Ar-Ar a donné un âge de 584 ± 7 Ma (Édiacarien; Meert et al., 2007). Cet âge est interprété comme celui de la cristallisation du complexe alcalin (Andersen, 1996). Le complexe d'Alnö intrude le socle du Protérozoïque, principalement des migmatites appartenant au domaine du Svécofennien.

Les minéraux porteurs de REE les plus abondants sont la monazite et le xénotime. En outre, l'apatite est abondante mais avec une faible teneur en REE. Ces trois phosphates porteurs de REE semblent être d'origine métamorphique, associés à l'épisode hydrothermal bien qu'une origine primaire sédimentaire (détritique) puisse aussi être envisagée (Reed, 2013). La monazite et le xénotime se présentent majoritairement sous la forme d'inclusions dans l'apatite et la biotite, suggérant que l'apatite est l'ancien porteur principal des REE, qui a été ensuite lessivé au cours du métamorphisme. Les plus fortes teneurs en REE sont associées aux niveaux riches en magnétite et aux niveaux de quartzite à biotite-amphibole, alors que les teneurs les plus basses en REE sont associées aux autres niveaux de gneiss et quartzites.

En 2007, la compagnie IGE Nordic AB a estimé les ressources du gisement d'Olserum à 2,8 Mt @ 0,83 % REO (0,53 % LREO + 0,30 % HREO) or 23 226 t REO (IGE Nordic, 2007). En 2013, une estimation selon la norme NI43-101 a été publiée par la compagnie Tasman Metals avec des ressources indiquées de 4,5 Mt @ 0,6 % REO (33,9 % HREO de REO) ou 27 260 t REO, et des ressources inférées de 3,3 Mt @ 0,63 % REO (33,7 % HREO de REO) ou 20 770 t REO (Reed, 2013; Tasman Metals, 2013). La teneur de coupure était fixée à 0,4 % REO.

Les minéraux accessoires comme la titanite et l'apatite sont présents dans la série à ijolite et incorporent des teneurs non négligeables en Nb, Zr et LREE (Vuorinen et Hålenius, 2005). En effet, la titanite montre des teneurs importantes en Nb (0,4-7,3 % poids Nb₂O₅) au sein de la melteigite, et dans une moindre mesure dans l'ijolite avec des teneurs plus élevées (6,5 % poids Nb₂O₅). Des teneurs d'un même ordre de grandeur sont parfois mesurées dans la titanite présente dans la syénite néphélinique (jusqu'à 7 % poids Nb₂O₅). Pour le zirconium, les teneurs les plus élevées se trouvent dans les bordures de la titanite présente dans la melteigite et atteignent plus de 2,8 % poids ZrO₂. Enfin, les teneurs en LREE (i.e. $\sum \text{La}_2\text{O}_3 + \text{Ce}_2\text{O}_3 + \text{Pr}_2\text{O}_3 + \text{Nd}_2\text{O}_3$) sont significatives dans la titanite présente dans la melteigite et peut atteindre 1 % poids avec des valeurs maximales jusqu'à 3,9 % poids.

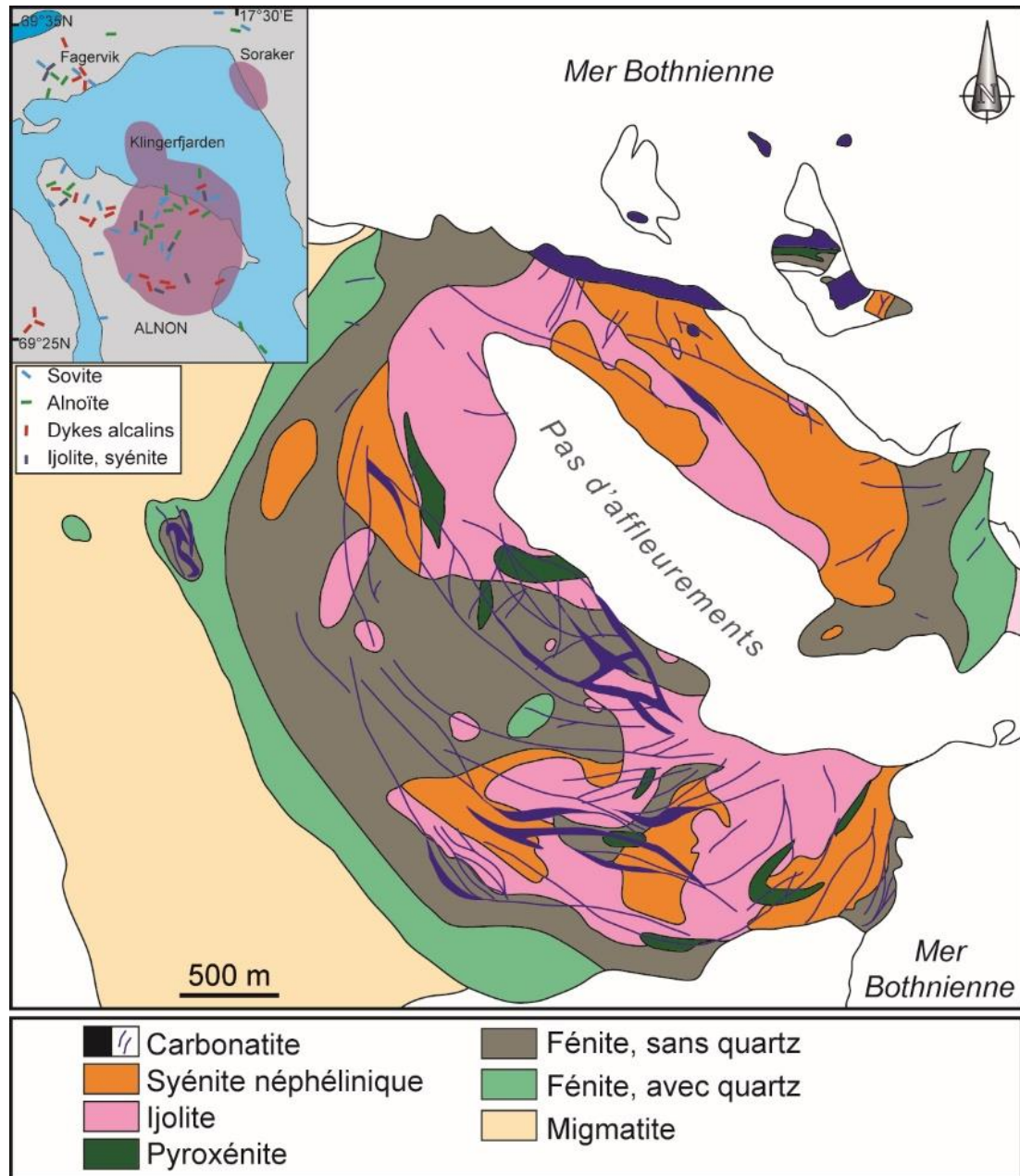


Figure 20 : Complexe alcalin à Nb-Zr-REE d'Alnö (Suède), modifié d'après Vuorinen et Hålenius (2005).

- Skarns de type Bastnäs à Fe-REE-(Cu) (Suède)

Le gisement à Fe-REE-(Cu) de Bastnäs est situé dans le domaine du Svécofennien, près de Skinnskatteberg, dans la région de Bergslagen au centre-sud de la Suède (Figure 21). Ce gisement fait partie du district minier de Riddarhyttan et constitue un site historique pour la découverte des REE avec la description inédite de nombreux minéraux porteurs de REE (ex. bastnäsite, cérite, törnebohmitte). Le gisement de Bastnäs a d'abord été exploité pour le fer et le cuivre, et environ 160 t de REE ont été extraites entre 1860 et 1919 (Carlborg, 1923). Geijer (1961) introduit pour la première fois la notion de gisement de « type Bastnäs » en référence aux gisements de fer fortement enrichis en REE. Ces gisements sont situés

près des districts de Norberg (30 km au nord-est de Bastnäs) et de Rödbergsgruvan-Nora (50 km au sud-ouest de Bastnäs; Geijer, 1961; Holtstam et Andersson, 2007 et références associées; Andersson et Holtstam, 2013). Les gisements de type Bastnäs sont encaissés dans des roches métavolcaniques felsiques et des marbres du Svécofennien inférieur (1,91-1,88 Ga), qui ont subi une importante altération hydrothermale avec un métasomatisme conduisant à des enrichissements en K, Na et particulièrement Mg dans les zones proches des minéralisations (Geijer, 1923; Trägårdh, 1991; Hallberg, 2003). Par la suite, ces roches ont été métamorphosées dans le faciès amphibolite, et ont été intrudées par au moins deux

générations de roches plutoniques (i.e. 1,90-1,86 Ga et 1,81-1,75 Ga; Lindh et Persson, 1990; Andersson et Öhlander, 2004).

Ainsi, les gisements de type Bastnäs sont caractérisés par une minéralisation hydrothermale de type skarn et d'un assemblage complexe d'oxydes de fer, de silicates calciques et magnésiens, de silicates à REE, de fluoro-carbonates à REE, de sulfures et de sulfosels à Cu, Mo, Bi, Co et d'alliages mineurs à Au-Ag (Holtstam, 2004 ; Sahlström et al., 2019). Les gisements peuvent être divisés en deux sous-types d'après leur composition et la paragenèse des minéraux porteurs de REE (Holtstam et Andersson, 2007; Andersson et al., 2013) : (1) les gisements de Bastnäs et Rödbergsgruvan à LREE (La, Ce) et enrichis en Fe, et (2) les gisements du district de Norberg enrichis en LREE, Y+HREE, Mg, Ca et F. Les principaux minéraux porteurs de REE du premier sous-type sont : cérite-(Ce), ferriallanite-(Ce), törnebohmitite-(Ce) et bastnäsite-(Ce) ; alors que ceux du second sous-type sont : fluorobriholite-(Ce), västmanlandite-(Ce), dollaséite-(Ce), gadolinite-(Ce) et gadolinite-(Y). La précipitation des silicates de REE dans ces gisements (i.e. cérite et fluorobriholite) résulte de la réaction entre des fluides relativement acides portant la majorité des REE complexées par des ligands (F et Si) avec les roches encaissantes

dolomitiques (Holtstam et Andersson, 2007). Les gisements de type Bastnäs sont quasiment uniques comme exemple d'exoskarn à protolithe carbonaté d'origine sédimentaire. Des datations récentes par la méthode Re-Os sur molybdénite ont donné des âges de cristallisation des sulfures associés aux minéraux porteurs des REE compris entre 1,90 et 1,84 Ga (Andersson et al., 2013). En détail, une évolution spatio-temporelle est observée entre le gisement de Rödbergsgruvan, qui est considéré comme le plus ancien au sud-ouest et les gisements les plus jeunes du district de Norberg, au nord-est.

En 2010, une joint-venture a été signée entre un groupement suédois de consultance et la compagnie Tasman Metals pour mener une campagne d'exploration pour les REE dans la région de Bastnäs sur un permis de 915 ha (TasmanMetals, 2010b). Une série d'échantillons prélevés dans les anciens déblais miniers ont été analysés par le Service géologique suédois (SGU) en utilisant les techniques XRF et ICP. Les échantillons ont fourni des teneurs variables mais élevées comprises entre 1,82 et 17,47 % REO avec une moyenne de 6,97 % REO (TasmanMetals, 2010b). En outre, les analyses géochimiques ont révélé un appauvrissement en U et Th, encore inexpliqué, dans la gadolinite, la fluorobriholite et les minéraux du groupe de l'allanite (Holtstam et Andersson, 2007).

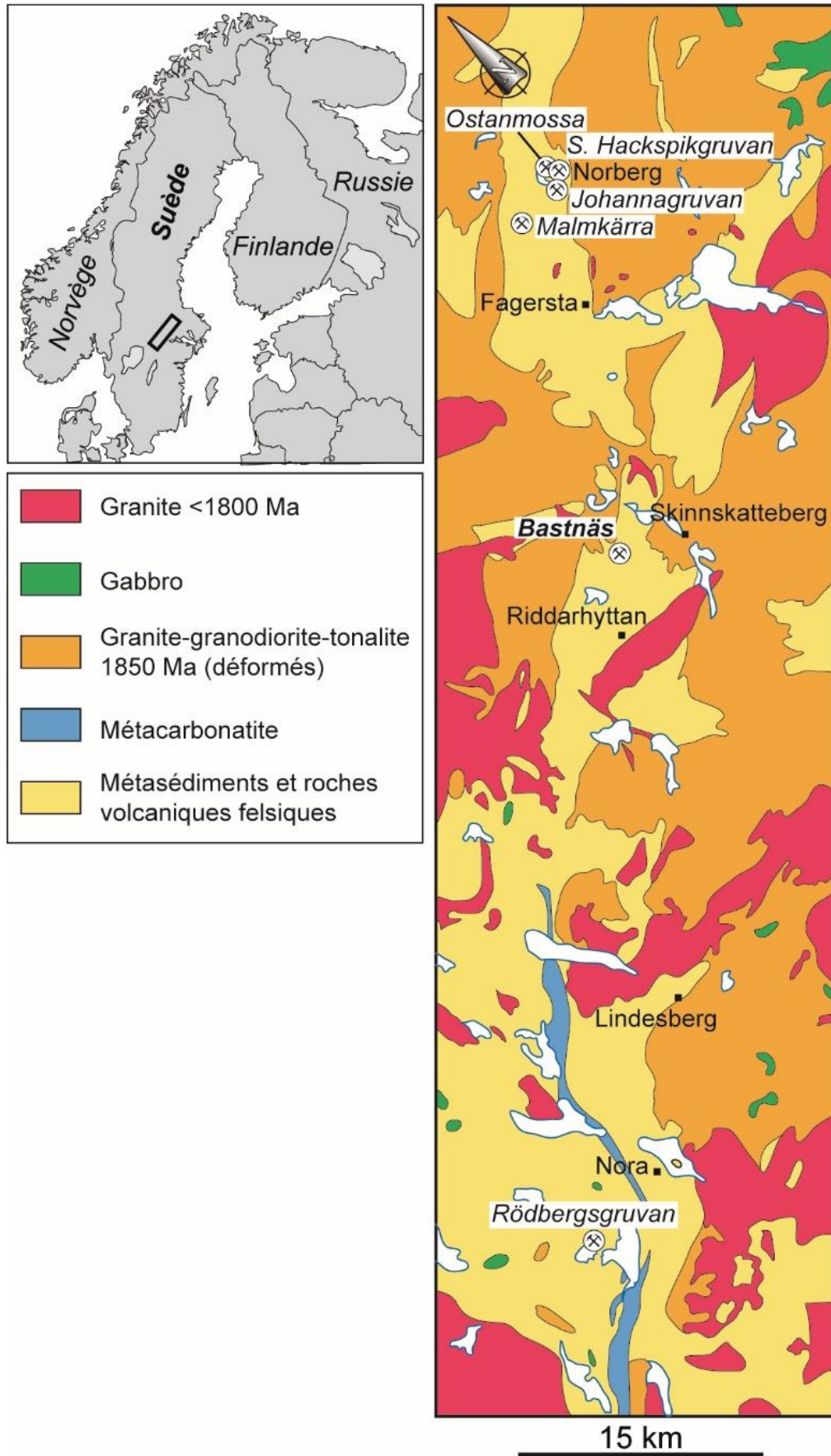


Figure 21 : Skarns de type Bastnäs à Fe-REE-(Cu), Suède (d'après Holtstam et Andersson, 2007).

5.1.3. Domaine Svéconorvégien

- Complexe à Nb-REE-Fe et à carbonatite de Fen-Søve (Norvège)

Le complexe à carbonatite de Fen-Søve (Figure 22) s'est mis en place au sein des gneiss de Télémarch âgés du Protérozoïque inférieur. Il est situé près d'Ulefoss, à 120 km au sud-ouest d'Oslo, en Norvège (ex. Barth et Ramberg, 1966; Mitchell et Brunfelt, 1975; Andersen, 1986; Kresten et Morogan, 1986; Andersen, 1988). Ce complexe couvre une surface de 9 km² et a déjà été exploité pour le fer entre 1657 et 1927 (mines de Fen) et pour le niobium de 1953 à 1965 (mine de Søve), avec 1 Mt de minerai brut @ 0,31-0,57 % Nb₂O₅ (Dahlgren, 2005). En outre, le complexe de Fen-Søve est connu comme la localité-type de la søvite et de la fénite. Le massif est principalement constitué par des roches alcalines et des carbonatites d'âge Édiacarien, soit environ 565 Ma (âge K/Ar sur biotite, Faul et al., 1959) et 583 ± 15 Ma (âge ⁴⁰Ar/³⁹Ar sur biotite; Meert et al., 1998). Le niveau d'érosion permet d'avoir une coupe à environ 1-3 km de profondeur par rapport à la mise en place initiale du complexe (Sæther, 1957).

L'histoire géologique de ce complexe peut être décomposée comme suit : (1) intrusion de roches alcalines (séries à melteigite, ijolite, urtite), (2) intrusion de carbonatites calciques (søvite et silico-søvite), (3) intrusion de carbonatites dolomitiques (rauhaugite I magmatique), (4) intrusion de lamprophyres alcalins (damkjernite), et (5) altération tardive de la damkjernite formant la rauhaugite II métasomatique (Kresten et Morogan, 1986; Andersen, 1988; Dietzel et al., 2019 et références associées). Enfin, une auréole de fénite entoure le complexe au niveau des bordures ouest et sud.

En 2011, la compagnie d'exploration danoise 21st North a posé un permis pour les REE couvrant la partie externe à carbonatite du complexe de Fen-Søve. En effet, les parties orientales du complexe sont davantage enrichies en REE, notamment dans la carbonatite à ankérite-dolomite (rauhaugite) et la carbonatite à hématite (rødberg) (Lie et Østergaard, 2011). Cependant, de larges parties du complexe sont

encore mal connues étant donné la couverture superficielle bien développée. Avant les travaux récents de 21st North, le Service géologique de Norvège (NGU) a mené une étude détaillée sur le potentiel en REE entre 1967 et 1970 en se focalisant sur la partie nord-est du complexe. Les teneurs en REE les plus prometteuses se situent dans la carbonatite à hématite (rødberg) avec environ 2,8 % REO (8 éléments + Y), et dans la carbonatite à ankérite-dolomite (rauhaugite) avec 1,51 % REO (voir Lie et Østergaard, 2011). Les études minéralogiques et géochimiques historiques dans le complexe de Fen ont montré que l'abondance de REE augmentait selon l'ordre suivant ijolite-damkjernite < søvite-rauhaugite < rødberg, reflétant l'ordre de différenciation du magma avec les teneurs en REE les plus fortes au sein des dernières roches formées (Mitchell et Brunfelt, 1975). Les REE sont principalement portées par la monazite, la bastnäsite, la synchysite et la parisite.

En 2011, la compagnie 21st North a collecté 58 échantillons pour mesurer la teneur en REE et identifier les minéraux au sein de chaque type de roches minéralisées en REE. La carbonatite à ankérite-dolomite contient environ 1,32 % REO portés par la bastnäsite, la synchysite et la parisite (sous la forme d'agrégats de grains de 0,1 à 1,0 mm). La carbonatite à hématite contient environ 2,32 % REO portés par de la monazite plus fine et des phases complexes à Nb-Fe-Ti-Y-REE, qui sont enrichies en HREE. En outre, les concentrés d'apatite extraits des carbonatites calciques contiennent 3 752-5 220 ppm REE et 164-288 ppm Y, et ceux extraits des carbonatites à ankérite-dolomite contiennent 5 143 ppm REE et 199 ppm Y (Hornig-Kjarsgaard, 1998; Ihlen et al., 2013). Au sud et à l'est du massif, une enveloppe a été estimée avec des ressources inférées de 84 Mt @ 1,08 % REO (0,8 % REO en teneur de coupure), mais les ressources du complexe en entier sont probablement plus importantes (Lie et Østergaard, 2014).

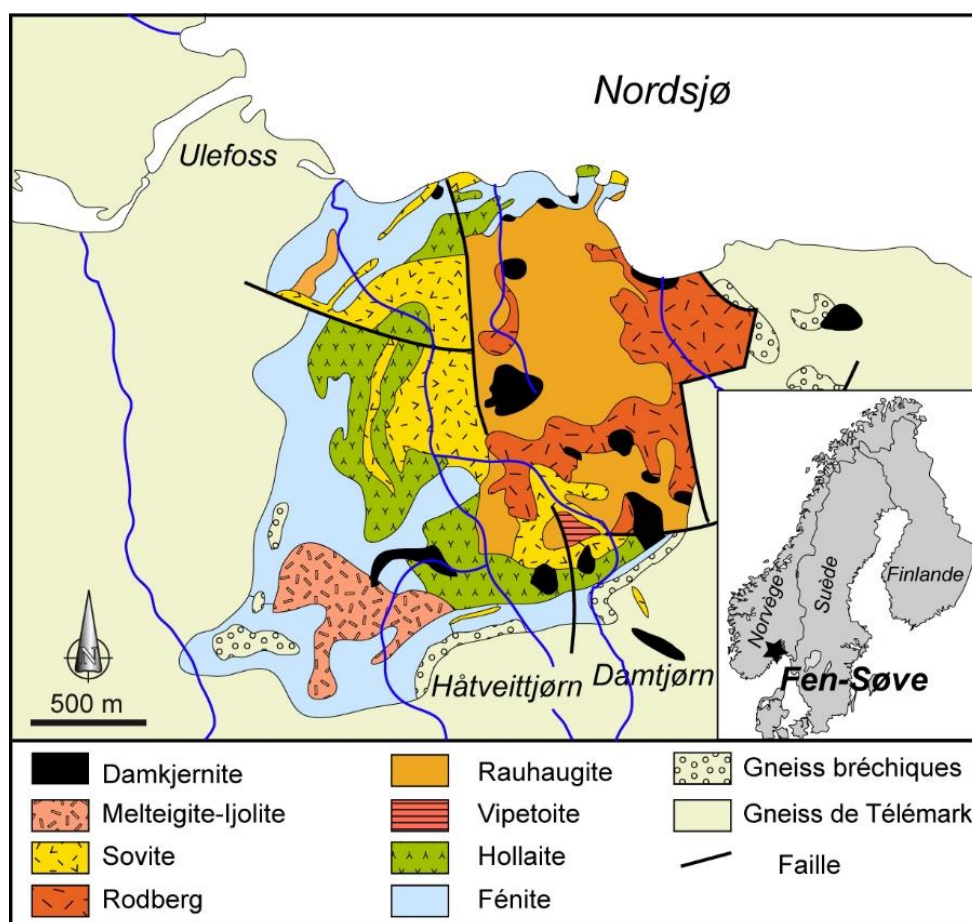


Figure 22 : Complexe à Nb-REE-Fe et à carbonatite de Fen-Søve (Norvège), modifié d'après Lie et Østergaard (2011).

- Champs pegmatitiques à Ta-Nb-REE d'Evje-Iveland, Froland et Glamsland (Norvège)

Au sud de la Norvège, à la terminaison de l'orogène Svéconorvégien, des champs pegmatitiques de type NYF affleurent : Evje-Iveland, Froland et Glamsland (ex. Andersen, 1926; Bjørlykke, 1937; Larsen, 2002; Müller et al., 2012, 2018 et références associées ; Figure 23). Ces pegmatites constituent la ceinture pegmatitique sud-norvégienne formée au cours de l'orogène Svéconorvégien (1,14-0,90 Ga) sur la marge occidentale du bouclier Fennoscandien, lorsque le « terrane » Bamble a chevauché le terrane de Télémark le long de la faille de Porsgrunn-Kristiansand vers 1,09-1,08 Ga (Bingen et al., 2008). Cependant, les datations disponibles pour ces pegmatites sont peu nombreuses et souvent basées sur des méthodes obsolètes (Rb-Sr sur minéral simple). Malgré cela, les pegmatites sont datées à 1060^{+8}_{-6} Ma à Froland (âge U/Pb sur euxénite, Baadsgaard et al., 1984) et 910 ± 14 Ma à Evje-Iveland (âge U/Pb sur gadolinite; Scherer et al., 2001), conduisant les auteurs à considérer un emplacement post-orogénique. Or, des études structurales postérieures ont montré que les pegmatites se sont mises en place de façon syntectonique, ce qui implique une relation spatio-temporelle entre la

déformation et le magmatisme au cours de l'orogène Svéconorvégien (Hendersen et Ihlen, 2004).

La plupart des pegmatites se sont mises en place dans des roches basiques (amphibolite, norite et gneiss basiques). Les filons excèdent rarement 20 m de puissance sous la forme de lentilles subhorizontales recoupant très fréquemment la foliation des roches encaissantes. Dans le champ de Froland, les pegmatites appartiennent, selon la classification de Černý et Ercit (2005), aux pegmatites abyssales à HREE et ne semblent pas reliées aux plutons granitiques comme celui de Herefoss (sud-ouest de la zone). Les pegmatites contiennent en proportion variable quartz, feldspath alcalin, plagioclase, biotite et un peu de mica blanc, et les minéraux de REE et autres minéraux accessoires sont rares (Ihlen et al. 2001, 2002). Néanmoins, les seules pegmatites présentant un contenu significatif en minéraux de REE sont celles de Bjortjørn et Gloserheia dans le Froland (Müller et al., 2005), ce champ comptant environ 100 filons pegmatitiques. Dans le champ d'Evje-Iveland, les pegmatites sont classées comme pegmatites à REE et pegmatites à muscovite et REE (Černý et Ercit, 2005; Müller et al., 2012). La relation génétique entre les pegmatites et le

pluton granitique de Høvringsvatnet (971 $^{+63}/_{-34}$ Ma; Andersen et al., 2002) est toujours débattu. Ces pegmatites contiennent principalement : feldspath potassique, plagioclase, quartz, biotite et muscovite, magnétite et grenat en minorité, et une proportion variable en minéraux à REE et à métaux rares (béryl, allanite, monazite, euxénite, æschynite, gadolinite, ou

colombite). Environ 350 pegmatites affleurent dans le champ d'Evje-Iveland, dont celle de Steli et quelques autres à lithium qui renferment des REE (monazite et euxénite). La pegmatite de Slobrekka est très fractionnée, et riche en minéraux à Y-REE (gadolinite-(Y), allanite-(Ce), æschynite-(Y), et euxénite-(Y)).

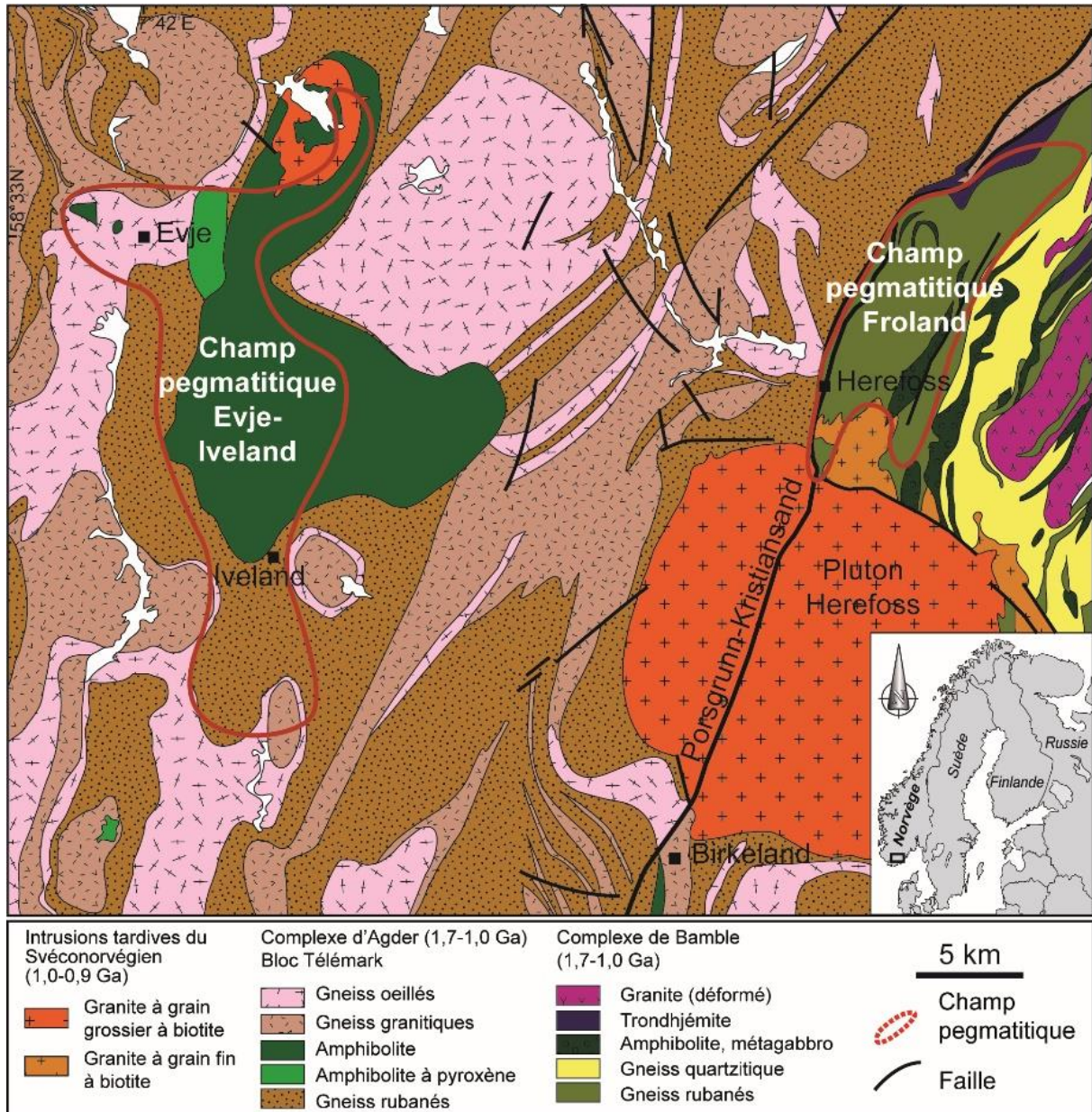


Figure 23 : Champs pegmatitiques à Ta-Nb-REE d'Evje-Iveland, Froland et Glamsland, Norvège (d'après Muller et al., 2012).

5.2. Indices de terres rares des Calédonides

5.2.1. Calédonides scandinaves

- Phosphorite à U-REE-P de Tåsjö (Suède)

L'occurrence à U-REE-P de Tåsjö est située en Suède (Figure 24), à 200 km au nord d'Ostersund, entre les villes de Dorotea et Strömsund (comtés de Västerbottens et Jämtlands län). Cette zone a été prospectée en 1957 par la compagnie suédoise à l'énergie atomique pour l'uranium. L'indice de Tåsjö se situe sur le front calédonien, dans l'unité Autochtone inférieure et la minéralisation est encaissée dans les schistes à Lycophoria de l'Ordovicien inférieur et les schistes alunifères du Cambro-Ordovicien (Browne, 2008 et références associées; Sadeghi et al., 2013). L'épaisseur des séries minéralisées atteint 15-20 m dans les schistes alunifères et 3-10 m dans les schistes à Lycophoria. En outre, cette zone est fortement déformée par la tectonique calédonienne avec des chevauchements, des nappes et des plis ayant conduit à un épaissement des séries (plus 400 m d'épaisseur pour les schistes alunifères).

Les schistes alunifères sont des schistes noirs foliés à pyrite avec une proportion variable en glauconite et en apatite, alors que les schistes à Lycophoria sont constitués par des bancs de siltite et des niveaux pélitiques à nodules phosphatés. La particularité de Tåsjö est l'unité phosphatique (schiste à Lycophoria) épaisse avec de fortes concentrations en uranium (associées à l'apatite qui constitue 9 à 20 % de la roche) et en REE. Des estimations montrent que la teneur en uranium dans l'apatite est de 0,16 % alors que la teneur du schiste à Lycophoria (environ 75-150 Mt) est de 0,03-0,07 % U_3O_8 , 0,11-0,24 % REE et 3,75-7,5 % P_2O_5 (Armands, 1964, 1970). Ainsi, le tonnage total de cette occurrence a été estimé à 47-53 Mt U_3O_8 , 165 000-180 000 t REE, et 5,63 Mt P_2O_5 . La zone de Tåsjö continuait à être explorée pour l'uranium et les REE par la compagnie Mawson Resources (Browne, 2008).

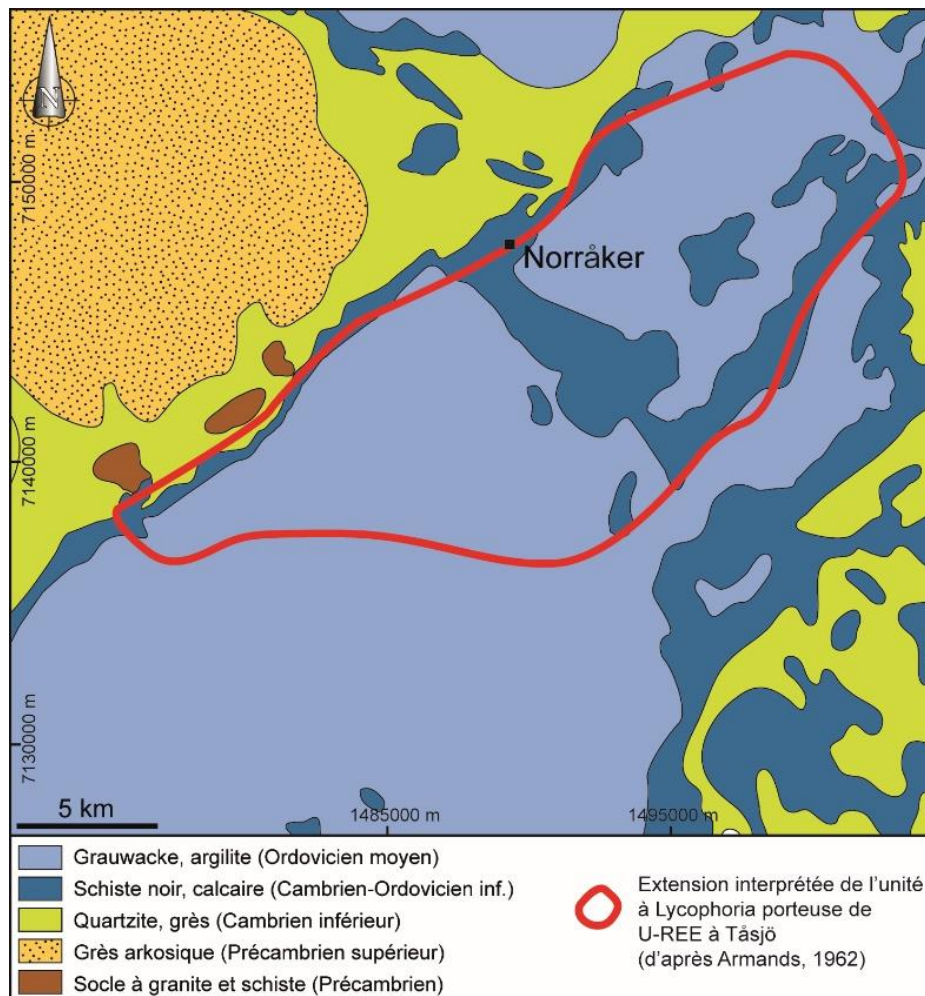


Figure 24 : Phosphorite à U-REE-P de Tåsjö (Suède).

- Complexe à pyroxénite et à P-REE de Misværdalen (Norvège)

Découvert par Farrow en 1974, le complexe de Misværdalen contient plusieurs intrusions de clinopyroxénite âgées de l'Ordovicien moyen-Dévonien supérieur, au nord de la Norvège, 40 km à l'est de Bodø (Figure 25). Ces corps de pyroxénite occupent environ 8 km² et montrent des enrichissements en apatite, cette dernière étant considérée en 2006 par la compagnie Nordland Mineral et le NGU comme présentant un potentiel minéral (Ihlen et al., 2013). La pyroxénite est constituée en proportion variable de biotite, de feldspath alcalin et d'apatite pour plus de 70 % en volume. La teneur en P₂O₅ des clinopyroxénites est estimée à environ 2,4 % poids (Ihlen et al. (2013) et références associées) avec des valeurs plus élevées dans les pyroxénites à grain grossier (2,5 % poids

P₂O₅ ou environ 6 % poids apatite). Les analyses chimiques des grains d'apatite extraits des pyroxénites à grain grossier présentent des teneurs en REE comprises entre 1 243 et 11 180 ppm avec des moyennes variant entre 4 150 et 6 363 ppm (Ihlen et al., 2013). Cette grande variation des teneurs en REE est a priori liée à la formation rétrograde d'allanite qui est observée le long de micro-fractures au sein des grains d'apatite. En outre, les analyses chimiques sur les concentrés d'apatite issus des pyroxénites à grain fin et à grain grossier montrent des valeurs comprises entre 4 276 ppm REE et 3 883-4 075 ppm REE, respectivement. Or, la teneur relativement élevée en Th détectée dans quelques échantillons (jusqu'à 100 ppm) ne permet pas d'utiliser l'apatite dans les engrais.

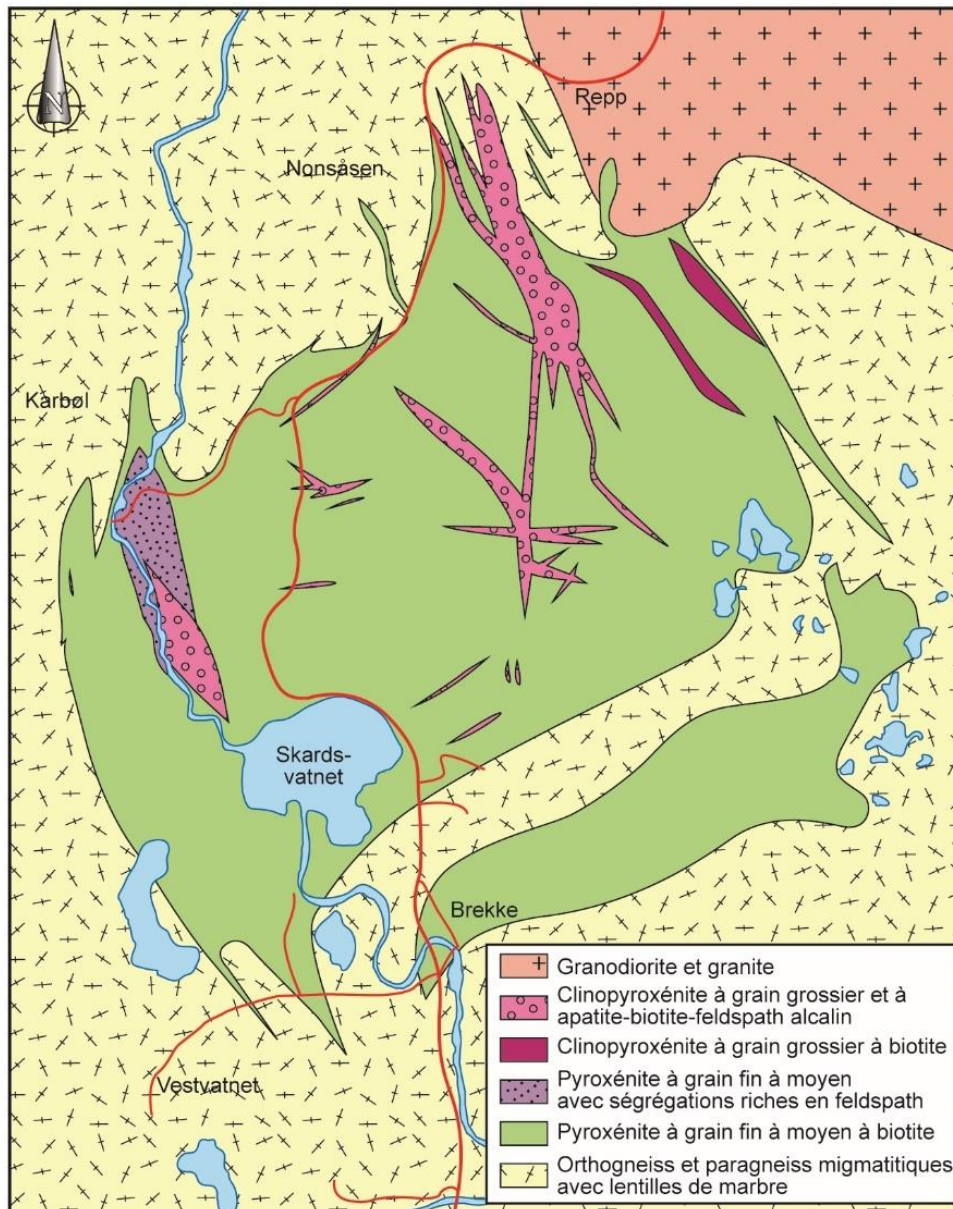


Figure 25 : Complexe à pyroxénites et à P-REE de Misværdalen, Norvège (d'après Ihlen et al., 2013).

5.2.2. Calédonides anglo-irlandaises (Royaume-Uni)

Plusieurs intrusions alcalines affleurent au nord-ouest de la chaîne calédonienne, au nord des Highlands, datées par U/Pb sur zircon du Silurien et de l'Ordovicien (Figure 26; Halliday et al., 1987; Thirlwall, 1988). La source magmatique semble liée à une fusion partielle limitée du manteau lithosphérique en lien avec l'orogène calédonien (Halliday et al., 1987). Les roches se composent de

séries différenciées allant de syénites mélanocrates à des leucosyénites plus évoluées, avec la présence locale de roches ultrabasiques comme des pyroxénites. Le Service géologique britannique (BGS) a mené une étude sur ces intrusions alcalines, notamment sur leur potentiel en REE (Shaw et Gunn, 1993; Walters et Lusty, 2011; Walters et al., 2012).

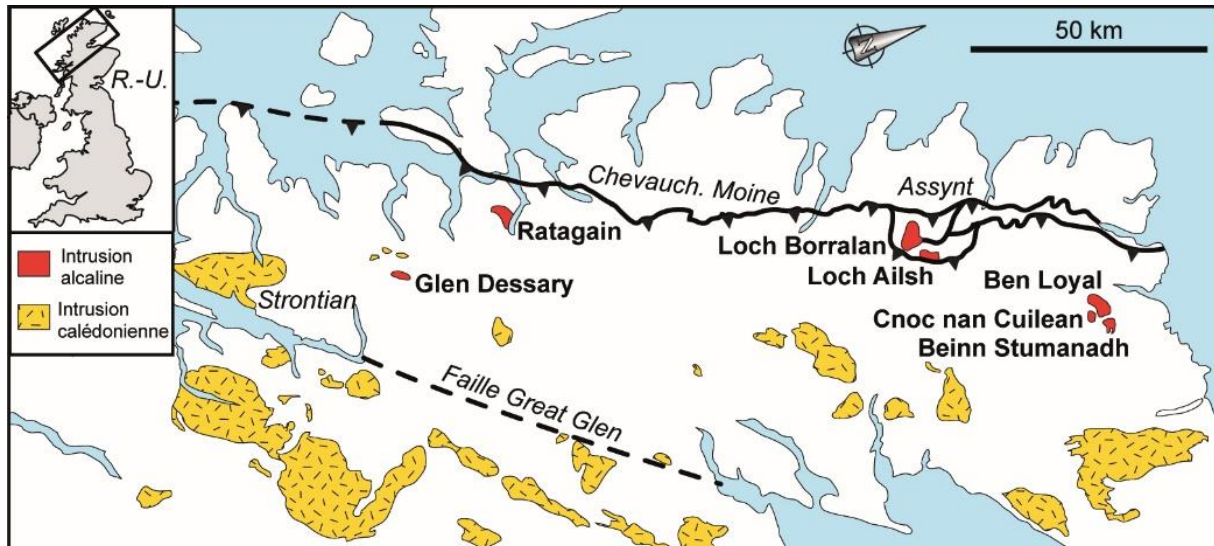


Figure 26 : Magmatisme calédonien et intrusions alcalines associées (d'après Halliday et al., 1987).

- Intrusion alcaline de Loch Borraran

L'intrusion de Loch Borraran est datée à 426 ± 9 et 430 ± 4 Ma par la méthode U/Pb sur zircon. En 1988-1989, des analyses géochimiques ont été menées sur des échantillons issus de 37 sondages effectués dans les pyroxénites à apatite-biotite-mélanite-phlogopite, dans le but d'une exploration des éléments du groupe du platine. Ces sondages avaient été effectués 10 ans plus tôt pour une exploration des phosphates. L'apatite se présente sous la forme de cristaux automorphes (de quelques millimètres). Des REE ont

été détectées dans l'apatite grâce à des mesures effectuées par spectrométrie à fluorescence X. En 1990, des sondages supplémentaires dans les pyroxénites et les syénites ont révélé des teneurs en REE jusqu'à 739 ppm La, 1 764 ppm Ce, et 986 ppm Y. Des teneurs en apatite atteignent jusqu'à 2 % et font de ce minéral le principal porteur des REE. Malheureusement, l'intrusion alcaline de Loch Borraran ne constitue pas une cible économique pour l'exploitation de REE.

- Intrusion alcaline de Loch Ailsh

Suite à la découverte de niveaux enrichis en platinoïdes dans l'intrusion de Loch Borraran, des études complémentaires ont été menées dans l'intrusion alcaline de Loch Ailsh en 1989 et 1990. Cette intrusion alcaline est datée à 430 ± 4 et 439 ± 4 Ma par la méthode U/Pb sur zircon. Les teneurs moyennes en La et Ce sont similaires à celles relevées dans l'intrusion de Loch Borraran.

Néanmoins, la zone d>Allt Cathair Bhan présente un enrichissement significatif avec des teneurs maximales de 3 239 ppm La et 3 956 ppm Ce dans la syénite, et 840 ppm La et 1 456 ppm Ce dans la pyroxénite. Un enrichissement en U (max. 65 ppm) et en Th (max. 244 ppm) a aussi été mesuré. Enfin, l'allanite est un autre minéral porteur des REE en plus de l'apatite.

- Intrusions alcalines de Ben Loyal et Cnoc nan Cuilean

En 1990, une petite reconnaissance a été menée sur les minéraux de REE pour les intrusions alcalines de Ben Loyal et Cnoc nan Cuilean (datées à 426 ± 9 Ma par la méthode U/Pb sur zircon). Deux échantillons de syénite de Cnoc nan Cuilean montrent un enrichissement en REE avec un maximum de 5 667 ppm La et 19 785 ppm Ce, et une valeur moyenne de 3 800 ppm REO (Shaw et Gunn, 1993; Walters et Lusty, 2011; Walters et al., 2012). De nombreux minéraux de REE ont été reconnus et l'allanite en est le principal représentant. Trois

générations d'allanite ont été identifiées : une génération tardive en couronne autour de l'apatite, une génération de cristaux en microveinules recoupant la syénite, et une génération de cristaux au sein de veines à biotite et magnétite (Walters et al., 2012). Toutes générations d'allanite confondues, la teneur moyenne est de 22 % REO. Enfin, il faut noter que l'intrusion alcaline de Ben Loyal ne présente aucun enrichissement majeur en REE parmi les échantillons analysés jusqu'à présent.

5.3. Indices de terres rares de la chaîne Varisque

5.3.1. Domaines de l'Europe occidentale et centrale (Gondwana-Avalonia-Armorica)

5.3.1.1. Massif armoricain

- Schistes de l'Ordovicien à monazite grise de Bretagne (France)

Depuis les années 1960, le Massif armoricain est connu pour des schistes noirs du Paléozoïque renfermant des monazites grises nodulaires à hauteur de 50 à 200 g/t (Donnot et al., 1973). Les grains de monazite (jusqu'à 2 mm de diamètre, ellipsoïdes aplatis) sont caractérisés par de nombreuses inclusions minérales (phyllites, quartz, rutile, graphite, oxydes de fer), l'absence de cœur hérité, un enrichissement notable en terres rares intermédiaires (Sm, Eu, Gd) et de très faibles

concentrations en Th et U. Le cœur des grains présente jusqu'à 10 % poids Sm_2O_3 , 1,3 % poids Eu_2O_3 et 5 % poids Gd_2O_3 , tandis que leurs bordures sont enrichies en LREE. La cristallisation des monazites est authigène et s'est réalisée dans les conditions de la diagenèse profonde aux limites du métamorphisme de très bas grade (Tuduri et al., 2013). L'érosion de ces schistes à monazite grise a donné lieu à la formation de placers similaires à ceux d'Ibérie, de l'Ardenne belge ou du Bassin gallois.

5.3.1.2. Pays de Galles et sud-ouest de l'Angleterre

- Monazites grises nodulaires de l'Ordovicien-Silurien du Bassin gallois (Royaume-Uni)

Au Royaume-Uni, des indices à monazite grise nodulaire ont été répertoriés dans le Bassin gallois grâce à des concentrés de fond de batée collectés au cours de l'inventaire de reconnaissance minérale du Service géologique britannique (BGS) (Cooper et al., 1983, 1984; Smith et al., 1994) au Pays de Galles, en Exmoor et au sud-ouest de l'Angleterre. Les concentrés présentaient des teneurs élevées en REE avec notamment plus de 5 000 ppm Ce (Figure 27). Ces anomalies ont été attribuées à la présence de monazite grise nodulaire. Les plus fortes teneurs en Ce ont été mesurées dans les roches du Silurien et de l'Ordovicien qui sont des sédiments détritiques comprenant des niveaux schisteux noirs intercalés dans des argillites, des siltites et des grès de faciès turbiditiques. Les grains de monazite sont millimétriques (0,05 à 2 mm), ovoïdes et avec une zonation marquée entre LREE et HREE, entre le cœur et les bordures. Les monazites présentent aussi une fabrique de bas degré métamorphique, comme l'encaissant, et une teneur faible en Th (Read et al.,

1987). Milodowski et Zalasiewicz (1991) et Evans et Zalasiewicz (1996) ont proposé que les monazites nodulaires se soient formées par la migration de REE depuis les niveaux argileux vers les niveaux enrichis en matière organique où des grains ont pu cristalliser au cours de la diagenèse tardive. Ces indices à monazite grise ne sont pas isolés au Bassin gallois et se retrouvent aussi en Bretagne (Donnot et al., 1973), dans le massif de l'Ardenne (Nonnon, 1984; Limbourg, 1986; Burnotte et al., 1989) et au nord-ouest de l'Espagne (Vaquero, 1979; Windle et Nesbitt, 1993). Ces monazites nodulaires présentes dans les sédiments du Paléozoïque inférieur ont - à l'échelle européenne - des propriétés chimiques et minéralogiques semblables (Smith et al., 1994).

Au Royaume-Uni, une estimation du potentiel économique de ces indices a été menée par Smith et al. (1994). Si les nodules présentent de faibles teneurs en Th et des teneurs intéressantes en Eu, les roches encaissantes ne contiennent pas suffisamment de

monazites pour être économiquement exploitées. En outre, l'étude préconise d'étudier plus précisément les placers issus de l'érosion des schistes de

l'Ordovicien-Silurien qui sont la source des monazites et donc des REE.

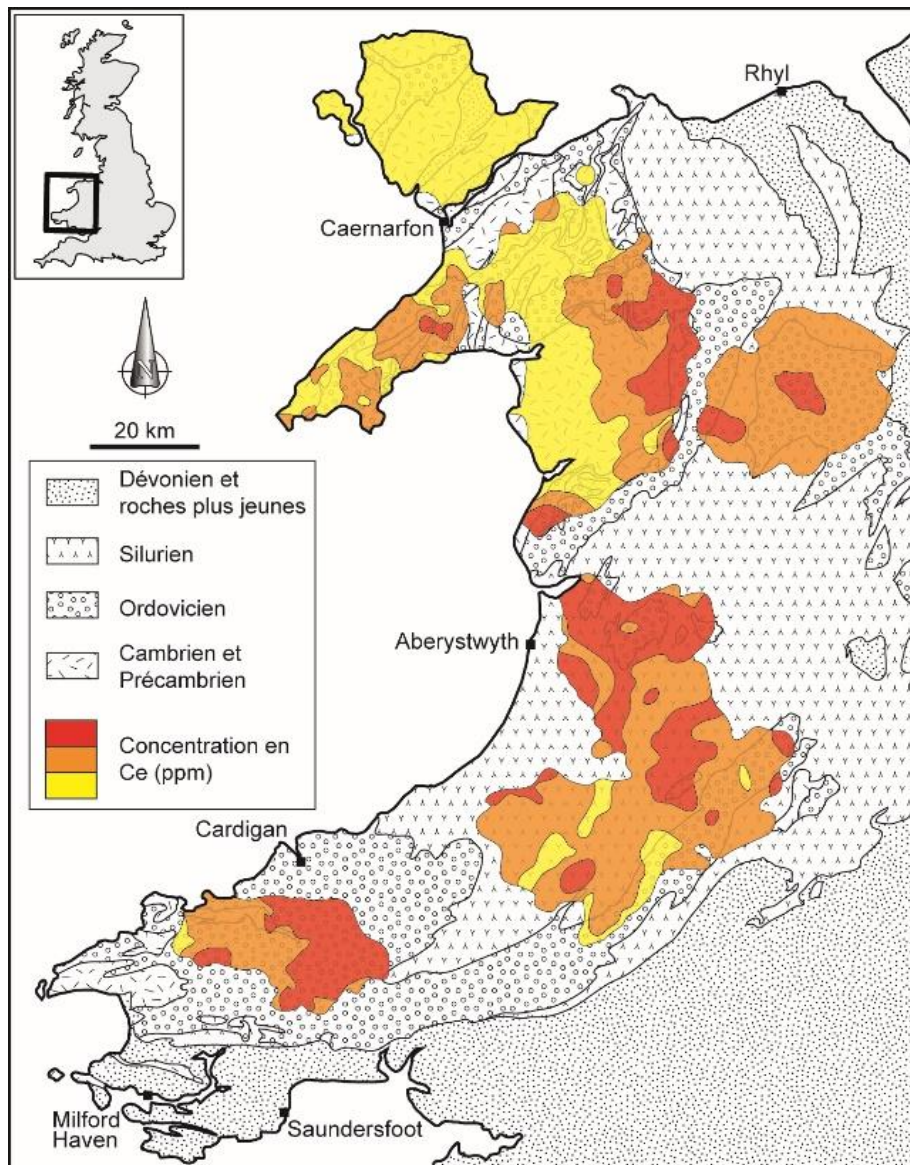


Figure 27 : Bassin gallois et anomalies en Ce associées aux indices de monazite grise (d'après Smith et al., 1994).

5.3.1.3. Massif de Bohême

- Pegmatites NYF du pluton de Třebíč (République Tchèque)

Le pluton de Třebíč se situe en Moravie occidentale (République Tchèque) et se compose de roches allant de mélasénite à mélagranite (durbachite) correspondant à des granitoïdes de type I (Foley et al., 1987; Finger et al., 1997). Les roches sont généralement porphyriques à amphibole, biotite et quartz. Elles sont localement foliées, notamment sur les bordures. Les minéraux accessoires sont : fluorapatite en abondance, zircon et titanite. La phlogopite est associée à des minéraux en traces comme : allanite-(Ce), thorite, thorianite,

monazite-(Ce), xénotime-(Y), chéralite et sulfures (Sulovský, 2000). Le granite est daté à 342 ± 2 Ma (Kusiak et al., 2010) par la méthode U/Pb sur zircon.

Le pluton de Třebíč comprend aussi des pegmatites réparties en deux zones (Škoda et al., 2006; Škoda et Novák, 2007) : au sud (Třebíč-Vladislav) et au nord (Velké Meziříčí-Bochovice). Sur la base de la structure interne, du fractionnement géochimique et des paragenèses minérales, deux variétés de pegmatites (sous-type allanite et sous-

type euxénite) sont distinguées et se rapportent au type NYF (Černý et Ercit, 2005 ; Škoda et al., 2006). Les pegmatites sont caractérisées par le feldspath potassique, la phlogopite et l'absence de muscovite, des minéraux titanifères (titanite, ilménite) et des

minéraux de REE (allanite-(Ce), æschynite et euxénite ; Škoda et al., 2006; Škoda et Novák, 2007). Malgré ces spécificités minéralogiques, le pluton de Třebíč ne constitue pas une cible économique.

- Paléoplacer de l'Ordovicien à Ti-Zr-Th-REE de Brtná (République Tchèque)

Sur la base des sites radioactifs répertoriés par l'industrie tchèque de l'uranium (Křištiak et Záliš, 1994), Goliáš (2001) a publié une synthèse sur les indices de Th en République Tchèque. En ce qui concerne les REE, la région de Brtná (ouest du pays, près de Dolní Žandov) présente des anomalies radiométriques associées à des niveaux de quartzite à sérécite épais de 50-80 m au sein des micaschistes de

Dyleò (Saxothuringien). La teneur en Th varie entre 126 et 542 ppm. Cette roche contient du zircon, du rutile d'origine métamorphique, de l'hématite et du xénotime. Le Th est situé au sein de la monazite et de la chéralite d'origine métamorphique. Les indices à Th, bien que sous-explorés, sont interprétés comme appartenant à un paléoplacer à Ti-Zr-Th-REE âgé de l'Ordovicien et métamorphisé (Goliáš, 2001).

5.3.1.4. Massif de l'Ardenne

- Schistes de l'Ordovicien à monazite grise de l'Ardenne (Belgique)

Les premiers indices à monazite grise nodulaire dans les Ardennes belges ont été décrits dans les schistes du Cambrien supérieur (« Revinien ») du massif de Rocroi par Nonnon (1984) à partir de l'étude minéralogique de fonds de batée. D'autres indices sont découverts dans les métasédiments du Dévonien inférieur (Siegénien) du synclinal de Neufchâteau (Limbourg, 1986), dans les schistes du Cambro-Ordovicien du massif de Stavelot (Burnotte et al., 1989), et dans le massif de Brabant (Nonnon, 1989; Figure 28). Dans le massif de Stavelot, les

monazites grises sont présentes dans des schistes noirs intercalés dans un microconglomérat à nodules phosphatés (Burnotte et al., 1989). Les grains de monazite excèdent rarement 700 µm avec une taille moyenne de 300 µm. Les grains sont constitués d'agrégats polycristallins sauf quelques cristaux uniques, plus rarement maclés. Les caractéristiques chimiques et minéralogiques sont similaires aux monazites grises du Bassin gallois (Smith et al., 1994) et de Bretagne (Donnot et al., 1973).

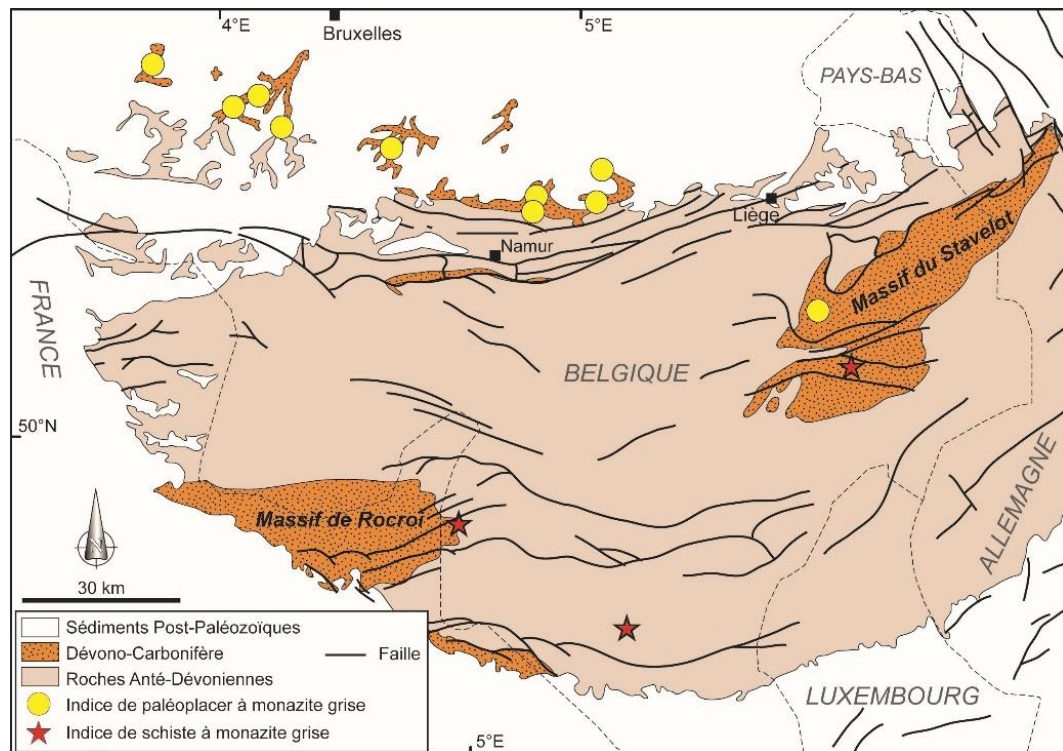


Figure 28 : Schistes de l'Ordovicien à monazite grise de l'Ardenne, Belgique (d'après Burnotte et al., 1989 ; Nonnon, 1989).

5.3.1.5. Massif central français

- Phosphorites des Cévennes et de la Montagne Noire (France)

Au sud du Massif central français, les Cévennes et la Montagne Noire renferment des dolomies et des calcaires à nodules phosphatés qui montrent des anomalies radioactives élevées (2 000 ppm U et 1 500 ppm Th, Laval et al., 1990). Dans les Cévennes, près du Vigan, des niveaux phosphatés de 2-3 m d'épaisseur et à l'extension latérale limitée ont été échantillonnés au sein des dolomies du Cambrien pour estimer leur teneur en REE. Les nodules sont principalement composés d'apatite microcristalline associée à des géodes de quartz et de mica blanc. Les nodules échantillonnés sont enrichis en U (1 000-2 200 ppm), en Th (1 000-1 800 ppm), en REO (1700-2500 ppm avec un enrichissement HREE). Malheureusement, la faible teneur en REO (0,2 %) n'est pas suffisante pour susciter un intérêt

économique (Laval et al., 1990). En Montagne Noire, les niveaux phosphatés sont localisés dans des carbonates du Cambrien, sur le flanc nord du massif. Les nodules phosphatés sont centimétriques, gris-noirs et constituent des niveaux de 20-30 cm d'épaisseur globalement parallèles à la stratification des carbonates. Les nodules se composent de quartz, d'apatite microcristalline et de micas (Laval et al., 1990; Clausen et Alvaro, 2007). La teneur en REO varie entre 300 et 2 100 ppm, associée à de faibles teneurs en U (10-40 ppm) et en Th (5-20 ppm) (Laval et al., 1990). L'anomalie négative en Ce a conduit Laval et al. (1990) à considérer une origine marine pour les nodules phosphatés. Les nodules phosphatés de la Montagne Noire ne présentent pas non plus d'intérêt économique pour les REE.

5.3.1.6. Ibérie

- Roches à monazite grise nodulaire (Espagne et Portugal)

Au Portugal, les REE ont été prospectées pour la première fois par l'IGM (Institut de Géologie et des Minéraux) dans les régions de Beira Baixa et au nord d'Alentejo. Dans la région au nord d'Alentejo, des monazites grises issues de l'altération des quartzites du Siluro-Ordovicien ont été identifiées sur le flanc sud-ouest du synclinal de Portalegre (IGM, 1998; Rosa et al., 2010; Salgueiro et al., 2020). Un enrichissement en REE a été mesuré au sein des quartzites intercalés dans les schistes d'Alegrete

(Portalegre), au niveau des régions de Vale de Cavalos et de Penha Garcia.

En Espagne, à Becerreá en Galice, la formation d'Aqueira est considérée comme l'une des sources potentielles des monazites grises qui constituent les paléoplacers de la région (Vaquero, 1979; Rosenblum et Mosier, 1983). Cette formation est composée de couches argileuses, silteuses et gréseuses affectées par un métamorphisme régional de bas grade et d'un métamorphisme de contact (Marcos et al., 1980).

- Complexe hyperalcalin de Galiñeiro (Espagne)

Le complexe hyperalcalin de Galiñeiro est un massif circulaire d'environ 10 km² près de Vigo, au nord-ouest de l'Espagne. Ce complexe fait partie des nombreux orthogneiss du Paléozoïque inférieur de la chaîne Varisque (Massif armoricain, Portugal, nord-ouest et sud-ouest de l'Espagne). Ces complexes affleurent principalement dans la partie centrale de l'orogène et se constituent de roches calco-alcalines, alcalines et parfois hyperalcalines. Le complexe de Galiñeiro est daté à 484 ± 5 Ma (Kusiak et al., 2010) par la méthode U/Pb sur zircon (Montero et al., 2009). Il est composé de deux lithologies : gneiss à ægyrine-riébeckite et gneiss à amphibole-biotite. Au sein du massif, des veines et de petits amas altérés de façon hydrothermale contiennent des phases minérales accessoires riches en Th (thorite, thorite enrichie en P), ainsi que des minéraux porteurs de REE : bastnäsite, silicates de REE (allanite, thalénite-

yttrialite), niobotantalates de REE (æschynite, fergusonite-formannite, samarskite, pyrochlore-bétabite), phosphates de REE (monazite, xénotime; Montero et al., 1998; Floor et al., 2007). Le fractionnement magmatique est a priori initié à partir d'un magma basaltique alcalin mantellique, qui a conduit à des roches différenciées siliceuses et hyperalcalines avec des fluides résiduels extrêmement enrichis en fluor et d'autres ligands qui ont permis de complexer les REE. La diminution de l'activité du fluor avec la baisse de température et la cristallisation de minéraux fluorés ont remobilisé les complexes précédemment créés pour conduire à la formation de minéraux riches en REE. En outre, le complexe de Galiñeiro après altération et érosion serait la source des minéraux à REE qui constituent les placers alluviaux et côtiers de la vallée de Ría Vigo (Marmolejo-Rodríguez et al., 2008).

5.3.2. Rift d'Oslo (Norvège)

- Champ pegmatitique de Langesundsfjord-Larvik

La champ pegmatitique de Langesundsfjord-Larvik se situe au sud du rift d'Oslo, à environ 100 km d'Oslo (ex. Larsen et al., 2008). Ce champ fait partie du complexe plutonique de Larvik connu depuis près de 200 ans. Un ouvrage publié par Larsen (2010) retrace la géologie, la minéralogie et l'histoire du district. Le complexe de Larvik (50 km de long et 20 km de large) est composé de monzonite, de larvikite et intègre aussi de la lardalite et de la foyaïte dans la région de Lågendalen-Farris, ainsi que des syénites néphéliniques aux environs de Langesundsfjord (Larsen, 2010). Dans la région de Langesundsfjord, la larvikite intrude des sédiments du Silurien et du Carbonifère ainsi que des coulées basaltiques. La larvikite et la lardalite sont datées à $298,6 \pm 1,4$ Ma et $292,1 \pm 0,8$ Ma, respectivement par la méthode U/Pb sur zircon et baddéleyite (Dalghren et al., 1996). En outre, la larvikite et les pegmatites près de Larvik et Tveladen se sont mises en place vers 290 Ma.

Au sein du complexe de Larvik, une grande variété de pegmatites a été décrite selon les textures et les paragenèses minérales : type Stålaker (grain grossier,

feldspath alcalin, cristaux dendritiques d'amphibole et biotite, prismes minces d'apatite et zirconolite), type Stavern (zircon prismatique jusqu'à 5-6 cm, feldspath alcalin de 0,3-0,5 m de long), type Tveladen (microcline, néphéline, ægyrine, ferro-édénite, magnétite et biotite avec de nombreux minéraux de REE), type Bratthagen (feldspath alcalin, néphéline, prismes d'ægyrine et minéraux accessoires comme la loparite), et le type syénite néphélinique de Langesundsfjord (pegmatites agpaïtiques). Les sites connus de pegmatites dans le complexe de Larvik (carrières principalement) sont Låven, la partie sud de Stokkøya, les îles Arøy, Eikaholmen, Skutesundskjærene, Sagåsen, Tvedalen, Jahren, Bratthagen, Ula et Vøra (voir Larsen (2010), Piilonen et al., (2018) et références associées). Les principaux minéraux de REE décrits dans les pegmatites sont : allanite-(Ce), ancylite-(Ce), bastnäsité-(Ce), britholite-(Ce), cérite, chevkinite-(Ce), eudialyte, fergusonite-(Y), gadolinite-(Ce), hingganite, kainosite-(Y), loparite-(Ce), monazite-(Ce), parisite-(Ce), perriérite-(La), thorite, tritonite-(Ce), xénotime-(Y), zirconolite et zirsilite-(Ce).

- Minerais pyroxénitiques à apatite-Fe-Ti-REE de Kodal

Le gisement de Kodal est situé dans le rift d'Oslo (Permien), 100 km au sud d'Oslo et appartient au complexe plutonique de Larvik (Bergstøl, 1972; Lindberg, 1985; Korneliussen et al., 2000; Ihlen et al., 2013 ; Figure 29). Ce gisement a été exploré par Norsk Hydro de 1959 à 1984 pour son potentiel en apatite, et l'ilménite et la magnétite en sous-produits possibles. Une campagne récente de sondages a été menée par Kodal Minerals. Le gisement est un ensemble de lentilles de pyroxénite massive au sein de monzonite à néphéline. Les minerais sont à grain fin et contiennent du clinopyroxène (20-40 % diopside) entouré d'une matrice à ilménite (5-15 %), de la magnétite (25-60 % ilménomagnétite et titanomagnétite) et de l'apatite (15-24 % et une moyenne de 17 %). D'autres minéraux ont été identifiés : phlogopite (3-10 %), hornblende

magnésio-hastingsitique, olivine, feldspath, néphéline, fluorapatite et carbonates (Bergstøl, 1972; Lindberg, 1985; Andersen et Seiersten, 1994). L'apatite contient des inclusions fluides (H₂O-CO₂) et des cristaux d'amphibole calcique, de titanite, de calcite et des carbonates de REE (Andersen et Seiersten, 1994). Selon Lindberg (1985), les réserves sont de 70 Mt @ 4,9 % poids P₂O₅ en considérant une zone de transition avec les roches encaissantes. En outre, le minerai massif représenterait en profondeur des réserves de 35 Mt @ 6,8 % poids P₂O₅. L'apatite de Kodal présente des niveaux acceptables de Th pour une utilisation comme engrais (26-71 ppm et une moyenne de 40 ppm; Ihlen et al., 2013). L'apatite contient environ 1 % poids REE (entre 7 588 et 10 990 ppm REE) ce qui représenterait un sous-produit de valeur.

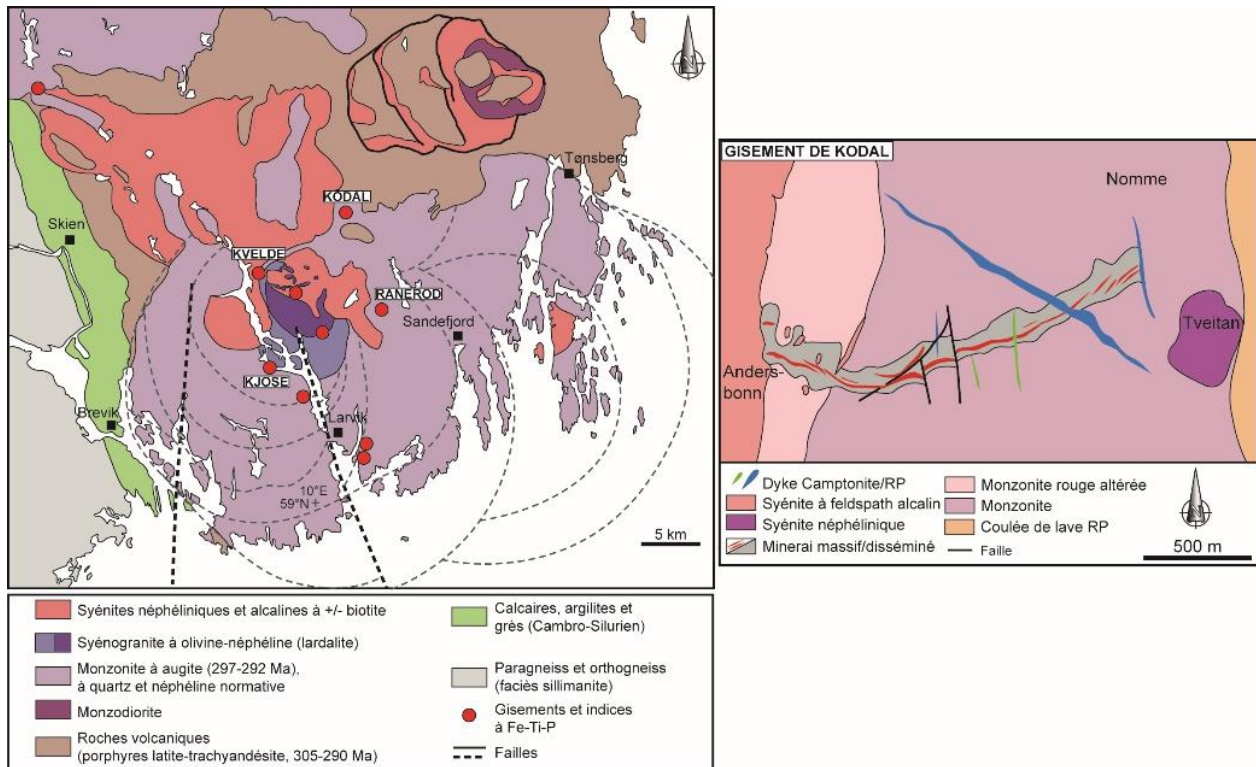


Figure 29 : Minerais pyroxénitiques à apatite-Fe-Ti-REE de Kodal (d'après Ihlen et al., 2013).

- Roches volcaniques alcalines à Zr-Nb-REE de Sæteråsen

L'indice de Sæteråsen est au sud-ouest d'Oslo, dans le rift éponyme. Cet indice à Zr-Nb-REE est composé de deux coulées aphyriques de trachyte au sein d'une séquence volcanique plus large (plateau de Vestfold). Des études pétrographiques et minéralogiques ont montré la présence de minéraux porteurs de Nb, Ce, la et Y au sein des laves : euxénite, pyrochlore, chevkinite, fergusonite et apatite. Une

estimation préliminaire sur la base de quatre sondages donne un tonnage de 8 Mt @ 0,245 % Nb ; 0,35 % REE ; 2,25 % Zr ; 0,180 % Ce ; 0,110 % La ; 0,075 % Y ; 0,069 % Nd et 0,049 % Th (Ihlen, 1983; Ryghaug, 1983; NGU, 2013, Ihlen et al., 2013). Il semble possible de trouver d'autres indices similaires sur le vaste plateau volcanique de Vestfold.

5.4. Indices de terres rares du Mésozoïque

5.4.1. District à fluorine des Pennines (Royaume-Uni)

Au sud de la limite Angleterre-Écosse, le district minier du nord des Pennines occupe deux points hauts, le bloc d'Alston au nord et le bloc d'Askrigg au sud (Bouch et al. (2008) pour les détails). Ce district est réputé pour ses gisements à Pb-Zn-F-Ba-Ag de type Mississippi-Valley (MVT) et dont la production passée est estimée à environ 4,0 Mt Pb ; 0,3 Mt Zn ; 2,1 Mt de fluorine et 1,5 Mt de barytine (Bouch et al., 2008). Cette région (Figure 30) est composée de roches volcaniques et sédimentaires du Paléozoïque inférieur intrudées par des granitoïdes calédoniens (plutons de Tynehead, Scordale, Corsnay et Weardale; Kimbell et al., 2010), l'ensemble étant recouvert par des sédiments du Carbonifère (calcaire, grès, pélites à veines charbonneuses). Les minéralisations (lentilles et veines) se seraient mises en place à la fin du Permien en trois étapes : (1) dolomitisation et

ankérisation des roches encaissantes carbonatées, (2) minéralisation principale à sulfures, (3) minéralisation à barytine (Cann et Banks, 2001; Bouch et al., 2008).

Une certaine quantité de synchysite et d'autres minéraux porteurs de REE a été identifiée dans ces gisements (Shepherd et al., 1982; Ixer et al., 1996; Plant et Jones, 1999; Walters, 2011). Près des gisements de Stanhope et Rookhope, la synchysite a été décrite dans des veines à quartz et bismuthinite, sous la forme d'intercroissance de cristaux dans la bismuthinite (Ixer et al., 1996). Dans une moindre mesure, des cristaux similaires de monazite, de xénotime et d'adulaire ont aussi été observés. La synchysite a aussi été observée à la mine de Tynebottom à Garrigill. Quelques études ont montré que la fluorine du district des Pennines était enrichie

en REE (ex. > 1888 ppm Ce+La+Y; Smith, 1974; Shepherd et al., 1982; Plant et Jones, 1999; Walters, 2011; Kraemer et al., 2019), dont l'origine est débattue. En effet, une première hypothèse rapportait la présence de micro-inclusions de minéraux de REE

dans la fluorine, alors qu'une autre hypothèse évoque la présence de REE au sein-même du réseau cristallin de la fluorine. Kraemer et al. (2019) suggèrent un âge Permien (Assélien) pour cet hydrothermalisme à F-Pb-Zn-Ba et REE.

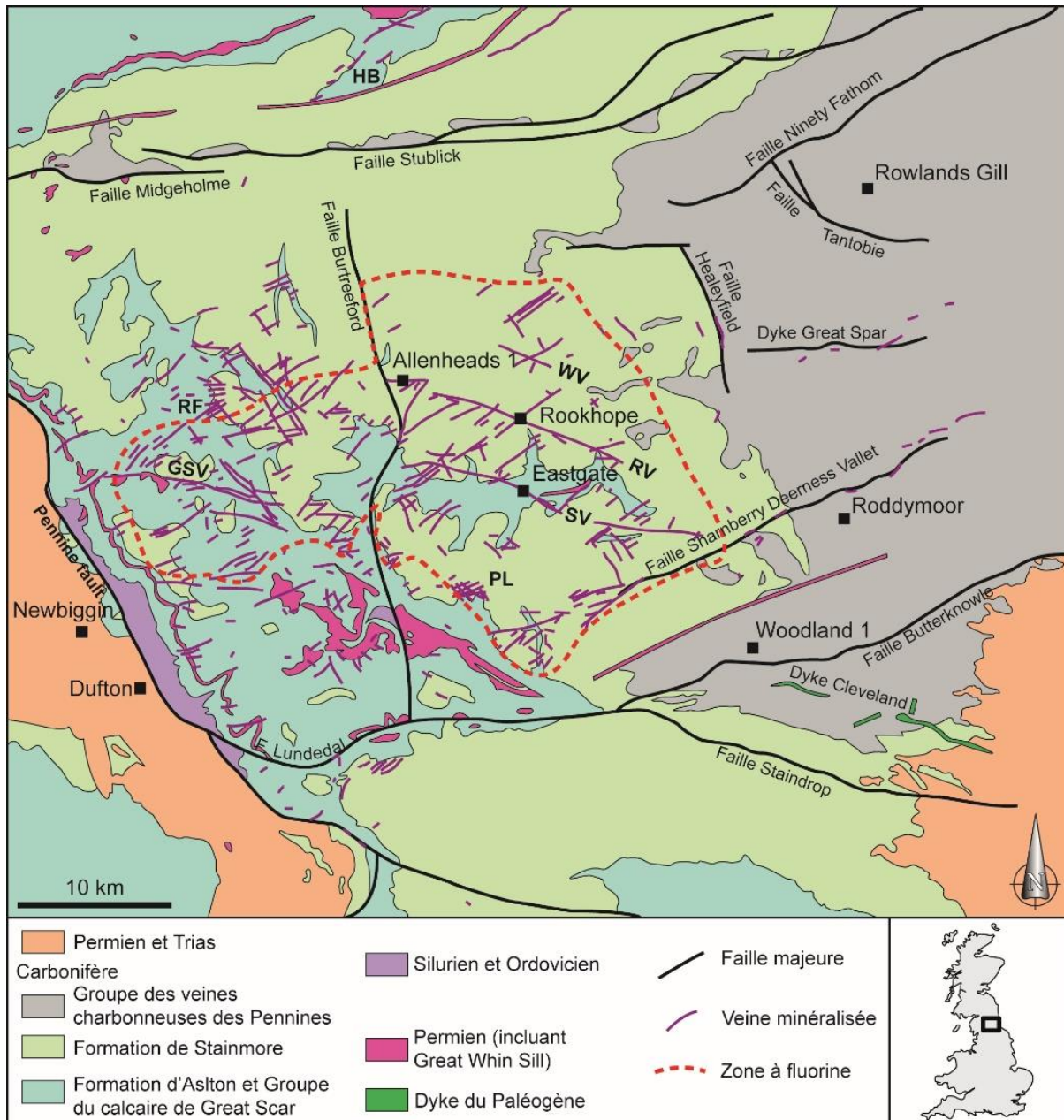


Figure 30 : District à fluorine des Pennines (Royaume-Uni). GSV : Great Sulphur Vein ; HB : Haydon Bridge mining area ; PL : Pike Law ; RF : Rotherhope Fell ; RV : Rookhope Red Veins ; WV : Hunstanworth White Vein. D'après Kimbell et al. (2010).

5.4.2. Karst à bauxite et à Ni de l'arc méditerranéen

Sur toute la bordure nord de l'arc méditerranéen, de l'Espagne à la Turquie en passant par le sud de la France, la Hongrie, l'Italie, les Balkans et la Grèce, de nombreux gisements de bauxite se localisent sur la plateforme carbonatée alpine (ex. Agard, 1975; Bárdossy, 1982; Özlü, 1983). Une large proportion de ces gisements est associée à des karsts définissant un type de gisement selon Bárdossy (1982). Il est à noter que certains de ces gisements karstiques à bauxite présentent un enrichissement en nickel (Maksimović, 1987). Les profils d'altération se sont développés du Trias moyen au Néogène, l'épisode majeur de minéralisation étant daté du Crétacé (Bárdossy et Dercourt, 1990).

Une étude pionnière a évoqué la présence de minéraux authigéniques secondaires porteurs de REE au sein de ces gisements, notamment à San Giovanni Rotondo, en Italie (Bárdossy et Pantó, 1973 ; Sinisi, 2018). La présence de ces minéraux à REE est confirmée par Bárdossy et al. (1976) pour les gisements de Nagyarsány (Hongrie), ceux de Grèce (Marmara, Marmeiko, Mont Parnasos, Panormos, Stenis Arahovis, Nisi, Smerna, Atalandi, Pylos, Nafpactos), de Bosnie-Herzégovine (Nazda-Vlasenica), du Monténégro (Zagrad, Štitovo), et du Kosovo (Grebnik) (voir Maksimović et Pantó (1996), Kalatha et al. (2017) et références associées ; Figure 31). Il faut noter qu'aucune étude du potentiel en REE des importants gisements de bauxite du sud de la France n'existe. Il apparaît que les REE, comme Ni, Co, Mn et Zn sont mobiles lors du processus de bauxitisation et la base d'un profil d'altération est largement enrichie en ces éléments (Maksimović, 1976; Maksimović et Roaldset, 1976). À partir d'un matériau argileux initialement enrichi en REE au sein des poches karstiques, la bauxitisation conduit à la formation de minéraux authigéniques à REE au contact entre la bauxite et le toit carbonaté de l'encaissant. En outre, des roches ultrabasiques peuvent aussi à certains endroits être altérées et conduire à un enrichissement en nickel des niveaux argileux au sein du profil d'altération. Il est ainsi possible d'observer dans cette région une transition

entre les gisements karstiques à bauxite et ceux à nickel avec l'association peu commune de minéraux à REE et à Ni (takovite, brindleyite, népouite). Cette minéralogie peu commune est sans doute liée à la multitude de roches lessivées au cours de la bauxitisation. Les principaux gisements illustrant cette transition sont Marmara, Nisi et Marmeiko (Grèce), et Grebnik au Kosovo.

Les minéraux de REE ne sont présents que dans les gisements où un lessivage intense s'est produit *in situ*. Dans l'arc méditerranéen, la majorité des minéraux authigéniques de REE se sont formés au Crétacé. Les minéraux les plus abondants sont l'hydroxylbastnäsite, suivie par la synchysite-(Nd), la bastnäsite-(Ce) et la bastnäsite-(Nd). En moindre mesure, on trouve aussi : monazite-(Nd), monazite-(La), goyazite-Nd, florencite et crandallite (voir Maksimović et Pantó (1996), et Gamaletsos et al., (2017, 2019) pour les détails). Les teneurs maximales en REE se situent en base de profil comme au Monténégro (6,6 % poids Nd+La+Pr). Cependant, la partie basale du gisement karstique à Ni d'Aghios Ioannis (Grèce) ne compte que 180 ppm REE. En effet, les profils d'altération développés sur des roches basiques sont naturellement peu enrichis en REE puisque les roches initiales sont elles aussi appauvries en REE. Le gisement à Ni de Marmeiko (Grèce) constitue une exception. Celui-ci montre un enrichissement en REE avec des minéraux authigéniques de REE issus de deux roches initiales (une roche ultrabasique à Cr-Ni et une roche siliceuse enrichie en REE). Au contact de l'encaissant calcaire, qui joue le rôle de barrière géochimique, la teneur en REE atteint près de 1 140 ppm à Nazda-Vlasenica (Bosnie-Herzégovine), 1 153 ppm à Marmeiko (Grèce), 1 320 ppm à Štitovo (Monténégro), 1 450 ppm à Grebnik (Kosovo), 1 582 ppm à Marmara (Grèce), et 4 576 ppm à la base du gisement de Nisi (Grèce) (Maksimović et Pantó, 1996). La teneur en REE dépend aussi de l'intensité du lessivage des roches par les eaux météoriques circulant dans le réseau karstique.

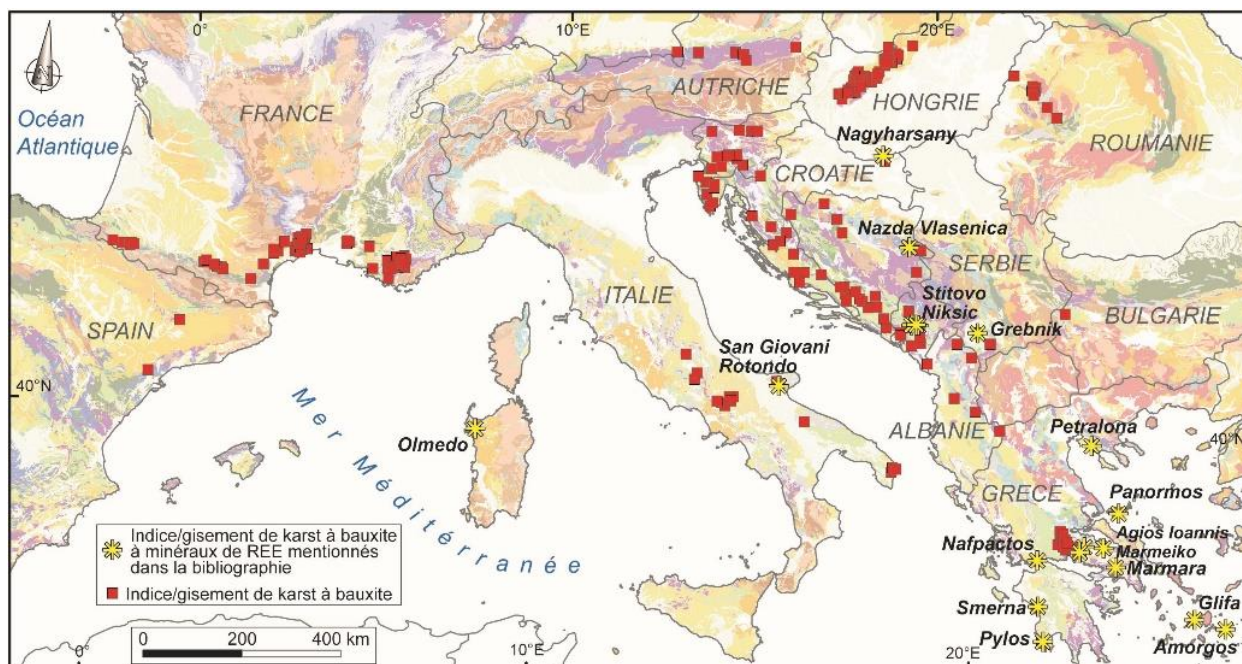


Figure 31 : Karst à bauxite et à Ni de l'arc méditerranéen (bases Promine et EURARE). Références pour les gisements de bauxite et les minéraux de REE : Bárdossy et Pantó (1973), Maksimović et Pantó (1991, 1996), Jones et al. (1996).

5.4.3. Argilites noires et marnes grises authigéniques du bassin du Sud-Est (France)

Le bassin du Sud-Est (France) renferme d'épaisses séries sédimentaires de marnes grises, argilites noires, calcaires et d'intercalations détritiques (plus de 9 km d'épaisseur) déposés au cours du Mésozoïque (Debrand-Passard et al., 1984; Lemoine, 1984). Ce bassin a par la suite été affecté dès la fin du Crétacé et au Cénozoïque par les orogènes pyrénéen et alpin conduisant à sa surrection, son érosion et son plissement (Roure et al., 1992). Au Jurassique, notamment au Callovien-Oxfordien, d'épaisses couches (plusieurs centaines de mètres) d'argiles noires avec des interlits carbonatés remplissent le

bassin et sont localement appelées « terres noires ». En 1990, une étude sur la teneur en REE et en matière organique de ces roches est menée (Laval et Dromart, 1990). Il apparaît que ces argilites noires ont une faible teneur en REE (158 ppm REO) qui semble déconnectée du contenu en matière organique. À l'inverse, des marnes grises datées du Crétacé (Albien notamment) contiennent des nodules phosphatés enrichis en REE et présentent une teneur moyenne de 2 924 ppm REO. Enfin, l'étude a révélé que les LREE sont contenues dans les marnes alors que les HREE sont concentrées dans les nodules phosphatés.

5.5. Indices de terres rares du Cénozoïque au Quaternaire

5.5.1. Paléoplacers (Néogène au Quaternaire)

- Paléoplacers à monazite grise du Massif armoricain (France)

Le massif armoricain est connu depuis les années 1960 pour des paléoplacers à monazite dont des placers à monazite grise issus de l'érosion des schistes noirs du Paléozoïque (Donnot et al., 1973 ; **Figure 32**). Deux anciens projets miniers ont permis une estimation des ressources pour deux occurrences : le paléoplacer à Ti-Zr-REE-Th de Bailleul (3,5 Mt @ 0,45 % REO ; Lemarchand, 1970) et le placer à monazite grise de La Monnerie (0,08 Mt @ 0,08 % REO ; Cornet et Sapinart, 1967). La monazite grise se présente sous la forme de petites

lentilles ellipsoïdales dont la longueur du grand axe mesure de 0,1 à 1,8 mm. Les nodules sont souvent constitués par des agrégats polycristallins. Les monazites présentent les teneurs en REE suivantes : 23,5 % Ce₂O₃ ; 8,4 % La₂O₃ ; 3,1 % Pr₂O₃ ; 13,4 % Nd₂O₃ ; 2,9 % Sm₂O₃ ; 2,2 % Gd₂O₃ ; 0,7 % Y₂O₃ ; 0,5 % Eu₂O₃ (Donnot et al., 1973). Les monazites ont des propriétés similaires à celles du Bassin gallois, de l'Ardenne belge ou de l'Ibérie (Smith et al., 1994 ; Burnotte et al. 1989 ; Ferrero et al., 1989).

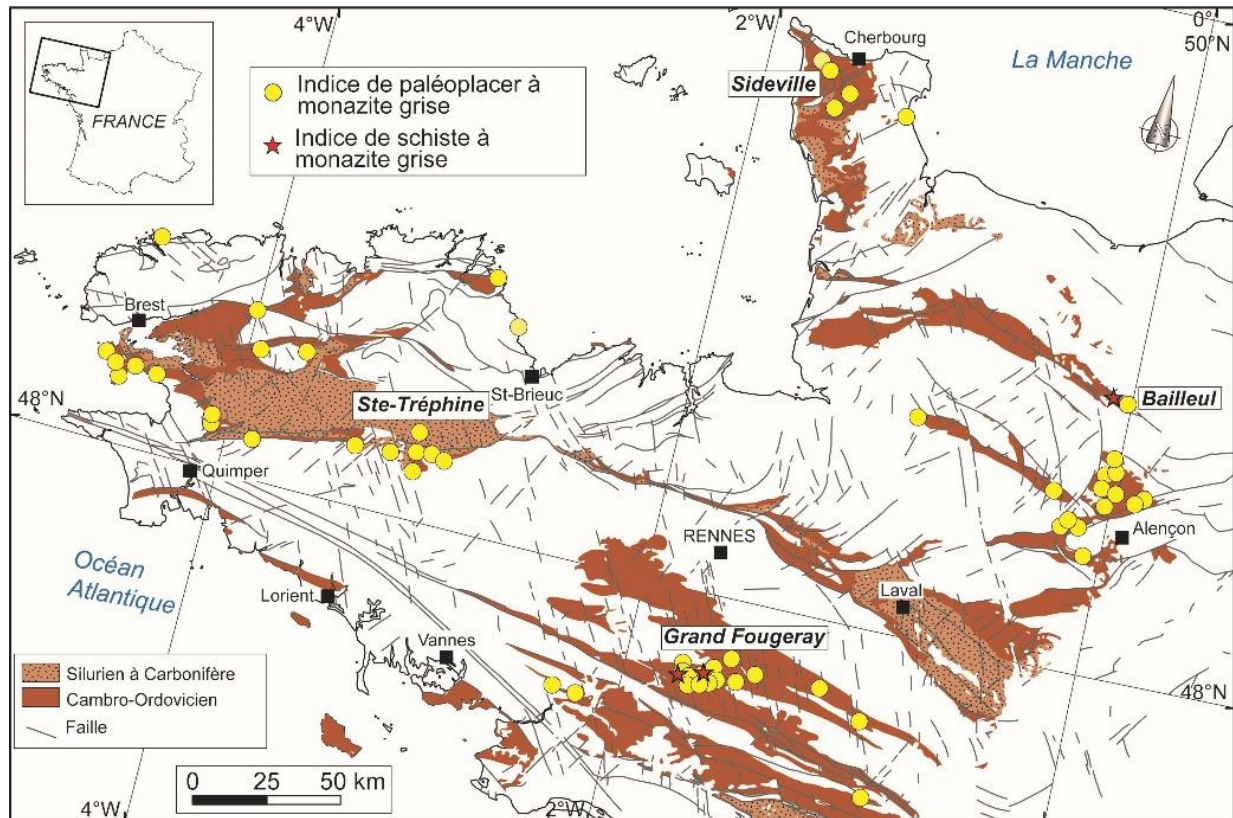


Figure 32 : Paléoplacers et schistes noirs à monazite grise du Massif armoricain (France). D'après Donnot et al. (1973).

- Paléoplacers à Zr-REE du massif de l'Ardenne (Belgique)

Les Ardennes belges renferment plusieurs paléoplacers à monazite grise, notamment dans les massifs de Rocroi, le synclinal de Neufchâteau, les massifs du Stavelot et du Brabant (Nonnon, 1984; Limbourg, 1986; Burnotte et al. 1989). La source des monazites est identifiée comme étant les schistes du Cambrien supérieur (« Revinien ») du massif de Rocroi, les métasédiments du Dévonien inférieur (« Siegénien ») du synclinal de Neufchâteau, et les roches du Cambro-Ordovicien des massifs de Stavelot

et du Brabant. Les grains de monazite (agrégats polycristallins) mesurent jusqu'à 700 μm pour une moyenne de 300 μm . Les caractéristiques chimiques et minéralogiques des monazites sont semblables à celles du Bassin gallois (Smith et al., 1994), de Bretagne (Donnot et al., 1973) et d'Ibérie (Ferrero et al., 1989 et références associées). Les monazites contiennent en moyenne 14,7 % La_2O_3 ; 32,4 % Ce_2O_3 ; 14,6 % Nd_2O_3 ; 0,4 % Eu_2O_3 ; 1,3 % Gd_2O_3 et 77,0 ppm Yb_2O_3 (Burnotte et al., 1989).

- Placers à monazite grise d'Espagne

En Galice, Calderón (1910) est le premier à identifier la présence de monazite dans les placers alluviaux et côtiers. Ensuite, Pardillo et Soriano (1929) mentionnent ces placers avec des concentrations en monazite jusqu'à 1,25 % autour de Vigo. Des placers à monazite sont aussi décrits à la plage d'Insuela et dans la vallée Ría de Arosa par Parga Pondal (1935), avec des concentrations pouvant atteindre 30 %. Il existe des monazites grises et jaunes. Les monazites grises sont similaires à celles décrites en Bretagne (Donnot et al., 1973) et contiennent entre 0,3 et 1,0 % Eu. Les monazites jaunes sont enrichies en LREE et sont présentes

majoritairement dans les placers côtiers (côte nord de Ría Arosa et Ría Vigo) et les placers développés sur les terrains granitiques (Ferrero et al., 1989 et références associées). Les placers à monazite grise se développent à la faveur du réseau alluvial au sein des sédiments de l'Ordovicien moyen des formations de Agüeira et de Pizarras de Luarca (Ferrero et al., 1989). Les placers sont en général datés du Cénozoïque et du Quaternaire et contiennent aussi du xénotime, ainsi que des minéraux à Ti-Zr-Sn-(W)-Nb-Ta (ilménite, zircon, rutile, columbo-tantalite, wolframite et scheelite). Des analyses récentes ont montré des teneurs en Y intéressantes (0,3-23,1 mg/kg, moyenne

de $14,5 \pm 3,5$ mg/kg) au sein des sédiments de Ría Vigo (Marmolejo-Rodríguez et al., 2008 ; Prego et al., 2009). L'origine de l'yttrium serait liée au complexe de Galiñeiro. Au nord de la Galice, Prego et al. (2012) ont mesuré la teneur en REE au sein des alluvions des vallées d'Ortigueira, Barqueiro et Viveiro, ainsi que

dans les estuaires de Mera, Sor et Landro. Les plus fortes teneurs en REE sont trouvées dans les sédiments au cœur des vallées (233 mg/kg), alors que la plupart des alluvions titrent entre 11 et 70 mg/kg REE.

- Placers à monazite grise du Portugal

Au centre-est du Portugal, près de BISA, Santo António das Areias et Marvão, des sables noirs issus de concentrés de batée ont été collectés par l'Institut Géologique et Minier (IGM) en 2005-2007 afin d'identifier les minéraux porteurs de REE dans les placers (Inverno et al., 2007). Rosa et al. (2010) ont montré que ces sables contiennent du xénotime sous la forme de grains arrondis d'environ 250 μm (entre 100 et 375 μm) et de la monazite nodulaire, ainsi que les minéraux suivants: ilménite, cassitérite, scheelite et wolframite. Le xénotime montre des

teneurs de 39,7 % Y_2O_3 , 3,5 % Gd_2O_3 , 5,1 % Dy_2O_3 , 4,3 % UO_2 et 0,31 % ThO_2 . L'étroite association du xénotime, de la monazite, de la tourmaline, du rutile et du zircon démontre que la source serait à relier aux roches granitiques des massifs de Nisa et Penamacor. Mais il faut aussi noter que les quartzites de l'Ordovicien près de Salvador, Penha Garcia, Monfortinho et Portalegre sont riches en monazite grise nodulaire et en REE (Inverno et al., 1998 ; Salgueiro et al., 2020).

- Placer à Ti-Zr-Th-REE-Nb de Lužnice (République Tchèque)

Sur la base des sites radiocatifs répertoriés par l'industrie tchèque de l'uranium (Křištiak et Zálíš, 1994), Goliáš (2001) a publié une synthèse sur les indices de Th en République Tchèque. En ce qui concerne les REE, les alluvions de la rivière Lužnice (sud du pays, près de l'Autriche) présentent des anomalies spectrométriques gamma liées au contraste entre les sédiments issus de l'érosion des granitoïdes du Moldanubien et les roches du Crétacé constituant le socle du lit de la rivière (Goliáš, 2001). La principale anomalie est un horizon limoneux alluvial récent décrit par Mađour et al. (1992). L'épaisseur a été mesurée entre 0,8 et 1,1 m et les

teneurs en Th et en U atteignent jusqu'à 47 ppm et 12 ppm, respectivement. Un concentré à zircon-ilménite avec près de 9 % poids de monazite et 0,36 % poids Th a été obtenu. Les teneurs en Th et en U ont été mesurées dans le zircon (0,022 % poids Th et 0,046 % poids U) et la monazite (5,8 % poids Th et 0,29 % poids U). La brabantite constitue les grains les plus radioactifs. Les placers récents de la rivière Lužnice montrent une association minérale à Ti-Zr-REE-Th-Nb qui pourrait être exploitée en sous-produit d'une exploitation de graviers feldspathiques (Mađour et al., 1992).

- Paléoplacers du Bassin gallois (Royaume-Uni)

Au Royaume-Uni, des paléoplacers à monazite grise nodulaire ont été répertoriés dans le Bassin gallois (drainant les schistes de l'Ordovicien-Silurien) grâce à des concentrés de fond de batée collectés au cours de l'inventaire de reconnaissance minéral du Service géologique britannique (BGS) (Cooper et al.,

1983, 1984; Smith et al., 1994) au Pays de Galles, en Exmoor et au sud-ouest de l'Angleterre. L'étude de Smith et al. (1994) pour le potentiel de ces paléoplacers a conclu que l'intérêt économique était absent, même si des études plus poussées seraient souhaitables.

- Paléoplacers et placers à monazite grise du massif de l'Arize (France)

Le massif de l'Arize, dans les Pyrénées françaises, à 80 km au sud de Toulouse a révélé la présence de dépôts alluviaux contenant des monazites grises (Lacomme et al., 1993). Dans les Pyrénées, la monazite grise a été découverte pour la première fois au nord de la chaîne au sein de dépôts alluviaux du Plio-Quaternaire associée à la cassitérite, à la scheelite et à l'or (Lacomme et Fontan, 1971). Il semble que ces alluvions soient issues de l'érosion, entre autres, de métasédiments de l'Ordovicien et du Silurien qui contiennent des monazites grises.

D'ailleurs, les indices alluviaux à monazite grise de l'Arize sont quasi exclusivement retrouvés à proximité des grès et des métapélites de l'Ordovicien (Lacomme et al., 1993). Malheureusement, le caractère torrentiel des cours d'eau limite l'accumulation de ces alluvions à monazite, excluant un quelconque intérêt économique. Les monazites mesurent entre 80 et 500 μm . Les analyses effectuées sur les monazites grises des roches de l'Ordovicien donnent des teneurs comprises entre 65 et 67 % REO et une teneur moyenne de 0,5-1,0 % ThO_2 .

5.5.2. Orogènes Alpin et Pyrénéen

- Complexe à carbonatite et lamprophyre de Delitzsch (Allemagne)

À l'est de l'Allemagne, le complexe à carbonatite et lamprophyre de Delitzsch se trouve sous une couverture d'environ 100 m d'épaisseur de sédiments du Cénozoïque (Seifert et al., 2000 et références associées). Ce complexe a été découvert pour la prospection d'uranium dans les années 1960-1970. Il se compose de dykes et de diatrèmes mis en place au Campanien (75-71 Ma, Krüger et al., 2013) au sein de roches volcano-sédimentaires du

Paléozoïque supérieur. Les REE sont connues dans les carbonatites sous la forme d'apatite, de pyrochlore et de bastnäsité. Au sein du diatrème de Storkwitz, les carbonatites ont été explorées à partir de sondages et la compagnie Deutsche-Rohstoff a publié une estimation de ressources en 2013, compatible avec le standard JORC. Les ressources totales sont estimées à 4,4 Mt @ 0,45 % REO (moitié indiquées, moitié inférées), soit 20 100 t de REE.

- Fentes alpines à REE-Sc et à lazulite-quartz (Autriche)

Les fentes alpines sont nombreuses à l'échelle de la chaîne (ex. Luckscheiter et Morteani, 1980; Mullis, 1996; Wagner et al., 2010; Rauchenstein-Martinek et al., 2014). Ces veines mesurent quelques mètres de long pour quelques dizaines de centimètres de puissance, associées à des zones de cisaillement à la limite fragile-ductile. Les fentes alpines se présentent sous la forme de veine seule ou en échelon et contiennent des cristaux automorphes de quartz et d'autres qui dépendent de la lithologie encaissante (adulaire, albite, muscovite et quartz dans les

granitoïdes ; calcite, ankérite, rutile et quartz dans les carbonates ; albite, chlorite, épidote, actinolite, titanite et quartz dans les roches basiques). Au sud-est de l'Autriche (47,5°N-15,6°E près de Müzzuschlag), le site de Pretul dans la région de Styria est connu pour ses fentes alpines à lazulite-quartz qui contiennent des minéraux de REE et de Sc (apatite, florencite-(Ce), goyazite, xénotime-(Y), monazite-(Ce), et prétilite (ex. Cornelius, 1931; Berl, 1996, Bernhard et al., 1998)). Ces indices ne présentent aucun intérêt économique pour les REE.

- Gisement de talc de Trimouns-Luzenac (France)

Dans les Pyrénées françaises, la carrière de Trimouns-Luzenac est la plus grande exploitation de talc du monde avec plus de 400 000 t/an (Fortuné, 1971; Fortuné et al., 1980; Moine et al., 1989; de Parseval et al., 1993). Le gisement se situe sur le flanc oriental du massif de Saint-Barthélémy, à 100 km au sud de Toulouse, à une altitude de 1 700 m. Le talc et la chlorite se sont formés par l'altération hydrothermale de dolomies, de micaschistes et de pegmatites du Paléozoïque, le long d'une zone de cisaillement (Fortuné et al., 1980; Moine et al., 1989; de Parseval, 1992). Grâce à l'exploitation, des géodes centimétriques au sein des dolomies et contenant des

minéraux à REE ont été identifiées. Les minéraux répertoriés sont : allanite, bastnäsité, parisite, synchysite, gadolinite, monazite, trimounsité-(Y), hellandite-(Y), iimoriite-(Y), hingganite-(Y), æschynite-(Y), gatélite-(Ce), dissakisite-(Ce) et xénotime (Moëlo et al., 1974; Piret et al., 1990; Grew et al., 1991; Favreau, 1994; de Parseval et al., 1997; Bonazzi et al., 2003). La formation des géodes semble liée à un épisode métasomatique le long de la zone de cisaillement (300-350 °C/0,2-0,3 GPa). La monazite et le xénotime de ces géodes ont d'ailleurs permis de les dater par la méthode U/Pb le gisement entre 112 et 97 Ma Schärer et al. (1999).

5.5.3. Province ignée britannique du Cénozoïque

Quelques indices à minéraux de REE sont décrits dans les massifs granitiques de la Province ignée britannique du Cénozoïque (Exley, 1980; Harding et al., 1982; Hyslop et al., 1999; Green et al., 2005; Green et McCallum, 2005 ; Figure 33). Cette province magmatique se situe au nord-ouest des îles

britanniques et constitue un témoin essentiel de l'activité magmatique liée à l'Atlantique nord au Paléocène et à l'Éocène inférieur (Emeleus et Gyopari (1992) et références associées). Les principales intrusions sont les plutons de l'île de Skye, de Saint-Kilda, d'Arran et des Monts Mourne.

- Intrusion granitique de l'île de Skye

L'île de Skye (nord-ouest de l'Écosse) se constitue de quatre complexes granitiques datés entre 55 et 59 Ma (Harker, 1904; Brown, 1963; Thorpe et al., 1977) : Cuilin, Strath na Creiteach, Western Red Hills (57,0-58,5 Ma par la méthode U/Pb sur zircon, Hamilton et al., 1999) et Eastern Hills (55,7-55,9 Ma par la méthode U/Pb sur zircon, Hamilton et al., 1999). Ces complexes intègrent des granites hyperalumineux, méta-alumineux et hyperalcalins.

L'allanite et le sphène sont les principaux minéraux accessoires et sont particulièrement enrichis en REE (entre 25 et 45 % RE₂O₃; Exley, 1980). En outre, des allanites secondaires ont été identifiées. Elles sont formées au cours d'un épisode hydrothermal tardif et de stades d'altération météorique. Enfin, des miaroles ont été identifiées comme renfermant des minéraux de REE (Green et McCallum, 2005) : gadolinite et kainosite.

- Pluton granitique d'Arran

Le pluton granitique d'Arran est situé sur l'île éponyme, au sud-ouest de l'Écosse et a été daté à $60,3 \pm 1,0$ Ma par la méthode U/Pb sur zircon (Dickin et al., 1981) et à $58,5 \pm 0,8$ Ma par ⁴⁰Ar/³⁹Ar (Mussett et al., 1987). Au nord du pluton, des minéraux de REE

ont été mentionnés : fergusonite, gadolinite et allanite (Hyslop et al., 1999). Des miaroles renferment aussi des cristaux de fergusonite et de gadolinite associés à de l'albite et de l'orthoclase.

- Complexe granitique de Saint-Kilda

Le complexe granitique de Saint-Kilda se situe sur une île à l'extrême nord-ouest des Hébrides, en Écosse. Il se compose de granites des plutons de Conachair (55 ± 1 Ma, par la méthode Rb/Sr, Harding et al., 1984), Glen Bay et h-Heagen et de gabbroïdes. Les granites contiennent quartz, feldspath alcalin,

plagioclase sodique, chlorite et amphibole (Cockburn, 1935; Harding et al., 1966). Trois minéraux de REE ont été identifiés par ordre d'abondance : chevkinite, allanite et zirkélite (Harding et al., 1982). Ils représentent moins de 1 % de la roche et la chevkinite contient plus de 41 % de toutes les REE.

- Pluton granitique des Monts Mourne

Les Monts Mourne se situent en Irlande du Nord et se composent d'un pluton granitique daté entre 53,3 et 55,0 Ma par la méthode ⁴⁰Ar/³⁹Ar (Thompson et al.,

1987). Ces roches contiennent des minéraux de REE, gadolinite et monazite de couleur miel au sein de vacuoles (Hyslop et al., 1999; Green et al., 2005).

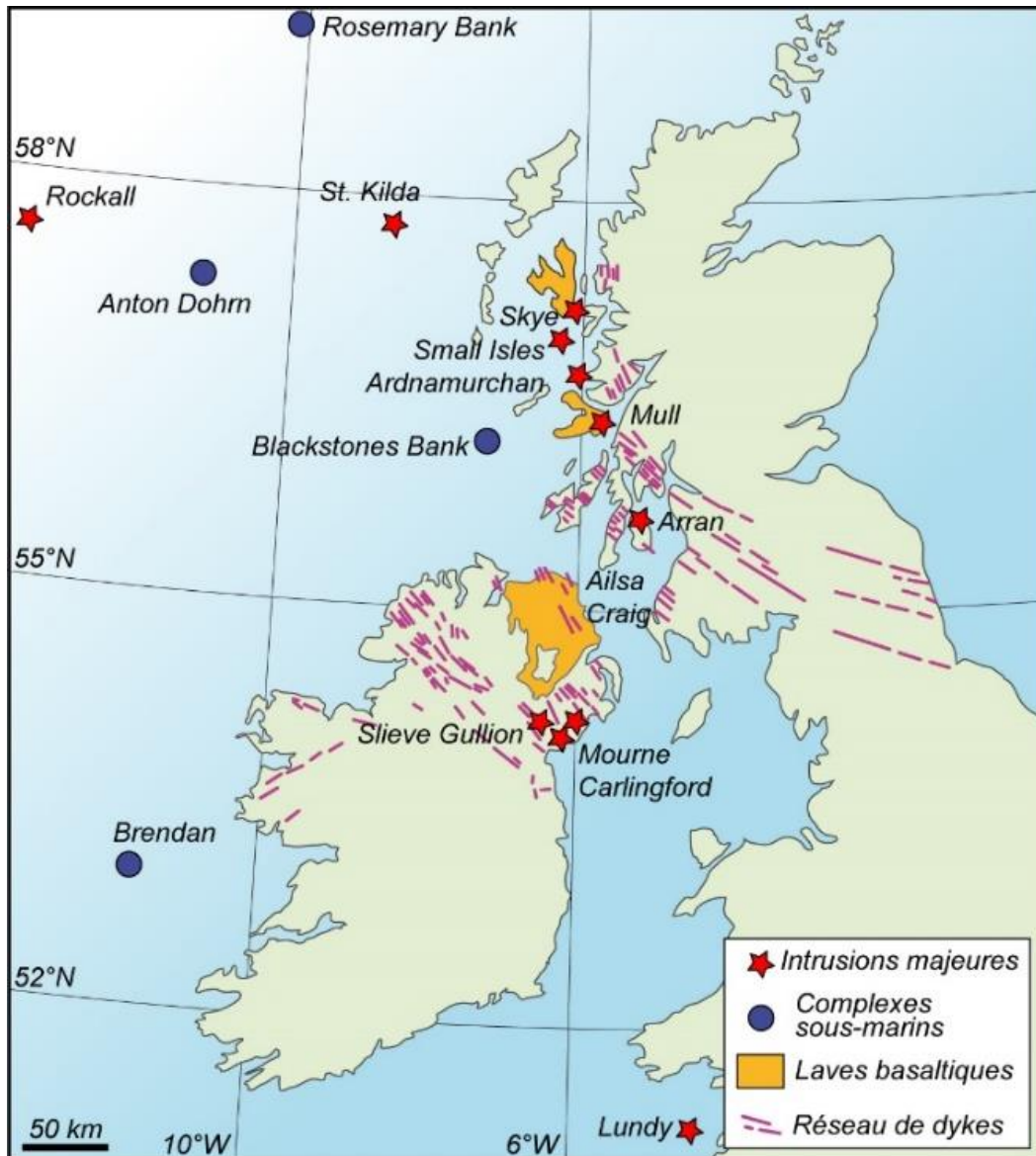


Figure 33 : Province ignée britannique du Cénozoïque.

5.5.4. Rift ouest-européen

- Complexe volcanique alcalin à Nb-Ta-REE du Kaiserstuhl (Allemagne)

Le massif du Kaiserstuhl est situé au centre-sud du graben du Rhin, au sud-ouest de l'Allemagne, à 15 km de Fribourg. Il s'agit d'un complexe volcanique alcalin du Miocène (15-18 Ma) de 16 x 12 km (ex. Van Wambeke et al., 1964; Wimmenauer, 1974; Keller, 1981; Schleicher et al., 1990; Weisenberger et al., 2014). Les roches volcaniques à subvolcaniques prédominantes ont des compositions de téphrite et de phonolite alors que des carbonatites se sont formées en fin de mise en place. Les grands types de roches volcaniques sont : (1) des coulées de lave (téphrite) ; (2) des roches pyroclastiques (téphrite, phonolite et carbonatite) (Keller, 1981); (3) un dyke porphyrique à essexite, phonolite et carbonatite ; (4) des intrusions subvolcaniques à grain fin à moyen

d'essexite, phonolite et carbonatite ; et (5) des brèches volcaniques (Figure 34).

Les carbonatites se présentent au cœur du complexe sous la forme d'une intrusion d'environ 1 km². Il s'agit de sèveite à grain grossier principalement composée de calcite, puis d'apatite et de magnétite, avec les minéraux accessoires suivants: pyrochlore, pérovskite à Nb (dysanalite), bastnäsité et monazite (Van Wambeke et al., 1964; Keller, 1981). Un second type de carbonatite se présente sous la forme de centaines de petits filons à grains fins et d'une puissance variant entre 1 cm et 1 m. La calcite en constitue 90-95 % du volume, suivie par la magnétite et l'apatite. Les phases accessoires sont le pyroxène, la mélanite et les micas. Pyrochlore et

pérovskite niobifère sont plus rares. Des filons se concentrent au cœur du massif et sont les roches les plus jeunes. Ainsi, les carbonatites du Kaisertuhl sont à majorité calcitique et les carbonatites à ankérite-dolomite semblent restreintes à des filons tardifs associés à quelques intrusions de sœvites (Wimmenauer, 1963).

Certains minéraux de REE ont été décrits dans les carbonatites du complexe. Du pyrochlore contient des REE, la koppite (Brandenberger, 1931), et des analyses chimiques publiées par Van Wambeke et al. (1964) montrent des teneurs variant entre 4,3 à 6,4 % RE_2O_3 avec dominance du Ce. Le pyrochlore est

riche en LREE (jusqu'à 19 % REO) et toujours radioactif avec jusqu'à 11 % U_3O_8 et 6,5 % ThO_2 (Kirchheimer, 1957 ; Walter et al., 2018). Van Wambeke et al. (1964) ont distingué deux types de calcite dans les carbonatites. Le premier type, associé à la sœvite, contient des teneurs variables en REE comprises entre 0,09 et 0,15 % RE_2O_3 . Le second type, associé aux filons tardifs de carbonatite, montre une teneur plus élevée en REE avec une moyenne de 0,22 % RE_2O_3 . En outre, la fluorapatite a été décrite et présente des teneurs appréciables en REE. Enfin, la bastnäsite et la monazite sont seulement présentes dans les carbonatites. Ainsi, les carbonatites tardives peuvent contenir entre 1 et 4 % REE.

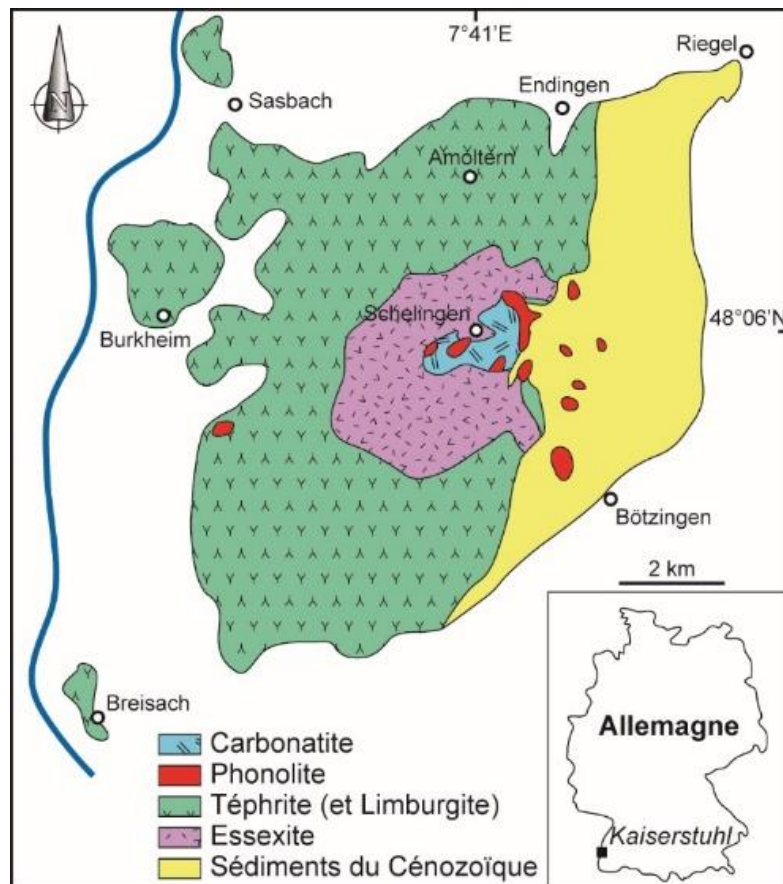


Figure 34 : Complexe volcanique alcalin à Nb-Ta-REE du Kaiserstuhl, Allemagne (d'après Weisenberger et al., 2014).

5.5.5. Placers côtiers

Les différents indices de REE du Quaternaire sont des placers à minéraux lourds intégrant principalement la monazite, le zircon et l'ilménite.

- Placers côtiers de Chalkidiki et de Kavala (Grèce)

Au nord-est de la Grèce et au nord de la mer Égée, des études géochimiques ont été menées le long de la côte sur 240 km entre les péninsules de Chalkidiki et Kavala, révélant la présence de REE dans les sédiments côtiers (Perissoratis et al., 1988; Pergamalis et al., 2001a, 2001b; Melfos et Voudouris, 2012). En effet, des anomalies géochimiques ont été relevées dans des placers, tel que celui de Nea Peramos, avec des teneurs jusqu'à 8 000 ppm REE

(dont 93,5 % LREE avec principalement Ce, La, Nd et Pr). Le porteur principal est l'allanite. Des études récentes évoquent comme source primaire des REE les massifs magmatiques des monts Pangaion près de Kavala. En effet, des analyses faites sur ces monts montrent des concentrations de 6 171 ppm La, 10 883 ppm Ce, 1 062 ppm Pr, 3 249 ppm Nd, 334 ppm Sm et 214 ppm Eu.

- Placer côtier d'Hanstholm (Danemark)

La placer d'Hanstholm est situé au nord du Danemark, dans la province du Jutland Nord. Ce placer à minéraux lourds contient des sables à

ilménite, rutile, zircon et monazite (Hedrick et Templeton, 1991) et a fait l'objet d'explorations par la compagnie Morstal Minerals (Orris et Grauch, 2002).

- Placer côtier de Cuxhaven (Allemagne)

Le placer de Cuxhaven est situé sur la côte de la mer du Nord, 100 km à l'ouest d'Hambourg et contient des sables à minéraux lourds. Les ressources

sont estimées à 10 Mt de minéraux lourds incluant ilménite, rutile, zircon et monazite (Hedrick, 1985).

- Anomalie radioactive de la plage de l'Espiguette (France)

Au sud de la France, près du Grau-du-Roi, la plage de la Pointe de l'Espiguette présente des anomalies radioactives avec des valeurs moyennes comprises entre 600 à 850 c/s et un maximum de 1 050 c/s (Vazquez-Lopez et Jézéquel, 2002). Cette anomalie

s'étend sur 1 500 m de long et une largeur de 10 à 50 m, et se situe au-dessus de la zone intertidale. Les sables à minéraux lourds contiennent de la crandallite (type florencite) et du zircon qui sont probablement responsables de l'anomalie radioactive.

6. Gisements de terres rares au Groenland

En réponse à une demande croissante de ressources minérales, le Groenland suscite aujourd'hui l'intérêt international pour la découverte de nouveaux gisements (Stensgaard et al., 2016). Le Groenland bénéficie notamment de contextes géologiques variés favorables à la présence de gisements de REE attractifs pour les compagnies

d'exploration (ex. GEUS, 2010; Sørensen et Kalvig, 2011; Steenfelt, 2012; Stendal, 2014; Goodenough et al., 2016; EURARE, 2017; Andersson et al., 2018a). Les principaux indices de REE du Groenland se situent dans les carbonatites, les intrusions alcalines, les pegmatites et les paléoplacers (Figure 35).

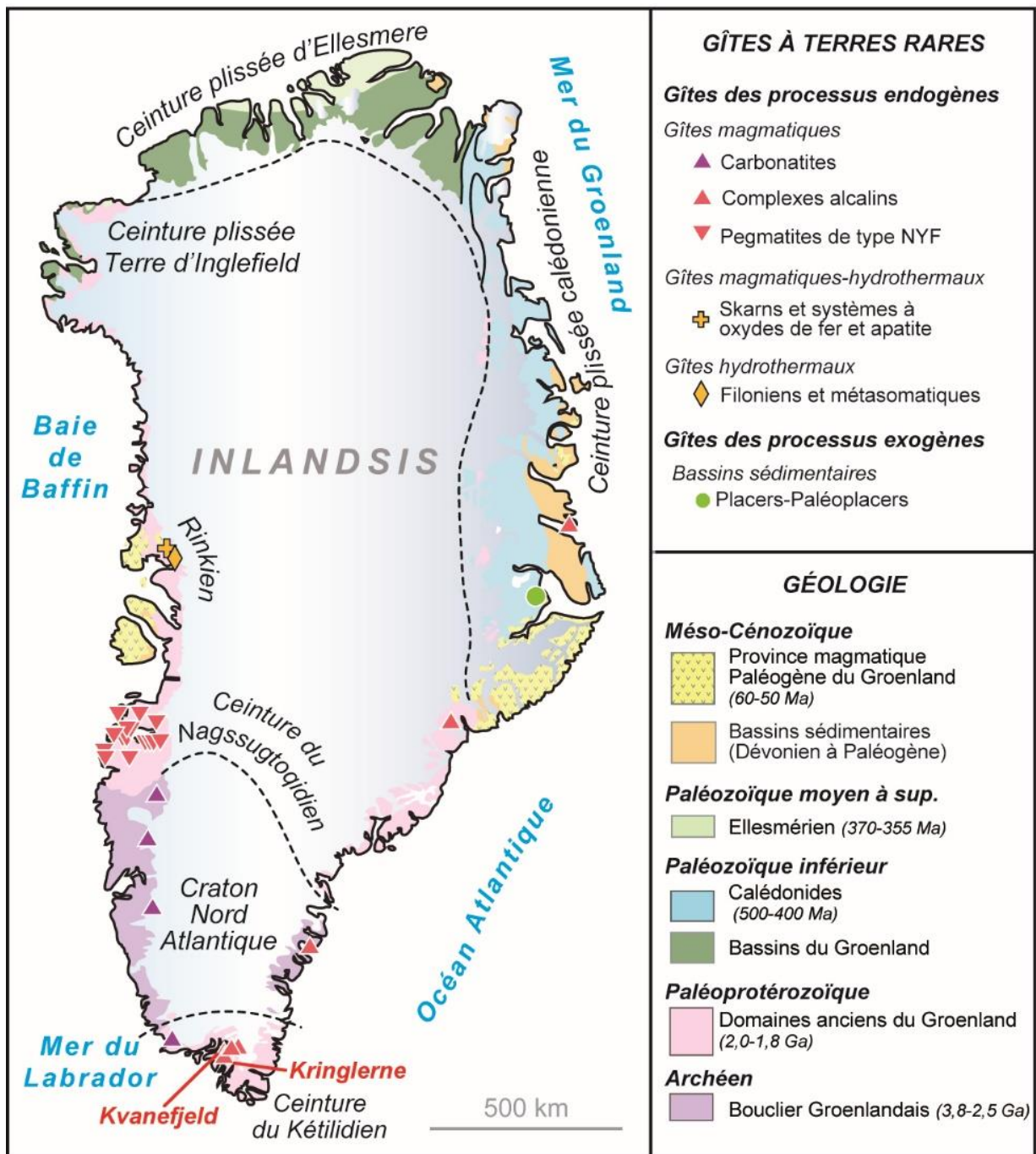


Figure 35 : Les indices à REE du Groenland (d'après Steensgaard et al., 2010; Charles et al., 2013 ; Tuduri et al., 2020).

6.1. Provinces alcalines de l'Archéen (2 750-2 700 Ma)

Les roches alcalines de l'Archéen sont rares à l'échelle mondiale et n'affleurent que dans le bouclier Baltique (ex. Keivy), le bouclier Canadien, en Australie (Yilgarn), au Groenland (ex. Skjoldungen) et en Afrique du Sud (Fitton et Upton, 1987; Blichert-Toft et al., 1995; Zozulya et al., 2007). Ces objets géologiques constituent un potentiel en REE comme la carbonatite de Siilinjärvi (Finlande) ou le complexe

alcalin de Sakharjok (Russie). Au Groenland, deux régions ont des roches alcalines archéennes : (1) la carbonatite de Tupertalik à l'ouest et (2) la province alcaline de Skjoldungen au sud-est avec la carbonatite de Singertât et le complexe alcalin de Timmiarmiut (Larsen et al., 1983; Fitton et Upton, 1987; Nielsen et Rosing, 1990; Blichert-Toft et al., 1995; Steensgaard et al., 2010; Berger et al., 2014).

6.1.1. Carbonatite à Sr-Zr-REE de Tupertalik (Groenland occidental)

À l'ouest du Groenland, le massif de carbonatite de Tupertalik (65,50°N-51,85°W) s'étend sur 500 x 200 m et se situe à seulement 11 km au nord de la carbonatite du Jurassique supérieur de Qaqqarsuk près du fjord Sønder Isortoq (Larsen et al., 1983). La carbonatite se présente sous la forme d'une lame de 10 m d'épaisseur au sein d'orthogneiss, le tout ayant subi un métamorphisme dans le faciès granulite à l'Archéen, sans avoir subi de stade rétrograde majeur par la suite. Les fortes teneurs en Sr, Zr et REE sont comparables à d'autres carbonatites. Il est à noter que

des dykes archéens de carbonatite à la signature géochimique similaire ont été découverts à Fiskeneset, 310 km au sud de Tupertalik (Bollingberg et al., 1976). La carbonatite de Tupertalik est datée à $2\,620 \pm 80$ Ma et $2\,691 \pm 80$ Ma par la méthode K/Ar sur phlogopite (Larsen et al., 1983). Cet âge a été réévalué et établi à $3\,007 \pm 2$ Ma par la méthode U/Pb sur baddeleyite (Bizzarro et al., 2002). De plus amples études sont nécessaires pour mieux estimer le potentiel réel en REE du plus vieux massif carbonatitique terrestre.

6.1.2. Province alcaline du Néoarchéen de Skjoldungen (sud-est du Groenland)

Au sud-est du Groenland, la province alcaline de Skjoldungen (63°N-43°W) s'étend selon un axe NW-SE sur une largeur de 30 km, avec une variété d'intrusions alcalines tardi- à post-tectoniques mises en place entre 2 700 et 2 665 Ma (Rosing et al., 1992; Blichert-Toft et al., 1995). Les roches alcalines

intrudent un craton composé d'orthogneiss migmatitiques et de roches supracrustales (ex. amphibolite, métapélite), le tout affecté par un métamorphisme dans le faciès granulite (2 750-2 740 Ma) au cours de l'orogénèse de Skjoldungen (Kolb et al., 2013; Berger et al., 2014).

6.1.2.1. Carbonatite à Sr-REE de Singertât

Le complexe à carbonatite-ijolite de Singertât (63,23°N-42°W) intrude des gneiss fénitisés au sud de la province de Skjoldungen près du fjord de Kattertoq (Nielsen et Rosing, 1990; Blichert-Toft et al., 1995). Le cœur du massif est constitué par des sills lités de melteigite, ijolite et urtite à grain grossier contenant ægyrine-augite et/ou amphibole alcaline, néphéline et biotite en proportion variable. Les phases accessoires sont : magnétite, apatite, sphène, feldspath alcalin, calcite et zircon. La cancrinite (feldspathoïde) se présente souvent en couronne de réaction entre la calcite et la néphéline. Des dykes et des veines (<1 m) de syénite néphélinique et de

carbonatite recourent le massif. Les dykes de syénite néphélinique sont dominés par la perthite avec des teneurs variables en néphéline, ægyrine-augite et/ou amphibole alcaline, biotite, apatite, calcite et des oxydes à Fe-Ti. Les dykes de carbonatite sont composés de søvite à apatite et biotite. La zone d'altération périphérique (fénite) fait environ 2 km de large. La carbonatite de Singertât est datée à $2\,664 \pm 3$ Ma (âge U/Pb sur zircon; Blichert-Toft et al., 1995) et est enrichie en Sr (5 260 ppm) et REE (2 400 ppm avec 1 122 ppm Ce, 464 ppm La, 524 ppm Nd). De plus amples études sont nécessaires pour estimer le potentiel en REE de ce massif.

6.1.2.2. Complexe alcalin à Sr-REE de Timmiarmiut

Environ 100 km au sud de la carbonatite de Singertât, le complexe alcalin de Timmiarmiut (62,37°N-42,28°W) renferme des roches alcalines à carbonates enrichies en Sr (2 000 ppm) et REE

(2 300 ppm REE avec 1 100 ppm Ce et 120 ppm Y; Steensgaard et al., 2010). Cette zone demeure largement sous-explorée alors qu'elle présente un bon potentiel en REE.

6.2. Gisements du Paléoprotérozoïque de Karrat (NIAQ et UMIA)

Au centre-ouest du Groenland, dans la chaîne plissée du Rinkien, le projet Karrat (71,67°N-52,77°W) renferme deux gisements potentiels : Niaqornakassak (NIAQ) et Umiammakku Nunnaa (UMIA) découverts par Avannaa Resources en 2007-2009 (Avannaa Resources, 2010; Sørensen et Kalvig, 2011; Stendal, 2014 ; Figure 36). Les sites sont sur deux péninsules séparées de 7 km, les deux gisements étant regroupés sous le terme Karrat. Les travaux exploratoires se sont focalisés sur NIAQ où la géométrie du corps minéralisé a été précisée par 8 sondages (1 320 m au total). Il s'agit d'un horizon lité de métacarbonates parallèle à la foliation régionale (30° vers le sud) de l'encaissant (amphibolite du groupe Karrat daté du Paléoprotérozoïque; Garde, 1978; Henderson et Pulvertaft, 1987; Kalsbeek et al., 1998 ; Mott et al., 2013). Le corps minéralisé fait au moins 1,5 km de long, l'extension de ses extrémités n'étant pas connue. Son épaisseur varie entre 10,3 et 32,5 m pour une profondeur comprise entre 56 et 168 m au-dessus du niveau de la mer. Les principaux minéraux de REE sont les suivants : bastnäsite (39 %), allanite (26 %), monazite (22 %), monazite-(Th) (4 %), fergusonite-(Y) et fluorures-Y (4 %),

chevkinite et diversilite (silicates à Fe-Ti-Ba-REE) (4 %). Avannaa Resources propose un tonnage et des teneurs avec un scénario optimiste (26,3 Mt @ 0,996% REO+Y₂O₃ et 0,13 % HREO+Y₂O₃) et plus limité (19,5 Mt @ 1,02 % REO+Y₂O₃ et 0,13 % HREO+Y₂O₃). La teneur moyenne en Th varie entre 400 et 500 ppm (huttonite) et l'uranium semble absent du gisement NIAQ (<5 ppm). Il faut noter les faibles teneurs en Be, Zr, Sc ou Ta, les teneurs en Nb variant entre 300 et 500 ppm. L'origine des REE serait liée à des fluides métasomatiques affiliés à une ferrocarbonatite (Mott et al., 2013). Or, le corps minéralisé n'est pas considéré comme une carbonatite étant donné son contenu en SiO₂ de 15-25% (<5 % pour une carbonatite) et en CaO de 18-20% (>30 % dans une carbonatite).

Même si l'exploration est limitée sur le site UMIA, deux sondages (420 m au total) et 347 échantillons ont fourni une estimation de teneur en REE atteignant jusqu'à 1,98 % REO+Y. L'épaisseur réelle et la géométrie globale ne sont pas encore définies faute de travaux exploratoires suffisants.

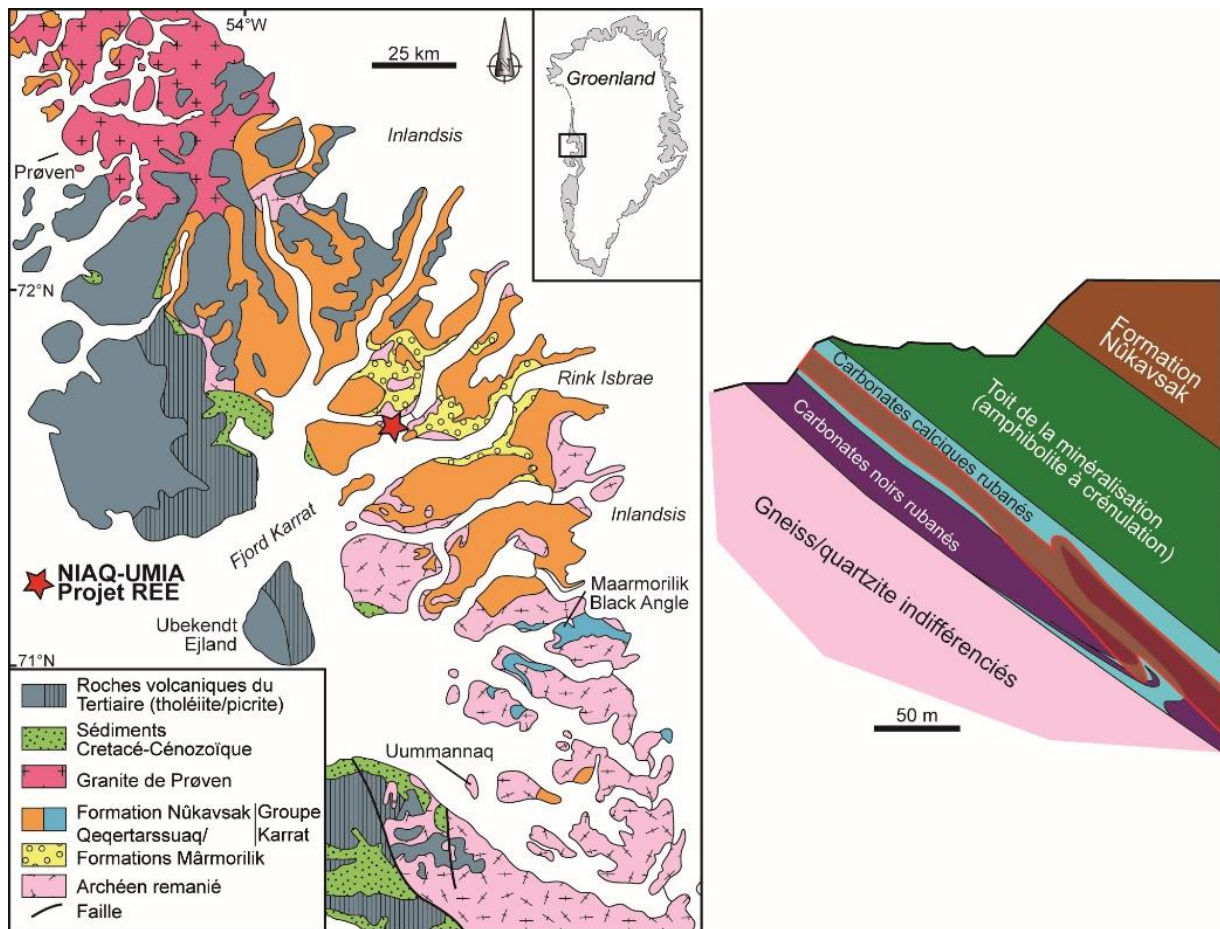


Figure 36 : Gisements du Paléoprotérozoïque de Karrat (NIAQ et UMIA), d'après Avannaa Resources (2010).

6.3. Pegmatites du Paléoprotérozoïque tardif (1 800-1 785 Ma)

Au sud-ouest du Groenland, au nord de l'orogène Nassugtoqidien, trois champs pegmatitiques se présentent au sein du socle archéen. Deux champs pegmatitiques (Nassuttutata tasia et Nordre Isortoq) se situent dans les régions de Nassuttooq et de Nordre Strømfjord, respectivement (Secher, 1976, 1980). Il s'agit de pegmatites blanches à biotite et plagioclase, concordantes à la foliation de l'encaissant (gneiss archéens affectés par un métamorphisme dans les faciès granulite et amphibolite et des roches supracrustales du Paléoprotérozoïque ; Secher, 1980; GEUS, 2014) et datées d'environ 1 800 Ma. La puissance des corps pegmatitiques varie de 5 à 10 m, pour une longueur de 50 à 200 m. Le principal minéral de REE est la monazite sous forme de cristaux automorphes orangés de 0,5-5 mm. La monazite contient du Nd (5-7 %) et 1-2 % La, 2,5-4,0 % Ce, 500 ppm Y, et 5-10 % Th (GEUS, 2014).

Le troisième champ pegmatitique est situé dans la région d'Attu où les pegmatites intrudent des gneiss et des amphibolites d'âge Archéen. Les pegmatites, datées à 1785 ± 5 Ma, sont concordantes ou discordantes et se présentent sous la forme de filons ayant jusqu'à 5 m de puissance, sur des longueurs de plusieurs centaines de mètres. Le minéral à REE principal est l'allanite (cristaux jusqu'à 5 cm) accompagnée de sphène, d'apatite, de magnétite (agrégats centimétriques avec l'allanite) et de sulfures de fer dans une gangue où sont associés feldspath potassique, quartz et biotite. En outre, une zone d'altération à pyrite et magnétite est observée au contact entre les pegmatites et l'amphibolite encaissante sur près d'un mètre d'épaisseur. Aucune campagne d'exploration n'a été menée jusqu'à présent sur ces trois champs pegmatitiques.

6.4. Province alcaline du Mésoprotérozoïque de Gardar

La province de Gardar (Figure 37) est une zone de rift formée à la fin du Mésoprotérozoïque au sud du Groenland (ex. Upton et Emelius, 1987; Upton et al., 2003; Upton, 2013). Associées à des sédiments, de nombreuses roches plutoniques se sont mises en place entre 1 280 et 1 120 Ma. Ces intrusions alcalines se composent de syénites, syénites néphéliniques,

syénites quartziques et de granites associés à un essaim de filons basiques géants. Elles constituent le principal potentiel en REE et en U du Groenland. L'intrusion d'Illimaussaq (1160 ± 5 Ma; Krumrei et al., 2006) renferme les deux gisements de classe mondiale de Kringlerne et Kvanefeld, et l'intrusion d'Igaliko renferme le gisement de Motzfeldt Sø.

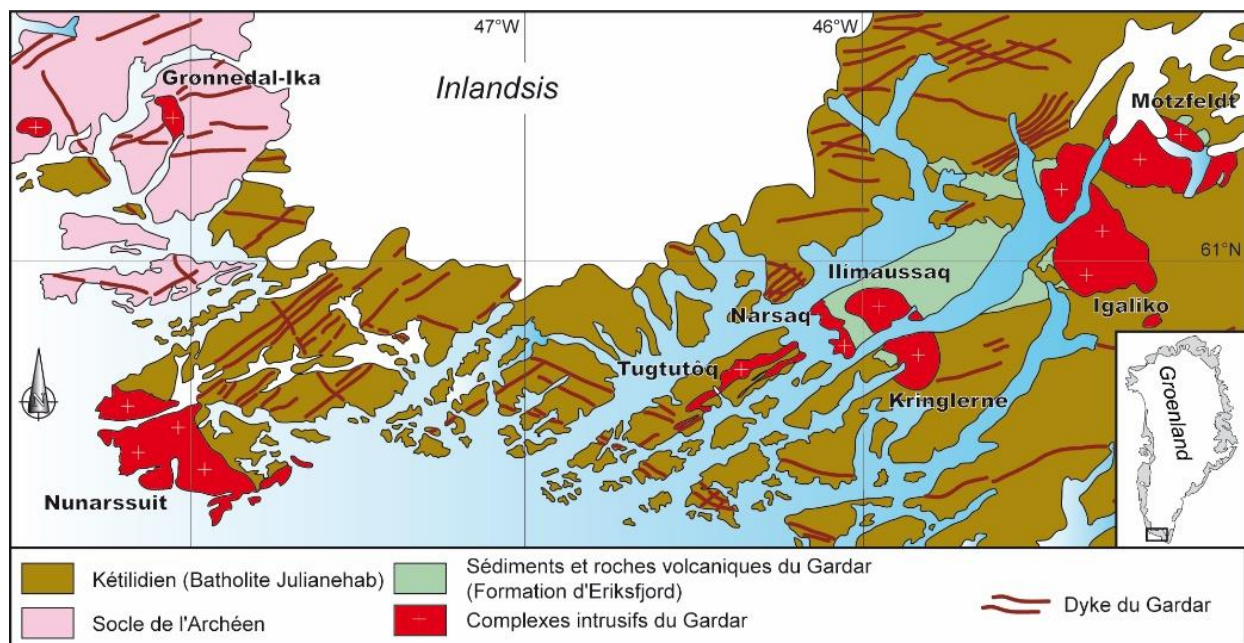


Figure 37 : Province alcaline du Mésoprotérozoïque de Gardar.

6.4.1. Gisement à U-REE-Zn-F de Kvanefjeld

Au sud du Groenland, le gisement à U-REE-Zn de Kvanefjeld se situe à quelques kilomètres de Narsaq et occupe la partie nord-est de l'intrusion d'Ilímaussaq (ex. Ferguson, 1964; Larsen et Sørensen, 1987; Sørensen et al., 2011 ; Figure 38). Ce complexe alcalin consiste en quatre intrusions successives : (1) une syénite à augite sous la forme d'une bande discontinue en marge de l'intrusion, (2) une syénite quartzique hyperalcaline et un granite alcalin en haut du complexe et sous la forme d'enclaves dans la troisième intrusion, (3) une série litée à syénite néphélinique hyperalcaline (agpaïte), (4) des cumulats de kakortokite, lujavrite à ægyrine et lujavrite à arfvedsonite (Sørensen, 1969; Bohse et al., 1971; Nielsen et Steenfelt, 1979; Sørensen et al., 2011 et références associées). Ces roches (notamment foyaïte à sodalite, naujaïte, kakortokite et lujavrite) sont interprétées comme issues d'un magma phonolitique très fractionné, enrichi en fer et en éléments incompatibles (Zr, Hf, Nb, REE, U). Le complexe d'Ilímaussaq (1160 ± 5 Ma ; Krumrei et al., 2006) est un corps igné unique au regard de son extrême enrichissement en de nombreux éléments rares dans plus de 200 minéraux.

Le gisement de classe mondiale de Kvanefjeld occupe un plateau d'environ 2,1 x 0,9 km et constitue une partie des 4,5 km de la ceinture de lujavrite du complexe d'Ilímaussaq. Les marges nord et ouest du plateau correspondent aux bordures nord et ouest du complexe alcalin. Au nord-est, le niveau à lujavrite de Kvanefjeld est continu jusqu'au fjord de Steenstrup. Sur la partie ouest, la lujavrite du plateau constitue la base de la syénite à augite et de la naujaïte. Enfin, la partie orientale est composée de lujavrite à grain moyen à grossier (« M-C lujavrite »), de lujavrite à grain fin, puis de naujaïte. Dans les années 1950-1960, le complexe d'Ilímaussaq a été largement prospecté pour l'uranium, puis pour les REE ainsi que le Zr, le Be, le Nb et le Ta. Pour des raisons politiques

6.4.2. Gisement à Ta-Nb-REE-Zr de Kringlerne

Le gisement polymétallique (Ta-Nb-REE-Zr donnant le nom Tanbreez) de classe mondiale de Kringlerne se situe au sud du Groenland, à 15 km au sud-est du gisement de Kvanefjeld, au sud de l'intrusion d'Ilímaussaq (Bohse et al., 1971; Bohse et Andersen, 1981; Sørensen, 2001; GEUS, 2014 ; Figure 38). Ce gisement est situé à la base du complexe alcalin, dans les niveaux inférieurs de cumulats lités à syénite néphélinique agpaïtique nommée kakortokite. Kringlerne se situe dans la région de Kangerluarssuk et les cumulats à kakortokite se composent de 29 couches régulières sur une épaisseur totale de 200 m. Ces couches sont une répétition de rubanements de syénite noire (dominée par l'arfvedsonite), de syénite rouge (dominée par l'eudialyte) et de syénite blanche (dominée par le

et socio-économiques, aucun développement n'a eu lieu. Le récent assouplissement des lois groenlandaises pour l'exploration de l'uranium ouvre des perspectives quant à une exploitation minière. Le gisement de Kvanefjeld est exploré par la compagnie Greenland Minerals pour U, REE, F et Zn. Il apparaît que l'U, le Th et les REE sont concentrés dans les parties supérieures - les plus jeunes - du complexe. Ainsi, la lujavrite hyperagpaïtique et la syénite néphélinique agpaïtique constituent le minerai principal. Les unités supérieures de lujavrite sont très enrichies en REE, U et Zn avec des teneurs en REE excédant 1,5 % et avec 400 ppm U_3O_8 . En profondeur, ces teneurs décroissent. Les secteurs minéralisés peuvent excéder 250 m de puissance au sein de structures en dôme. La lujavrite minéralisée affleure principalement dans la moitié nord du complexe d'Ilímaussaq. Kvanefjeld constitue le principal gisement et des gisements satellites ont été récemment découverts à Sørensen (ancienne Zone 2) et en Zone 3 (GME, 2014). Les principaux minéraux de REE-U-Zn sont : steenstrupine, britholite, monazite, vitusite, xénotime et silicates variés à Na-Zr comme l'eudialyte et la lovozérite. Une estimation de ressources compatible NI43-101 ou JORC montre une ressource totale en 2015 de 673 Mt @ 1,09 % REO et 248 ppm U_3O_8 (7,34 Mt REO dont 0,27 Mt HREO). Les ressources indiquées représentent 308 Mt (3,42 Mt REO dont 0,13 Mt HREO) et les ressources inférées sont de 222 Mt (2,22 Mt REO dont 0,08 Mt HREO) avec une teneur de coupure de 150 ppm U_3O_8 . Le projet total (Kvanefjeld, Sørensen et la Zone 3) représente 1 010 Mt @ 11 000 ppm REO dont 9 700 ppm LREO et 399 ppm HREO, 266 ppm U_3O_8 (11,14 Mt REO dont 0,40 Mt HREO). En outre, des tests pour l'extraction par flottation par mousse et lixiviation à l'air libre sont concluants (GME, 2012). En 2014, 30 t de minerai ont été utilisées pour l'usine pilote dans le cadre du projet EURARE (GME, 2014 ; EURARE, 2017).

feldspath). Chaque rubanement mesure entre 1 et 20 m de puissance. L'origine de ce rubanement est toujours débattue et résulterait d'un tri minéral par densité lors de la solidification du magma, ainsi que d'un dépôt rythmique au sein de la chambre magmatique (Sørensen, 2001). La zone de Kangerluarssuk couvre une surface de 2 x 3 km à 400 m au-dessus du niveau de la mer. La kakortokite est étudiée depuis des décennies notamment pour les éléments suivants : Zr, Y, Ta, Nb et REE. Le gisement de Kringlerne est exploré par la compagnie Tanbreez.

L'eudialyte est le principal minéral économique et porteur de Zr, Nb et REE (Ferguson, 1964; Andersen et al., 1988; Johnsen et al., 2001; Sørensen et Kalvig, 2011; GEUS, 2014). Les trois types de couches de cumulats ont été analysés pour la teneur en Zr par

Bohse et al. (1971) : kakortokite noire (1,1 %), kakortokite rouge (3,8 %) et kakortokite blanche (1,3 %). L'eudialyte contient 12 % poids de ZrO_2 , 2 % poids de RE_2O_3 et 1 % poids de Nb_2O_5 en moyenne (Borst et al., 2016). En outre, l'eudialyte montre des teneurs faibles en Th et U (proche des teneurs de l'encasement). L'eudialyte peut être facilement extraite du tout-venant par séparation magnétique et l'extraction des REE requiert un traitement par voie acide (Tanbreez, 2014). Or, de récentes études ont montré que l'eudialyte est souvent remplacée par des assemblages complexes de minéraux secondaires

résultant de l'interaction tardi-magmatique de fluides riches en Na et F. Cette altération fractionne les éléments majeurs au sein de ces minéraux secondaires avec une séparation des phases porteuses de Zr, Nb et REE, ce qui complexifie le minerai et son traitement. Tanbreez a publié une estimation de ressources inférées (compatible JORC) de plus de 4 300 Mt de minerai d'eudialyte avec une moyenne de 1,8 % ZrO_2 , 0,2 % Nb_2O_5 , 0,5 % LREO et 0,15 % HREO (soit 27,95 Mt REO), ce qui fait de Kringlerne le plus important gisement de REE de la planète (Tanbreez, 2014).

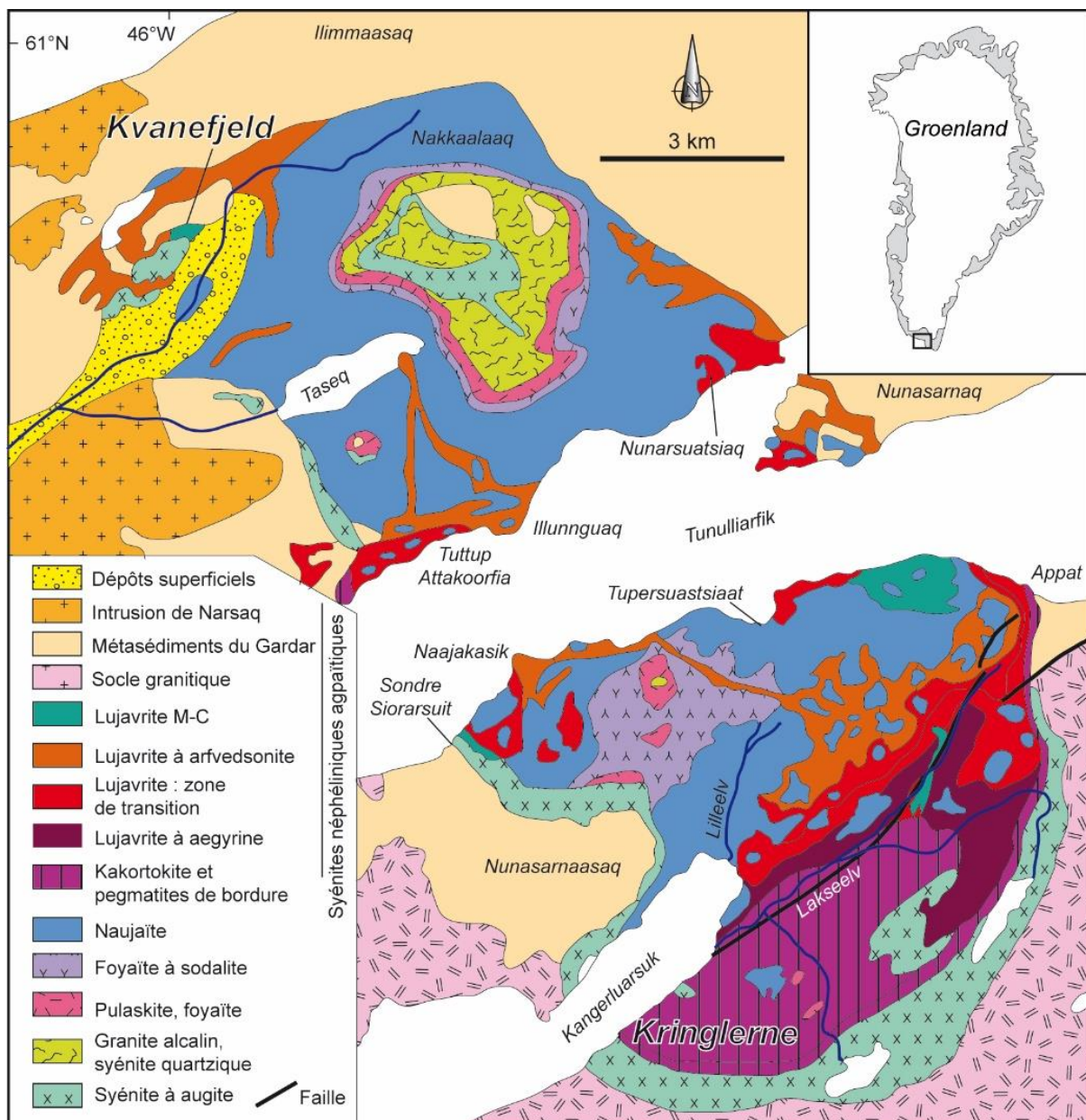


Figure 38 : Complexe d'Ilímaussaq renfermant les gisements de Kvanefjeld et Kringlerne.

6.4.3. Gisements à Nb-Ta-U-Zr-REE de Motzfeldt Sø

Au sein de la province alcaline de Gardar, des complexes alcalins se sont mis en place en dehors et dans le rift de Gardar. En plus des complexes de Nunarssuit et Paatusoq, le complexe de d'Igaliko est le plus important de la province, se composant de quatre intrusions (Motzfeldt, Qôroq Nord, Qôroq Sud, Idglerfigssalik) et de quelques corps intrusifs plus modestes, datés entre 1 280 et 1 140 Ma (ex. Emeleus et Upton, 1976; Upton et Emeleus, 1987; Upton et al., 2003; Bartels, 2013). L'intrusion de Motzfeldt (Figure 39) se situe au nord-est du complexe d'Igaliko et couvre une surface de 20 x 15 km (McCreath et al., 2012). C'est un pluton d'intrusions multiples de syénite recoupant le batholite de Julianehåb âgé du Protérozoïque et les métasédiments de Gardar âgés entre 1 280 et 1 220 Ma (Emeleus et Harry, 1970; Tukiainen et al., 1984; Upton et al., 2003; Schoenenberger et Markl, 2008). Motzfeldt Sø est l'intrusion la plus ancienne et se compose de syénite néphélinique seine et altérée et d'une marge de syénite à arfvedsonite. Un réseau complexe de sills de microsyrénite hyperalcaline et de pegmatites associé à

une altération hydrothermale a permis la mise en place d'une minéralisation à Th-U-Nb-Ta-Zr-REE au toit de l'intrusion (Thomassen, 1988; Tukiainen, 1988). Le minerai principal se constitue de pyrochlore (Nb, Ta, U, REE), thorite (Th), zircon (Zr) et bastnäsite (REE, Th) (Tukiainen, 1986). Le pyrochlore contient 1,3 à 8,3 % Ta. La première estimation de ressources par le GEUS remonte aux années 1980 et donne un volume minéralisé de plus de 500 Mt @ 0,14 % Nb, 120 ppm Ta, 60 ppm U et 90 ppm Th (Thomassen, 1988; Tukiainen, 1988; GEUS, 2014). Les ressources estimées sont au moins de 30 Mt avec une teneur de coupure de 250 ppm Ta. En ce qui concerne les ressources en Nb, les chiffres donnent 130 Mt @ 0,4-1,0 % Nb₂O₅. Un permis d'exploration a été déposé en 2010 par Ram Resources pour étudier les prospects d'Aries, Merino, Rams Head et Romney. Le site d'Aries a des ressources inférées de 340 Mt @ 120 ppm Ta₂O₅, 1 850 ppm Nb₂O₅, 4 600 ppm ZrO₂ et 2 600 ppm REO (Ram Resources, 2012), autrement dit 1,56 Mt ZrO₂, 0,884 Mt REO, 0,629 Mt Nb₂O₅ et 41 000 t Ta₂O₅.

6.4.4. Complexe alcalin de Grønnedal-Ika

Au sud du Groenland, le complexe de Grønnedal-Ika (8 x 3 km) est une intrusion litée à syénite néphélinique recoupée d'enclaves à syénite porphyrique et d'une intrusion de carbonatite (Callisen, 1943; Emeleus, 1964; Pearce et al., 1997; Halama et al., 2005 ; Figure 39). Ce complexe est daté

à 1 299 ± 17 Ma par la méthode Rb-Sr (Blaxland et al., 1978). Le cœur est composé d'une carbonatite à calcite, sidérite et magnétite. Le complexe de Grønnedal-Ika semble favorable à un potentiel en REE (Sørensen et Kalvig, 2011).

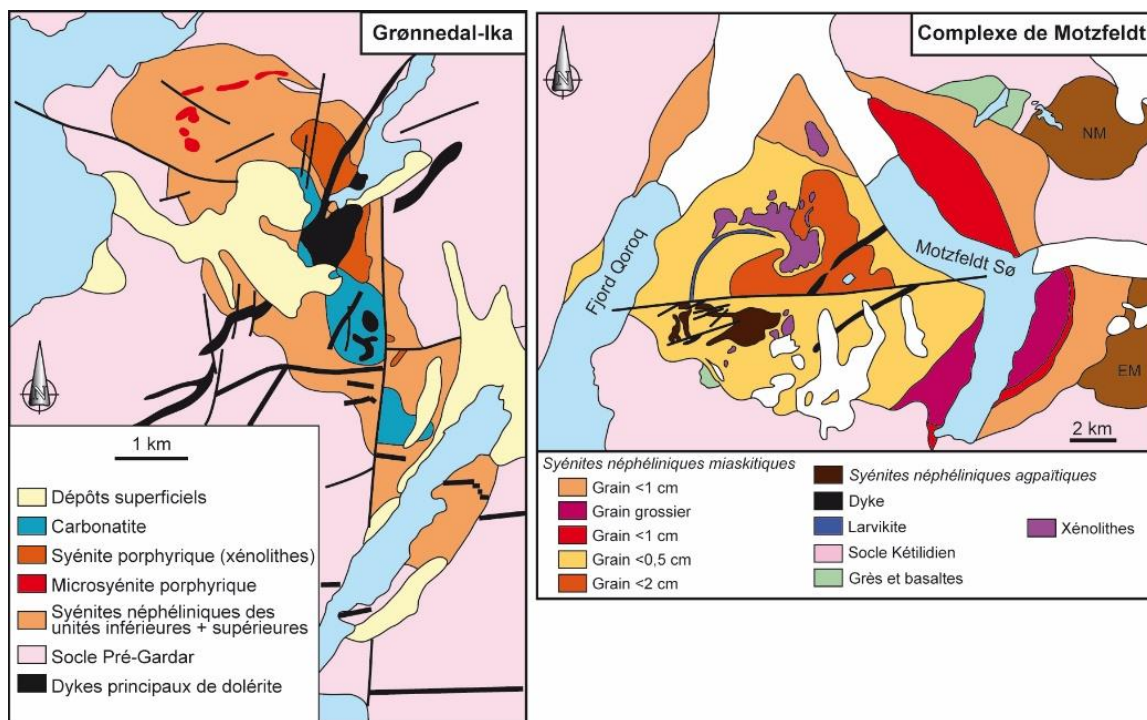


Figure 39 : Complexes alcalins de Motzfeldt et Grønnedal-Ika.

6.4.5. Complexe alcalin de Qassiarsuk

Au sud du Groenland, le complexe alcalin de Qassiarsuk (1,2 Ga) se situe au nord du rift du Précambrien de Gardar orienté E-W (Stewart, 1970; Andersen, 1997). Ce complexe, intercalé dans des grès, comprend une série de tufs silicatés alcalins et une carbonatite (horizons discontinus de tuffs et sills). Le massif s'étend de Qassiarsuk au fjord

d'Eriksfjord à l'est, et jusqu'à la crique de Tasiusaq à l'ouest. La carbonatite varie d'une carbonatite calcitique à une ferrocyanatite à ankérite-dolomite. Cette carbonatite constitue l'une des meilleures cibles du potentiel en REE de la province de Gardar (Sørensen et Kalvig, 2011).

6.5. Carbonatites du Néoprotérozoïque au Mésozoïque (sud-ouest du Groenland)

Le sud-ouest du Groenland comprend une province alcaline post-archéenne renfermant des réseaux de dykes et de sills ainsi que des complexes alcalins mis en place sur près d'un milliard d'années (Larsen et al., 1983; Secher et al., 2009). Trois épisodes magmatiques distincts peuvent être décrits d'après les datations : Mésoprotérozoïque (1 284-

1 209 Ma), Néoprotérozoïque (604-555 Ma) et Jurassique (165-155 Ma). Trois massifs de carbonatite sont particulièrement étudiés pour leur potentiel en REE et Nb : la carbonatite de Sarfartoq (Édiacarien), les carbonatites de Qaqarssuk (ou Qeqertaasaq) et de Tikiusaq du Jurassique supérieur (ex. GEUS, 2014; Stendal, 2014).

6.5.1. Carbonatite à Nb-REE de l'Édiacarien de Sarfartoq

Au sud-ouest du Groenland, la carbonatite de Sarfartoq (66,482°N-51,229°W) se situe à environ 60 km au sud-ouest de l'aéroport de Kangerlussuaq (**Figure 40**). Ce complexe s'est mis en place à la limite entre le craton archéen au sud et la ceinture orogénique du Nagssugtoqidien du Paléoprotérozoïque au nord (Secher, 1986). La carbonatite est datée à 564 Ma (âge Rb/Sr sur phlogopite ; Secher et al., 2009) et a été découverte par le GEUS en 1976 par géophysique aéroportée et relevés de terrain (Secher, 1976; Secher et Larsen, 1980; Secher, 1986). Le massif couvre 90 km² et la carbonatite occupe 10 km². L'encaissant est représenté par des orthogneiss archéens repris au Paléoprotérozoïque. Le complexe de Sarfartoq est un corps conique à fort pendage dont le cœur lité de façon concentrique est constitué de ferrocyanatite riche en apatite et magnétite (rauhaugite à ankérite dominante). La carbonatite peut être divisée en une zone centrale (>50 % carbonatite, ~1 km²) et une zone externe (<50 % carbonatite, 1-3 km, ~9 km²). La partie centrale est entourée de bandes concentriques et de dykes de carbonatite (béforsite, ferrodolomite dominante) avec des intercalations de panneaux fénitisés d'encaissant (fénite gris clair à ægyrine). Des processus hydrothermaux ont permis la formation de minéraux à Nb (pyrochlore) et REE dans les dykes et des zones déformées de 50-200 m de puissance entourant le cœur du massif, ces dernières étant parfois marquées par des anomalies à Th et U (Bedini, 2009). Les principaux minéraux du complexe sont : dolomite, ankérite, apatite, phlogopite, richtérite, arfvedsonite et magnétite, et quelques phases

accessoires dont le pyrochlore, le zircon et le rutile niobifère (Secher et Larsen, 1980).

Le complexe à carbonatite de Sarfartoq a été prospecté pour les diamants, ainsi que les éléments suivants : P, Nb, Ta et REE (Sørensen et Kalvig, 2010; Druecker et Simpson, 2012; GEUS, 2014). Dès 2003, Hudson Resources a posé deux permis sur 783 km² pour explorer le Nb (2008) et les REE (2009). L'estimation de ressources (compatible JORC) donne des ressources mesurées de 23 478 t @ 5,95 % Nb (8,51 % Nb₂O₅) avec une teneur de coupure de 3 % Nb, et des ressources inférées de 64 301 t @ 3,89 % Nb (5,56 % Nb₂O₅) avec une teneur de coupure de 1 % Nb (New Millenium Resources en 2002). Pour les REE, Hudson Resources mentionne qu'elles sont associées à la ferrocyanatite, à la fénite, aux altérations à hématite et carbonates de fer qui coïncident aux anomalies en Th (Druecker et Simpson, 2012). Les principaux minéraux porteurs de REE sont la bastnäsite-(Ce), la synchysite-(Ce), la synchysite-(Nd) et la monazite-(Ce). En 2012, Hudson Resources publie une estimation de ressources (compatible NI43-101) pour le projet Sarfartoq avec des ressources indiquées de 5,88 Mt @ 1,77 % REO et des ressources inférées de 2,46 Mt @ 1,59 % REO, sur la base d'une teneur de coupure de 1 % et d'une exploitation en souterrain (Druecker et Simpson, 2012). Le Nd et le Pr représentent 25 à 54 % de toutes les REE. Un taux de récupération de 65 % a été prévu, mais il doit être soumis aux résultats des tests métallurgiques.

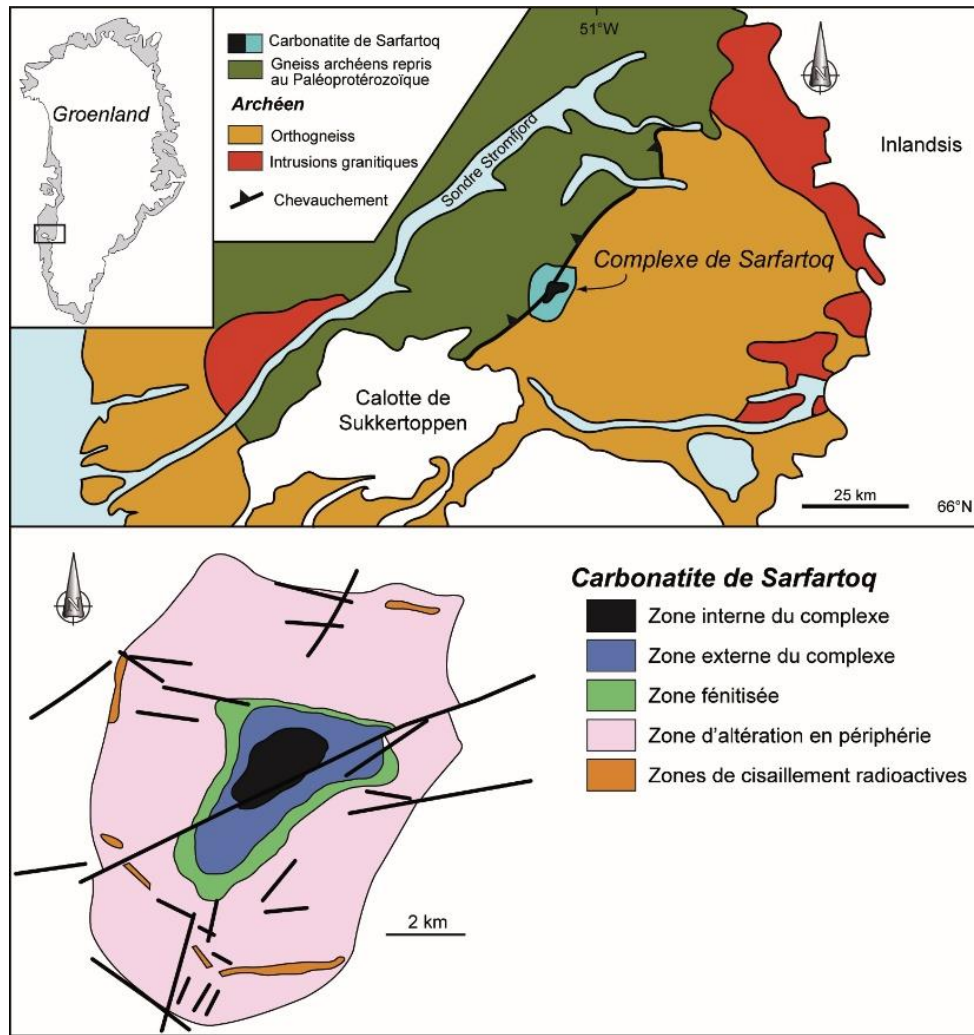


Figure 40 : Carbonatite de Sarfartoq (d'après Secher et al., 2009).

6.5.2. Carbonatite à Nb-REE-P du Jurassique supérieur de Qaqarssuk/Qeqertaasaq

La carbonatite de Qaqarssuk ou Qeqertaasaq (65,383°N-51,667°W) se situe au sud-ouest du Groenland, environ 135 km au nord-est de Nuuk et a été découverte en 1969 (Vuotovesi, 1974). La carbonatite intrude des gneiss archéens et a été datée à $165,0 \pm 0,9$ Ma (âge Rb-Sr sur phlogopite ; Secher et al., 2009). Le massif couvre 15 km² et se compose de plusieurs dykes concentriques de carbonatite entourés par une zone fénitisée dans l'encaissant (Larsen et al., 1983; Kunzendrof et Secher, 1987; Knudsen, 1989; Knudsen et Buchardt, 1991). Le premier stade est représenté par des dykes à carbonatite dolomitique et søvite à olivine, alors que le stade tardif est représenté par des dykes à carbonatite dolomitique à grain fin, ferrocronatite, søvite, silico-søvite et carbonatite à REE. La carbonatite de Qaqarssuk a été largement explorée pour son potentiel en Nb, REE et P dès les années 1970 par Kryolitselskabet Oresund (Gothenborg et Pederson, 1976; Nielsen, 1976). Les minéralisations à Nb sont des cumulats à pyrochlore dans la søvite et

des précipitations de pyrochlore associées à la fénite dans l'encaissant, près des dykes à carbonatite. Le pyrochlore montre des teneurs de plus de 15 % poids Nb₂O₅ et jusqu'à 20 % poids Ta₂O₅. L'apatite, présente dans la silico-søvite titre entre 3,5 et 6,0 % poids P₂O₅.

Knudsen (1991) montre que les dykes de carbonatite sont enrichis en REE. Dès 2010, Nuna Minerals explore le massif en prélevant des échantillons de surface et de tranchées, cartographie les faciès, et engage une campagne de sondages d'un total de 1590 m (Størensen et Kalvig, 2011; Stendal, 2014). Les minéralisations à REE sont restreintes au cœur du complexe, dans les dykes (1 à 4,5 m de puissance et quelques centaines de mètres de long). La teneur moyenne, d'après des échantillons de surface prélevés sur une zone de 1,5 km², est de 2,4 % REO. La meilleure intersection par sondage titre à 4,5 % REO sur près de 4,7 m. L'ancylite est le principal porteur de REE au sein des dykes sous la forme de cristaux bien développés (0,1-0,3mm) associés à d'autres phases comme la burbankite

$((\text{Na,Ca})_3(\text{Sr,Ba,REE})_3(\text{CO}_3)_5)$, l'huanghoite $(\text{BaREE}(\text{CO}_3)_2\text{F})$ et la qaqarssukite $(\text{BaREE}(\text{CO}_3)_2\text{F})$ (Grice et al., 2006). Les LREE dominant et les teneurs

en certains éléments sont de 50 % Ce, 27 % La, 16 % Nd, 5 % Pr et 2 % autres REE.

6.5.3. Carbonatite à P-REE du Jurassique supérieur de Tikiusaaq

Au sud-ouest du Groenland, la carbonatite de Tikiusaaq ($64^\circ\text{N}-46,75^\circ\text{W}$) se situe à 100 km au sud de Nuuk. Ce complexe a été découvert par le GEUS en 2005 grâce à une étude intégrée terrain/géochimie en sédiments de ruisseaux/aéromagnétisme (Steenfelt et al., 2006). Le massif semble couvrir une surface de 100 km^2 et intrude le socle archéen fortement déformé et métamorphisé, lequel est composé de granite, d'orthogneiss, d'amphibolite et d'anorthosite. Le cœur du massif ($3,3 \times 2 \text{ km}$) se compose de lames verticales et très rapprochées de carbonatite (jusqu'à quelques mètres de puissance) de deux types : une carbonatite calcitique blanche précoce (calcite et niveaux à mica vert, magnétite et apatite) et une carbonatite dolomitique grise tardive (dolomie ferrifère et ankérite) (Nuna Minerals, 2010). Une zone fénitisée est visible autour du cœur à carbonatite. Au sein de l'encaissant, de nombreuses veinules (de 1 mm à 20 cm) de carbonatite sont décrites. La carbonatite de Tikiusaaq est datée à $158 \pm 2 \text{ Ma}$ (âge U/Pb sur zircon ; Frei et al., 2006; Steenfelt et al., 2006), soit l'équivalent de la carbonatite de Qaqarssuk (165 Ma).

Le complexe de Tikiusaaq a été exploré par Nuna Minerals pour les REE et les diamants (Nuna Minerals, 2010). La campagne d'exploration s'est concentrée sur le cœur du massif avec 78 échantillons de carbonatite qui ont confirmé la concentration en REE au sein de la carbonatite ankéritique tardive, alors que les phosphates sont présents dans la carbonatite calcitique. Les teneurs montent jusqu'à 9,6 % REO (moyenne de 0,6 % REO, dominée par les LREE) et jusqu'à 8,5 % P_2O_5 (moyenne de 1,6 % P_2O_5). Les minéraux de REE sont l'ancylite, la churchite et la parasite. La composition en REE se décompose comme suit : Ce (47 %), La (33 %), Nd (12 %), Pr (4 %) et autres REE (4 %). La teneur en U est faible. Nuna Minerals estime que le corps minéralisé fait 750 m de long pour 100 m de large, et s'étend en profondeur à au moins 500 m. L'importante anomalie en Th indique un gisement important de REE dont la ressource potentielle est estimée à plus de 200 000 t @ 1-5 % REO (Stendal, 2014), même si de plus amples travaux exploratoires sont nécessaires.

6.6. Paléoplacer à REE-Ti-Zr du Jurassique-Crétacé de Milne Land

À l'est du Groenland, l'île de Milne Land renferme un paléoplacer daté du Jurassique-Crétacé avec des sables à minéraux lourds ($70,685^\circ\text{N}-25,920^\circ\text{W}$) (ex. Sørensen et Kalvig, 2011; Stempera, 2012; GEUS, 2014; Stendal, 2014). Ces sables à zircon et monazite ont été détectés grâce à des anomalies en Th relevées par radiométrie aéroportée et à une campagne de prélèvement effectuée par Nordisk Mineselskab et le Research Establishment RISØ en 1968. Les grès marins sont datés du Jurassique moyen au Crétacé inférieur et font partie de la formation de Charcot Bugt (Birkelund et al., 1978, 1984; Birkelund et Callomon, 1985; Larsen et al., 2003). Le paléoplacer est situé à la base de cette formation sédimentaire et la principale anomalie est localisée à Bays Fjelde (site « Hill 800 »), mesurant 500 m de diamètre pour 40 à 50 m de puissance. Les sables à minéraux lourds se présentent en lentilles irrégulières de 10 à 40 cm d'épaisseur au sein d'une unité à grès arkosiques et brèches d'environ 20 m de puissance (Harpøth et al.,

1986). Les minéraux lourds sont les suivants : monazite, xénotime, rutile, zircon, grenat et ilménite avec un potentiel en REE, Ti, Zr et Th. Le niveau détritique de 20 m contient 5 Mt @ 1,0-3,8 % Zr et 0,5-1,9 % REO (Harpøth et al., 1986). En 1990, des tests métallurgiques menés par Coffs Harbour Rutile concluent que l'extraction économique de monazite, zircon et grenat est possible. Une estimation de ressources pour le site « Hill 800 » donne : 3,7 Mt @ 1,1 % zircon, 0,5 % monazite, 2,6 % anatase, 3,1 % grenat et 0,03 % xénotime (voir Sørensen et Kalvig, 2011). La monazite est le minéral contenant les REE (90% LREE et 10% HREE). Dès 2010, le CGRG (Czech Geological Research Group) a exploré le paléoplacer de Milne Land. En 2011, le CGRG collecte 105 échantillons et effectue des mesures radiométriques, mettant en évidence trois anomalies en Zr-REE-Ti avec des teneurs de 2,0 % poids ZrO_2 , 2,5 % poids REO, et 35 % poids TiO_2 (Stempera, 2012).

6.7. Complexes alcalins du Paléogène (Groenland central et oriental)

Au début du Paléogène, le centre-est du Groenland est marqué par l'ouverture de l'Atlantique Nord conduisant à la séparation du Groenland et de l'Europe. Des roches magmatiques de cette période affleurent entre les latitudes 68°N et 75°N (ex. Brooks et Nielsen, 1982; Nielsen, 1987; Saunders et al., 1997; Nielsen, 2002). Cet événement magmatique se

caractérise par de vastes plateaux basaltiques et des intrusions alcalines mis en place entre 62 et 25 Ma (ex. Tegner et al., 1998, 2008; Brooks et al., 2004). Des indices à REE sont décrits à Kap Simpson, Kap Parral et d'autres associés au complexe de Gardiner (Stembera, 2012; GEUS, 2014, EURARE, 2017; Stensgaard et al., 2016).

6.7.1. Complexe alcalin à Nb-REE de Kap Simpson (Bjørnedal-Traill)

Kap Simpson est situé sur la côte centre-est du Groenland et constitue l'une des plus importantes intrusions alcalines du Paléogène (Nielsen, 1987). Ce complexe comprend au nord-ouest une syénite alcaline et au sud-est un système de dykes concentriques de syénite au sein d'un ensemble volcano-sédimentaire (Harpøth et al., 1986). La partie sud-est est une caldeira nommée « Zone Dreibuchten » (Schaub, 1942; Harpøth et al., 1986). Le complexe du Kap Simpson a été exploré par Nordisk Mineselskab et AMAX (Martens et Seemann, 1973; Schassberger et Spieth, 1978; Geyti, 1979; Schassberger et Newall, 1980; Damtoft et Grahl-Madsen, 1982). Une intense altération hydrothermale a été décrite à travers tout le massif, notamment dans la Zone Dreibuchten, avec silicification, pyritisation et argilisation. Harpøth et al. (1986) mentionnent un potentiel en Mo, fluorine et métaux de base. En outre,

les premiers échantillons collectés en 1969 par Nordmine ont révélé des teneurs élevées en REE. Des travaux plus poussés ont permis de découvrir des veines à quartz et Nb-REE de 15 cm de large et 30 m de long, au sein des sédiments du Jurassique proche du contact avec la syénite à Bjørnedal-Traill (72,341°N-22,766°W) (Martens et Seemann, 1973; Harpøth et al., 1986). Les échantillons contenaient jusqu'à 3,2 % Nb, 3,0 % REE et 0,3 % Y. Les principaux porteurs de REE sont : euxénite, monazite, bastnäsité, samarskite et fergusonite. Plus récemment le CGRG (Czech Geological Research Group) a exploré le site de Bjørnedal-Traill pour le potentiel en Zr, Nb, Ta, REE et Mo (Stembera, 2012). En 2011, 156 échantillons sont collectés et montrent des teneurs jusqu'à 2,5 % poids Zr, 0,3 % poids Nb et 1,5 % poids REE.

6.7.2. Complexe alcalin de Kap Parral

Kap Parral est situé juste au nord de Kap Simpson, sur la côte centre-est du Groenland. Ce cap est constitué d'une intrusion de syénite alcaline similaire

à celle de Kap Simpson (Nielsen, 2002). Elle demeure inexplorée alors qu'elle peut constituer un potentiel en Nb et REE.

6.7.3. Complexe alcalin et ultramafique de Gardiner

Au cœur du fjord de Kangerlussuaq, au centre-est du Groenland, le massif de Gardiner (68,618°N-33,151°W) est un complexe alcalin ultrabasique daté à $50,3 \pm 1,4$ Ma, constituant un indice de REE (Woodley, 1987; Campbell et al., 1997; Orris et Grauch, 2002). L'intrusion est composée d'une suite ultrabasique et d'un système de dykes concentriques tardifs à mélilitolite, syénite et carbonatite (ex. Frisch et Keusen, 1977; Nielsen, 1979, 1980, 1994; Johnsen et al., 1985). Les minéraux porteurs de REE sont la pérovskite (et la loparite dans la syénite) et l'apatite associée à d'autres phases accessoires comme la titanite et la magnétite. La pérovskite concentre plus de REE que l'apatite même si ces deux minéraux sont

enrichis en LREE (Campbell et al., 1997). La pérovskite est présente dans la dunite, la mélilitolite et les roches associées, et peut constituer une proportion modale de près de 20 % dans certains cas où on parle de pérovskite. Frisch et Keusen (1977) ont effectué une analyse chimique à la microsonde le long d'un profil de grain de pérovskite, montrant que la pérovskite est un titanate de calcium avec des substitutions mineures de Na, Nb et LREE et des teneurs d'environ 7 % poids RE₂O₃. Les analyses menées par Campbell et al. (1997) sur quelques grains de pérovskite (dyke de mélilitolite) et de loparite (syénite) ont donné des teneurs de 4,11 % REO et 35,5 % REO, respectivement.

7. Origine des gisements de terres rares en Europe et au Groenland

Le constat de cette synthèse est sans équivoque : l'Europe renferme de nombreuses occurrences de REE associées à des environnements géologiques variés. Les processus géologiques à l'origine de ces occurrences peuvent ainsi s'observer à toutes les étapes du cycle géologique, depuis les conditions de haute température et haute pression rencontrées dans le manteau (jusqu'à 1 200 °C et 1,5 GPa) jusqu'aux environnements plus superficiels, sensibles au climat. Ces processus très différents peuvent être d'origine magmatique, métamorphique, hydrothermale, diagénétique ou tout simplement

associés au régolithe. Ainsi, les gîtes primaires sont pour l'essentiel associés à des roches ignées alcalines et des carbonatites, alors que les gîtes secondaires, comprenant notamment des placers ou de la bauxite, prennent généralement leur source à partir du terreau fertile qu'est le sous-sol européen. Un point s'impose sur la compréhension des principaux mécanismes à l'origine des enrichissements en REE dans les environnements endogènes comme exogènes, ainsi que du cycle géologique des REE dans la croûte continentale (Figure 41).

7.1. Fusion partielle et fractionnement cristallin

Les carbonatites et les magmas hyperalcalins (incluant les kimberlites) sont d'énigmatiques témoins du cycle profond du carbone reliant les diamants du manteau au dégazage volcanique du CO₂ et d'autres gaz (Green et Wallace, 1988 ; Nelson et al., 1988 ; Hammouda et Keshav, 2015 ; Foley et Fischer, 2017). Ces deux types de magmas sont souvent associés et se rencontrent généralement dans des environnements de type point chaud ou rift tels qu'observés dans les domaines intracontinentaux en extension (Woolley et Kjarsgaard, 2008 ; Goodenough et al., 2016). Peu communs (environ 5% du volcanisme en volume), leurs compositions et propriétés physico-chimiques sortent du spectre des magmas silicatés conventionnels. Ils sont particulièrement riches en constituants volatils (CO₂, H₂O, halogènes et soufre par ordre d'abondance) et pauvre en silice (Le Bas, 1981 ; Le Maitre, 2005). Une autre particularité de ces magmas est l'importante gamme de température de différenciation allant de plus de 1 300 °C à moins de 500 °C (Weidendorfer et al., 2017). Les températures froides correspondent aux seules carbonatites actuellement émises par le volcan Ol Doinyo Lengai en Tanzanie (Keller et Krafft, 1990). C'est au cours de cette différenciation magmatique particulière que se développent de gigantesques anomalies géochimiques au point de former des gisements de REE et d'autres métaux rares. La formation de ces gisements demeure cependant une exception. En effet, sur près de 500 carbonatites répertoriées dans le monde, seules 5 sont aujourd'hui exploitées pour leur tonnage exceptionnel et leur teneur en REE (Verplanck et al., 2016). La raison de telles évolutions est débattue. Une investigation plus poussée sur les modes de formation et de différenciation de ces magmas si spécifiques est la clé.

Les carbonatites se forment majoritairement par immiscibilité magmatique : deux liquides, un silicaté, l'autre carbonaté, coexistent à l'équilibre sans se mélanger chimiquement, un peu comme l'huile et

l'eau (Kjarsgaard et Hamilton, 1989 ; Kjarsgaard et al., 1995 ; Weidendorfer et al., 2017). Au cours de cette immiscibilité, les REE se partagent de façon très variable entre les deux liquides, ce qui demeure encore mal compris. En utilisant l'expérimentation à haute température et haute pression, des travaux récents (Nabyl et al., 2020) modélisent le comportement des REE pendant la formation de carbonatites immiscibles. Nabyl et al. (2020) démontrent que les REE suivent le calcium et peuvent se sur-concentrer dans les carbonatites coexistant avec des liquides assez visqueux de type phonolite. En revanche, si les carbonatites ne se forment pas au stade dit phonolitique, elles ne concentrent pas ou peu les REE. Ces dernières restent alors dans le liquide silicaté et compte tenu de leur comportement incompatible, les processus de cristallisation fractionnée pourront les concentrer dans des magmas très différenciés tels que ceux des complexes hyperalcalins. Des mécanismes magmatiques sont ainsi capables de sur-concentrer les REE dans les carbonatites à des niveaux comparables aux grands gisements de classe mondiale. Il est cependant fort possible que les stades finaux du magmatisme des carbonatites, autrement dit le dégazage à la transition entre les processus magmatiques et hydrothermaux, soient le siège de remobilisation encore mal comprise des REE. En effet, les enrichissements en REE dans les carbonatites sont souvent décrits comme issus de processus tardi-magmatiques et hydrothermaux (Bühn et al., 2002 ; Nadeau et al., 2016). À ce stade, des fluides aqueux chauds et riches en halogènes, phosphore, et soufre sont sûrement capables de redistribuer les REE des carbonatites. Décrypter l'ensemble de ces processus magmatiques et hydrothermaux demeurent aujourd'hui la clé pour comprendre la formation de ces anomalies géochimiques et proposer des « proxies », à savoir des indicateurs minéralogiques simples d'utilisation, mais capables d'enregistrer et de reconstruire les étapes magmatiques et hydrothermales menant à la formation d'un gisement de métaux rares.

7.2. Chlorinité des systèmes hydrothermaux

Le comportement des REE en solution peut être considéré comme un paradoxe scientifique. Depuis le XIX^e siècle et les premières tentatives de mise en solution de minerais rares comme l'*yttria* (*i.e.* gadolinite), la célite ou encore la samarskite, il est connu que les REE sont solubles en solutions aqueuses (Mosander, 1843 ; Marignac, 1880). Jusque dans la seconde moitié du XX^e siècle, ces REE ont été considérées par les géologues comme immobiles (Menzies et al., 1979 ; Michard et Albarède, 1986), alors même que ces dernières contenues dans la monazite ou la bastnäsité étaient traitées et séparées par solvatation lors d'applications industrielles. En outre, il apparaît que les REE puissent être mobiles dans les fluides hydrothermaux (Juteau et al., 1979 ; Wood 1990a, b ; Lottermoser, 1992), et que ces derniers puissent mobiliser les REE lors du lessivage des roches et minéraux, pour les concentrer ensuite dans de nombreuses occurrences. Ces processus sont à l'origine de gisements économiques dans de nombreux contextes. Ils peuvent impliquer (1) des phases fluides exsolvées de liquides magmatiques comme à Strange Lake au Canada (Gysi et al., 2016) ou Lofdal en Namibie (Bodeving et al., 2017) ; (2) mais aussi, bien que plus rares, des fluides issus de processus non magmatiques comme dans le dôme de Browns Range dans le nord-ouest de l'Australie (Nazari-Dehkordi et al., 2018) et la zone de Maw en Athabasca, au Canada (Rabiei et al., 2017). Le rôle croissant des REE dans la transition énergétique implique le développement de technologies innovantes pour extraire ces éléments des minéraux dits non-conventionnels (ex. eudialyte, steenstrupine, gadolinite, allanite, etc.). Cela rappelle aussi la compréhension nécessaire des mécanismes chimiques responsables du transport des REE en solution, de leur fractionnement et concentration dans les processus naturels qui conduisent à la genèse des concentrations économiques non-conventionnelles d'affiliation hydrothermale.

À l'échelle atomique, les lanthanides se caractérisent par le remplissage progressif de la sous-

couche électronique 4f, profondément enfouie et protégée sous les couches externes 5s²5p⁶. Cette particularité les rend très peu sensibles à leur environnement chimique d'où leur comportement supposé immobile. Majoritairement présent à l'état trivalent, la règle de Pearson (1963) leur prédit un comportement en solution d'acides durs qui permet une interaction préférentielle avec des ligands inorganiques durs. Les plus stables sont F⁻>OH⁻>Cl⁻ lorsque sont considérés les agents complexant monovalents et CO₃²⁻>SO₄²⁻>P₂O₅²⁻ pour ceux divalents. De récents travaux (Migdisov, 2009, 2014, 2019) permettent d'évaluer les principaux facteurs contrôlant le transport et le dépôt des REE dans les fluides hydrothermaux. Ils révèlent notamment le rôle majeur du Cl⁻ comme du F⁻ sur leur complexation en solution et leur dépôt. Les expérimentations dont les modèles thermodynamiques suggèrent que les principaux ligands responsables du transport des REE dans des conditions hydrothermales sont le chlorure et le sulfate. En revanche, la présence de fluorure réduit considérablement et contre toute attente la solubilité des REE dans ces solutions hydrothermales. En fait, la présence de F⁻ pourrait faciliter le piégeage des REE et contribuer à la précipitation efficace de minéraux de REE. Le mécanisme de précipitation le plus efficace impliquerait donc la neutralisation d'un fluide acide, fluoré et riche en REE par des formations carbonatées d'origine sédimentaire ou magmatique, ce qui déclencherait par exemple la précipitation par saturation de fluorocarbonates de REE comme la bastnäsité. L'ajout de complexes phosphatés contribuera en revanche à la précipitation de monazite et/ou xénotime. Les REE transportées sous forme de complexes sulfatés seront quant à elles déstabilisées par l'apport de baryum et la précipitation de barytine insoluble. Ces résultats restent encore préliminaires dans la mesure où trop peu de travaux se sont penchés sur la spéciation en solution des complexes carbonatés comme des complexes hydroxylés de REE.

7.3. Cycle exogène des terres rares

Les gîtes exogènes de REE se forment dans les conditions dites de surface et résultent d'interactions entre roches, biosphère et atmosphère. Les roches comme leurs minéraux constitutifs y subissent des transformations chimiques et physiques au contact d'agents de surface tels que l'air, le vent, l'eau, le gel et le monde du vivant. Il convient de distinguer deux types de gîtes exogènes : (1) ceux associés au régolithe, et (2) ceux plus distaux localisés dans des bassins sédimentaires.

Dans l'environnement du régolithe, les réactions d'hydrolyse, d'oxydation, d'hydratation, voire de décarbonatation provoquent une altération chimique des roches et minéraux en complément des phénomènes physiques (Freyssinet et al., 2005). Il faut préciser que la solubilité des REE en solution étant par ailleurs fortement dépendante de la température (Wood, 1990a, b), ces dernières pourront être considérées comme très peu solubles voire immobiles dans les conditions ambiantes. Le facteur temps sera aussi prépondérant dans la genèse

des gisements exogènes de REE en conditions aqueuses. Ainsi, l'enrichissement en éléments insolubles (Fe, Al, REE) est résiduel et fortement dépendant - en partie voire en totalité - du lessivage sous des climats très agressifs des éléments solubles (Mg, Ca). L'hydrodynamisme des eaux souterraines permettra la recombinaison des éléments insolubles en minéraux de néoformation, principalement des argiles, des hydro-phosphates voire des carbonates. Dans les gîtes de type argiles ioniques souvent associés à l'altération de granites, les REE sont adsorbées à la surface d'argiles néoformées de type halloysite/kaolinite (Roaldset, 1973 ; Chi et Tian, 2008 ; Borst et al., 2020). L'adsorption des REE à la surface des argiles est favorisée dans les conditions de pH neutre (Coppin et al., 2002), telles que celles rencontrées dans les gisements à l'interface entre saprolite et latérite (Li et al., 2020). Le caractère enrichi en LREE ou en HREE des gîtes de type argiles ioniques peut quant à lui s'expliquer par (1) des effets liés au relief (*i.e.* gradients de topographie, Li et al., 2020), (2) la morphologie et la stabilité de surfaces cristallines (Coppin et al., 2002), (3) des variations de solubilité des REE dans les eaux de surface lorsque ces éléments sont complexés par des anions inorganiques (ex. CO_3^{2-} , F^-), des anions organiques simples, voire des fractions colloïdales organo-minérales (Tuduri et al., 2011 ; Rillard et al., 2019), (4) ou encore par des phénomènes adsorption/résorption à la surface de minéraux (Pourret et Davranche, 2013 ; Liu et al., 2017 ; Li et al., 2020). Ces gisements nombreux mais de très petites tailles (quelques dizaines de milliers de tonnes) sont largement exploités en Chine malgré leurs (très) faibles teneurs comprises entre 0,03 à 0,35% REO (Chi et Tian, 2008 ; Li et al., 2020). Ainsi, en contexte latéritique, l'altération de roches initialement riches en REE (ex. carbonatite, granite) pourra produire des gisements secondaires de REE encore plus fertiles (Borst et al., 2020). Dans les contextes de bauxitisation, les REE sont ainsi alternativement adsorbées puis désorbées au fur et à mesure de la progression de l'altération vers le bas. La neutralisation des eaux de surface par des formations carbonatées pourra conduire à la néoformation de bastnäsite hydroxylée en sus des REE adsorbées à la surface des argiles (Mongelly, 1997). Précisons enfin que de récents travaux ont montré que le traitement de bauxites karstiques par le procédé Bayer permet de concentrer les REE dans les déchets produits lors de la fabrication de l'alumine : les boues rouges (Deady et al., 2016).

Tous les minéraux constitutifs des roches, y compris ceux porteurs de REE, ne présentent pas la même stabilité par rapport aux agents de surface. Au cours de l'altération physique, les roches se fragmentent, se désagrègent et les minéraux les plus résistants, insolubles, sont arrachés et entraînés par le vent et l'eau. Les gîtes de type placer se forment ainsi dans les environnements sédimentaires. Ce sont des accumulations de minéraux lourds dans des sables et graviers séparés par des processus gravitaires lors de leur transport par l'eau et/ou le vent. Avec du temps et de la subsidence, les processus diagénétiques consolideront ces placers, les transformant en paléoplacers. De fait, les placers sont généralement récents, d'âge Cénozoïque ou Quaternaire, même si quelques-uns plus anciens sont datés du Précambrien. Les principaux minéraux de REE rencontrés sont la monazite, le xénotime, la fergusonite, l'euxénite et l'allanite (Donnot et al., 1973 ; Morteani, 1991). De façon plus distale, les océans sont souvent considérés comme étant dans un état chimique stable, affichant ainsi un équilibre élémentaire maintenu par les taux d'entrée et de sortie (Elderfield et al., 1990). Pourtant, le flux total d'enfouissement des REE - la quantité de REE livrée sur les plateaux côtiers et les océans - est sous-évaluée (Rasmussen et al., 1998 ; Lacan and Jeandel, 2005). Des travaux récents ont montré les rôles majeurs de la fraction organique colloïdale grossière sur le transport des REE, comme celui du gradient de salinité sur leur spéciation dans les estuaires (Freslon et al., 2014 ; Rousseau et al., 2015). Les REE sont ainsi progressivement éliminées par coagulation de cette fraction colloïdale qui sédimentent alors sur le fond des plateaux continentaux. Pourret et Tuduri (2017) suggèrent que la diagenèse de certaines roches silico-clastiques enrichies à la fois en matière organique et REE puisse conduire sous l'élévation de la température à la formation de gîtes authigéniques de monazites grises caractérisées par un spectre en cloche (*i.e.* enrichies en REE moyennes). Un autre processus d'accumulation, cette fois-ci de micro-organismes et d'algues mais en contexte marin, pourra également produire sous l'action de la diagenèse des concentrations de phosphates appelées phosphorites. Ces roches particulièrement enrichies en apatite peuvent dans certains contextes renfermer des REE ainsi que de l'uranium. Des concentrations élevées en REE ont également été signalées dans les nodules de manganèse, les croûtes de fer et de manganèse (Kato et al., 2011 ; Bau et al., 2014 ; Josso et al., 2017) qui sont étudiées pour leur potentiel économique.

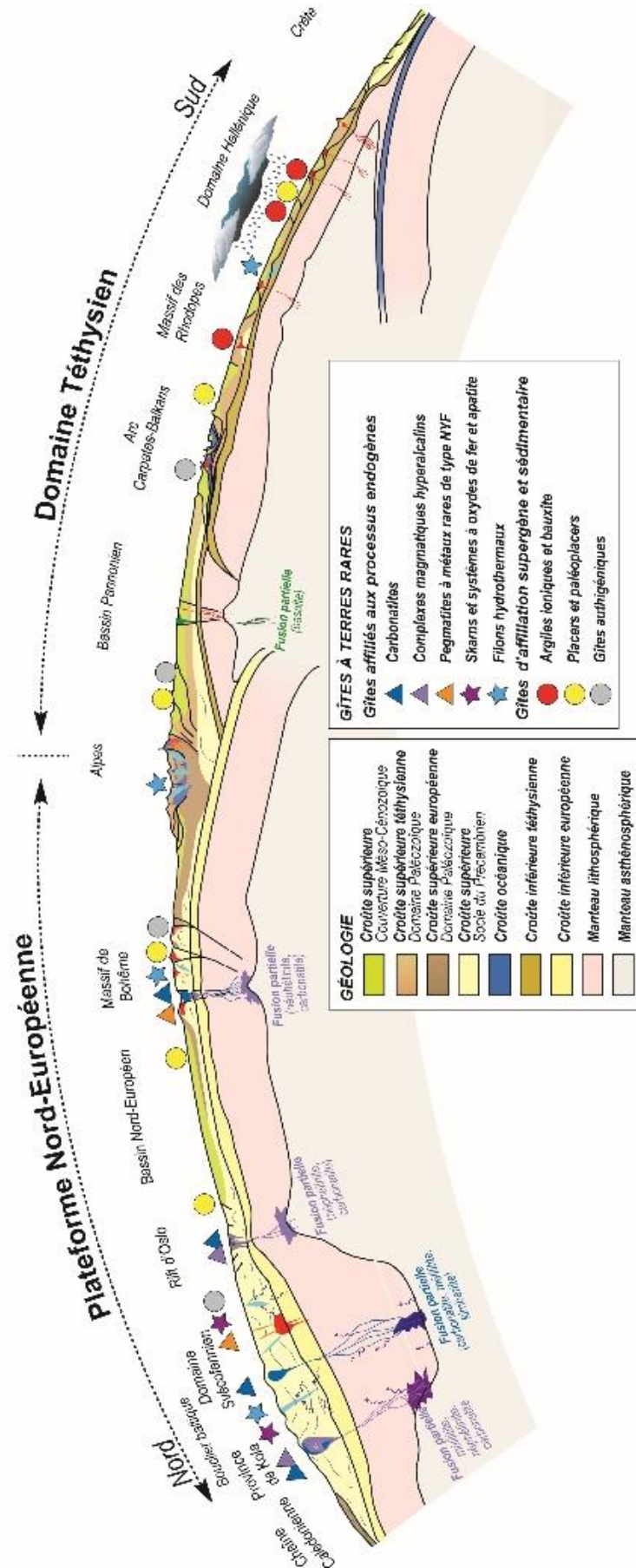


Figure 41 : Coupe géodynamique synthétique de l'Europe avec les principaux types de gisements de REE.

8. Forces et faiblesses des gisements de terres rares en Europe et au Groenland

Bien que ce soit en Europe que les premières REE aient été exploitées dans le monde (à Bastnäs-Bergslagen, Suède), aucune mine de REE n'est aujourd'hui active sur le Vieux continent (mis à part celle de Lovozero en Russie). La volonté politique de mieux connaître le potentiel des ressources minérales en Europe et au Groenland s'est confortée à la fin des années 2000. La prise de conscience de l'hégémonie de la Chine dans la production minière de nombreuses substances a conduit à l'Initiative Européenne pour les Matières Premières en 2008, l'Union Européenne (UE) souhaitant désormais sécuriser ses approvisionnements selon une liste de substances stratégiques publiée dès 2011 et où figurent en bonne place les REE (HREE et LREE) dans la dernière liste publiée en 2020 (Blengini et al., 2020). En outre, l'UE importe 95 % des REE utilisées depuis la Chine (Gislev et Grohol, 2018). Certains États prennent aussi leurs propres initiatives, la France avec le COMES (*Comité pour les Métaux Stratégiques*), le Danemark avec le MiMa (*Centre for Minerals and Materials*) ou les Pays-Bas avec un programme gouvernemental sur l'économie circulaire. En outre, l'UE cofinance des réseaux et des plateformes d'experts sur les ressources minérales avec ERA-MIN (*Network on the Industrial Handling of Raw Materials for European Industries*), ERECON (*European Rare Earths Competency Network*), EIP (*European Innovation Partnership*), ETP (*European Technology Platform on Sustainable Mineral Resources*), AdWG (*Ad hoc Working Group*) et SCRREEN (*Solutions for Critical Raw Materials - A*

European Experts Network), ainsi que des projets de recherche et des bases de données avec EuRare (*Development of a sustainable exploitation scheme for Europe's Rare Earth ore deposits*), Minerals4EU ou Promine. Toutes ces initiatives ont permis ces dernières années d'améliorer la connaissance du potentiel en REE de l'Europe et du Groenland (ex. Ahonen et al., 2015 ; Goodenough et al., 2016 ; Machacek et Kalvig, 2016 ; Balomenos et al., 2017 ; Gislev et Grohol, 2018, Lauri et al., 2018).

L'Europe et le Groenland ont un potentiel en REE indéniable et les quelques gisements déjà étudiés et bénéficiant d'une estimation de ressources compatible NI43-101 ou JORC (Norra Kärr, Kvanefjeld, Kringlerne, Motzfeldt, Olserum, Sarfartoq, Fen et Delitzsch-Storkwitz) démontrent que le Vieux continent n'a rien à envier aux autres parties du monde et pourrait être autosuffisant (Figure 42). Or, il est important de noter qu'en l'état actuel des connaissances sur les réserves mondiales de REE, l'Europe représente seulement moins de 1% de ces réserves estimées (Figure 43). Ces estimations s'appuient sur les données des gisements en exploitation et les études de faisabilité à travers la planète pour différents types de gisements. En 2015, selon les hypothèses basse ou haute, entre 137 et 375 Mt REO constituent les réserves mondiales où la Chine trouve une place très importante. En ce qui concerne le Groenland, ce territoire affilié au Danemark renferme entre 8 et 11 % des réserves mondiales de REE estimées en 2015 (Figure 43).

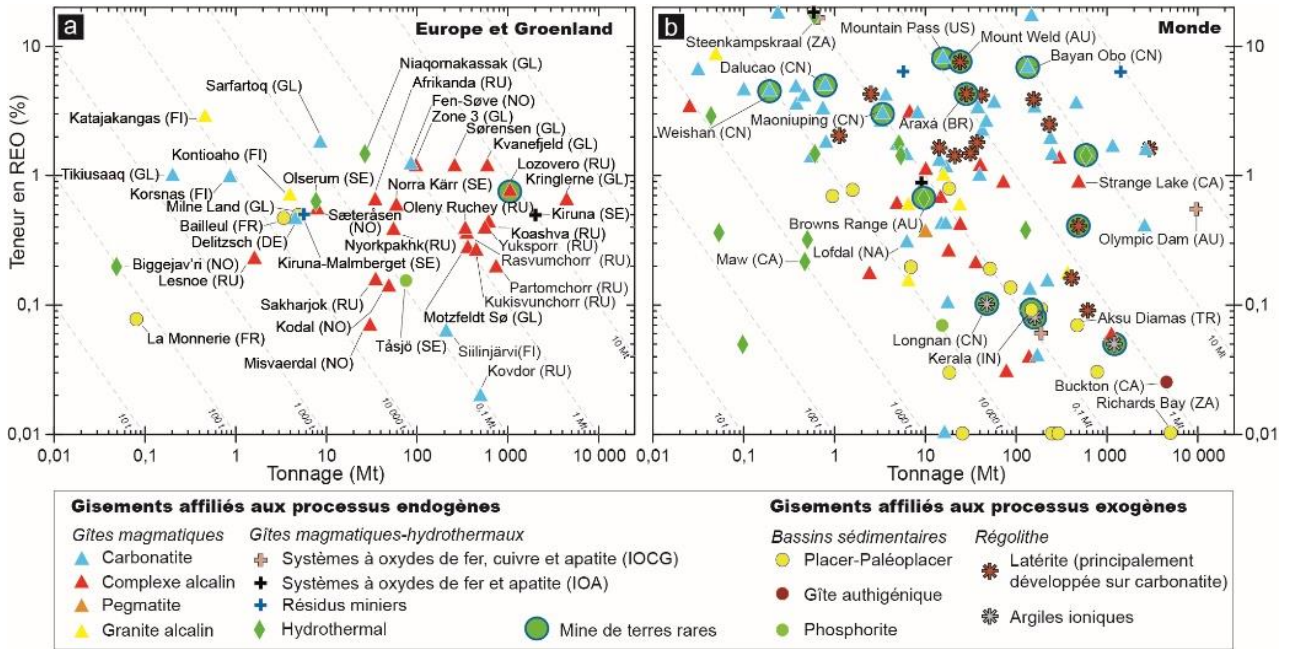


Figure 42 : Relation teneur/tonnage pour les différents types de gisements de terres rares localisés (a) en Europe et au Groenland et (b) dans le reste du monde. Abréviations : AU (Australie), BR (Brésil), CA (Canada), CN (Chine), DE (Allemagne), FI (Finlande), FR (France), GL (Groenland), GR (Grèce), IN (Inde), KE (Kenya), NA (Namibie), NO (Norvège), RU (Russie), SE (Suède), TR (Turquie), US (États-Unis), ZA (Afrique du Sud). Données pour l'Europe et le Groenland (cette étude, tableau gisements), pour le reste du monde (Weng et al., 2015, Zhou et al., 2017 et références incluses).

Réserves en REE

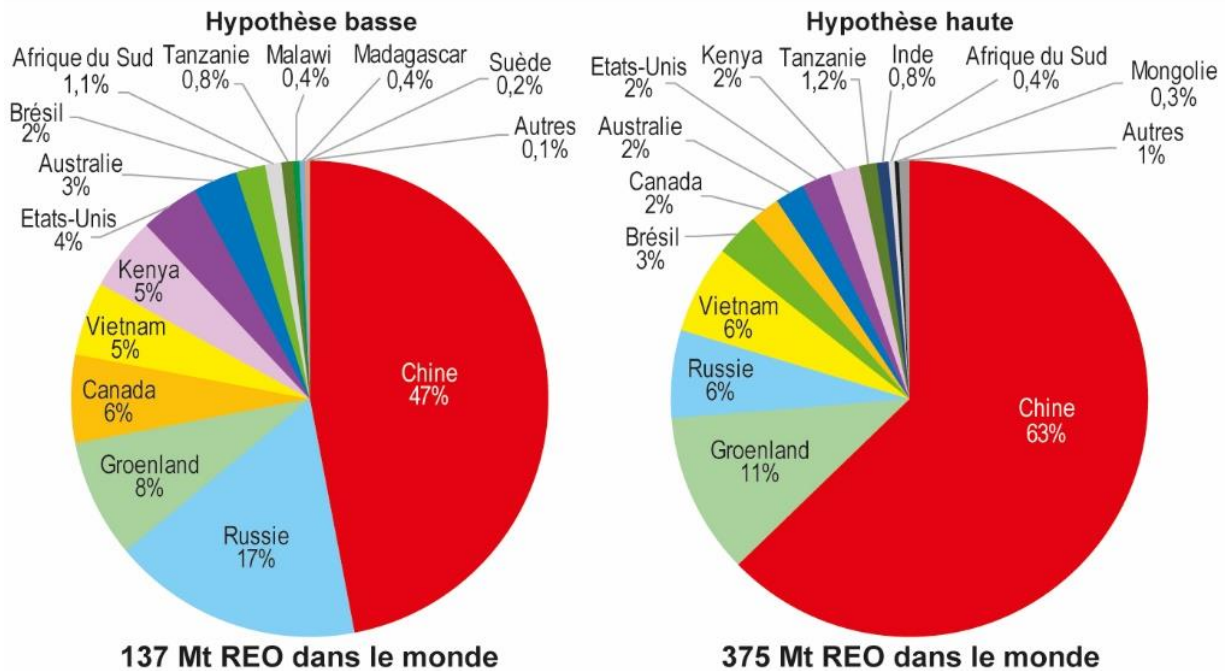


Figure 43 : Réserves mondiales de REE estimées en 2015 (Bru et al., 2015).

Les contextes géodynamiques de mise en place des gisements de REE sont nombreux mais seuls certains contextes permettent de concentrer les REE en quantités économiquement intéressantes (Figure 41 et Figure 42). Ainsi, les principales ressources de REE sont associées aux complexes alcalins et aux

carbonatites qui se mettent en place dans un contexte de rifting intracontinental (Chakhmouradian et Zaitsev, 2012 ; Wall, 2014 ; Goodenough et al., 2016). L'Europe et le Groenland n'échappent à la règle (Gardar au Groenland, Svécofennien en Scandinavie). D'autres occurrences de REE ont aussi été mises en

lumière comme les placers à minéraux lourds (Grèce, France, Allemagne, Espagne) ou les gisements de bauxite latéritique de l'arc méditerranéen (Charles et al., 2013 ; Goodenough et al., 2016 ; EURARE, 2017 ; cette étude). En outre, les nombreuses autres occurrences et indices de REE démontrent qu'une exploration plus poussée pourrait accroître encore le potentiel européen et groenlandais connu. Au-delà des gisements primaires, les REE peuvent être aussi l'objet de sous-produits issus du retraitement des déchets miniers. Bien que la teneur en REE soit plus faible que dans les produits électroniques en fin de vie, les volumes de déchets miniers sont bien plus importants. Le meilleur exemple est celui des mines de fer de Kiruna-Malmberget dont les résidus contiennent 5,6 Mt d'apatite à 0,5 % REO.

La principale interrogation porte bien sur la viabilité économique de l'exploitation de REE en Europe et au Groenland. En effet, trop peu nombreuses sont les études économiques disponibles sur les gisements les plus prometteurs et la possibilité de les comparer avec d'autres gisements dans le monde via l'utilisation de normes internationales (ex. NI43-101, JORC). D'autre part, peu nombreuses sont les compagnies à vouloir prendre le risque d'investir dans l'exploration au vu du contexte assez imprévisible des REE (demande globale, approvisionnement, prix ; Bru et al., 2015). De plus, l'investissement très conséquent nécessaire au développement de techniques innovantes en vue de traiter différents minerais en fonction de la géologie des gisements est un frein majeur. Le point-clé étant de pouvoir séparer les différentes REE tout en respectant un équilibre entre le coût économique et l'impact environnemental. L'environnement est en effet cher aux citoyens européens, eux qui consomment de façon croissante des REE à travers les nouvelles technologies numériques mais aussi à travers la transition énergétique et « écologique » (Machacek et Kalvig, 2016 ; Sebastiaan et al., 2017).

La qualité du gisement demeure primordiale est celle-ci est guidée par la géologie. Un savant équilibre est à trouver entre un tonnage et une teneur, entre la proportion de HREE et celle de LREE, entre les minéraux porteurs de REE dont on sait extraire les substances utiles sans investir des sommes colossales en R&D, ou entre les autres substances connexes (ex. Nb, U, Zr, Ta, P). La géologie est également indépendante des voies de communication et bien qu'un gisement puisse présenter un tonnage et une teneur intéressante, si son accès géographique est difficile, l'enjeu économique peut diminuer fortement. C'est notamment le cas pour les immenses gisements du Groenland où les infrastructures sont très souvent absentes. Les routes pour commencer, les installations électriques, les logements et la base-vie pour les mineurs, le port en eaux profondes pour la logistique et le cas échéant l'usine de traitement.

L'enjeu est aussi de trouver une main d'œuvre locale qualifiée sans pour autant faire venir trop de personnel extérieur. Au Groenland, l'hypothèse de l'arrivée massive d'ouvriers chinois est un sujet sensible pour ce pays de 56 000 habitants vaste comme la moitié de l'UE. En effet, le développement de Kvanefjeld a franchi d'importants jalons en 2018, sous l'impulsion de soutiens chinois et de l'intérêt croissant de l'Empire du Milieu pour le Groenland (Andersson et al., 2018a). Shenghe Resources Holding Co. Ltd est le principal actionnaire de la junior australienne Greenland Minerals qui développe le projet. En janvier 2019, la formation d'une co-entreprise entre Shenghe et China National Nuclear Corp a été annoncée. Elle est chargée de l'importation, l'exportation et le commerce de REO et U₃O₈. Les acteurs chinois sont ainsi bien placés pour une mise en production d'ici 2022. Un accord d'enlèvement de 32 kt/an de concentrés a été conclu, ainsi que la possibilité pour Shenghe de devenir l'actionnaire majoritaire (60 % des parts) en 2020. Le dernier verrou concerne les demandes de permis d'exploitation minière.

Les habitants du Groenland et de l'Europe sont aussi de plus en plus attachés au respect de l'environnement. Comme toute activité industrielle, l'industrie minière a un impact sur l'environnement. Néanmoins, l'application de bonnes pratiques et l'existence d'un contexte réglementaire strict dans ces régions du monde peuvent permettre l'exploitation de mines dans le respect de l'environnement et des populations en décrochant notamment le Permis Social d'Exploiter (SLO en anglais pour *Social Licence to Operate*) et a minima l'approbation de toutes les parties-prenantes. Ainsi en apparence prometteur, le projet de Norra Kärr (Suède) est toujours en attente d'autorisations environnementales du gouvernement suédois en 2020. L'exploitation d'un gisement de REE peut engendrer des impacts importants sur l'environnement et les personnes si certaines conditions ne sont pas respectées : effluents gazeux liés à l'utilisation d'acides lors du traitement de minerai, gestion des résidus qui peut impacter l'hydrosphère et engendrer des risques de rupture de digues, gestion des éléments radioactifs pouvant être associés aux REE, impact paysager de l'exploitation, etc. Bien que les techniques et les bonnes pratiques soient connues et que le cadre législatif soient déjà très restrictifs en Europe et au Groenland, l'opinion publique est de plus en plus hostile à l'activité minière. Cette situation est largement contradictoire, entre d'un côté le besoin de tout un continent d'assurer son approvisionnement en matières premières dont il est fortement dépendant, et de l'autre côté, une population qui souhaite bénéficier d'un cadre de vie associé aux dernières technologies sans pour autant en accepter certaines contreparties. La montée en puissance des technologies dites vertes

et la politique à l'échelle européenne d'aller vers une économie décarbonée à travers un Pacte Vert (EC, 2019a, b) ne semblent pour l'instant pas débloquent la situation qui dépend aussi largement des enjeux à l'échelle mondiale.

Un autre enjeu de taille est aussi celui du recyclage des REE à l'échelle européenne. Les chiffres récents démontrent que les REE demeurent très peu

recyclées : 0 % pour Dy, Er (et Sc) ; 1 % pour La, Ce, Nd, Sm, Gd, Ho, Tm, Yb et Lu ; 10 % pour Pr ; 22 % pour Tb ; 38 % pour Eu et 31 % pour Y (Gislev et Grohol, 2018). Des secteurs d'application apparaissent prioritaires pour le recyclage des REE : aimants permanents (Nd, Pr, Dy, Tb, Sm), luminophores (Eu, Tb, Y, Ce, Gd, La), batteries (La, Ce, Nd, Pr), composants de polissage (Ce), catalyseur (La, Ce, Pr, Nd, Y ; Ahonen et al., 2015).

9. Conclusion

Les « vitamines de l'industrie moderne » ont parcouru du chemin depuis 1794. Les REE sont désormais utilisées dans de nombreux domaines de pointe et d'avenir, leur substituabilité étant souvent synonyme d'une perte de performance et d'un investissement accru face à un recyclage toujours limité et coûteux sans généralisation de l'écoconception des produits. L'Union Européenne a défini les REE comme métaux critiques et stratégiques pour son économie. Dans un souci d'indépendance de son approvisionnement, le Vieux-Continent bénéficie d'un panorama de son potentiel géologique en REE à travers divers projets, initiatives et réseaux d'experts depuis ces dernières années. Le potentiel géologique en REE de l'Europe et du Groenland se situe dans les domaines intracratoniques associés à d'anciennes zones de rifting ayant donné lieu à l'intrusion de complexes alcalins (Scandinavie, Gardar ; Figure 10 ; Figure 35 ; Figure 41 ; Figure 42). Les rares gisements bénéficiant d'une estimation de ressources compatible avec les standards internationaux démontrent leur taille mondiale et leur capacité à

pallier aux besoins du continent pour au moins plusieurs décennies. Néanmoins, si l'Europe souhaite accroître son indépendance, un investissement volontaire et assumé dans la R&D demeure indispensable afin de développer les techniques de traitement de minerai adaptées aux minéraux porteurs de REE spécifiques aux gisements européens et groenlandais. C'est en développant cette compétence d'extraction et de séparation de ces petits métaux que l'Europe pourra sécuriser ses approvisionnements et développer une véritable chaîne de valeur des REE. Au-delà de cet engagement technico-économique, l'Europe et le Groenland doivent aussi obtenir la confiance et l'approbation des parties-prenantes de l'industrie extractive et de la société civile. Les enjeux sociétaux, sociaux et environnementaux sont en effet tout aussi importants, voire davantage à l'avenir, que les enjeux technico-économiques. Car si la géologie est favorable à l'Europe et au Groenland pour les REE, ce n'est pas encore tout à fait le cas pour ce qui est de la délivrance d'un permis social d'exploiter de la part des citoyens européens.

10. Remerciements

Cette synthèse est le fruit du projet ANR-11-ECOT-002 ASTER « Analyse Systémique des Terres Rares - Flux et Stocks » et d'une collaboration avec l'équipe du projet EURARE dès 2014. Les auteurs tiennent à

remercier le BRGM pour son soutien, ainsi que Dr. Sophie Decrée, éditrice de cet ouvrage, pour sa revue et ses corrections.

11. Références

- Abdelnour, S.A., El-Hack, M.E.A., Khafaga, A.F., Noreldin, A.E., Arif, M., Chaudhry, M.T., Losacco, C., Abdeen, A., Abdel-Daim, M.M., 2019. Impacts of rare earth elements on animal health and production: highlights of cerium and lanthanum. *Sci. Total Environ.* 672, 1021-1032.
- Adamson, O.J., 1944. The petrology of the Norra Kärr district: An occurrence of alkaline rocks in southern Sweden. *GFF* 437, 113-255.
- Ahonen, Arvanitidis, N., Auer, A., Baillet, E., Bellato, N., Binnemans, K., Blengini, G.A., Bonato, D., Brouwer, E., Brower, S., et al., 2015. Strengthening the European Rare Earths supply-chain. Challenges and policy options. The European Rare Earths Competency Network (ERECON). Technical Report, 104 p.
- Äikäs, O., 1990. Torium-ja niobi-lantanidimalmiaiheet Vuolijoen Otanmäessä. Geological Survey of Finland, Report M19/3431/-90/1/60, 28 p.
- Al-Ani, T., Sarapää, O., 2009. Rare earth elements and their mineral phases in Jammi carbonatite veins and fenites on the south side of Sokli carbonatite complex, NE Finland. Geological Survey of Finland, Report M19/4723/2009/34, 24 p.
- Al-Ani, T., Konnunaho, K., Sarapää, O., 2011. Microprobe analysis on REE-minerals of Enontekiö (Palkiskuru and Palovaara) and Kuusamo (Hoinkilehto) hydrothermal mineralizations and Kortejärvi-Laivajoki carbonatites, Northern Finland. Geological Survey of Finland, Report M42/2010/66, 20 p.
- Al-Ani, T., Sarapää, O., 2013. Geochemistry and mineral phases of REE in Jammi carbonatite veins and fenites, southern end of the Sokli complex, NE Finland. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis* 13, 217-224.
- Alkane Resources Ltd., 2020. Export finance Australia confirms interest in Dubbo project financing. Press release 5 March 2020. <https://investors.alkane.com.au/site/PDF/c905578e-e9e1-4e05-9daf-0e82adeabbad/EFAConfirmInterestinDubboProjectFinancing>.
- Agard, J., 1975. Évaluation des ressources minérales françaises, les ressources en bauxite de la France. Rapport BRGM, 75-SGN-312-GMX, 28 p.
- Ager, D.V., 1980. The Geology of Europe. Maidenhead, McGraw-Hill Ed, 554 p.
- Andersen, O., 1926. Feltspat I. Norges Geologiske Undersøkelse 128a, 1-142.
- Andersen, T., 1986. Magmatic fluids in the Fen carbonatite complex, SE Norway: evidence of mid-crustal fractionation from solid and fluid inclusions in apatite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 93, 491-503.
- Andersen, T., 1988. Evolution of peralkaline calcite carbonatite magma in the Fen complex, southeast Norway. *Lithos* 22, 99-112.
- Andersen, S., Bohse, H., Steenfelt, A., 1988. The southern part of the Ilímaussaq complex South Greenland 1:20,000. Copenhagen: Geological Survey of Greenland.
- Andersen, T., Seiersten, M., 1994. Deep cumulates in a shallow intrusion: Origin and crystallization history of a pyroxenite (jacupirangite s.l.) body in the Larvik Pluton, Oslo Region, South Norway. *Neues Jb. Miner. Monat.* 6, 255-274.
- Andersen, T., 1996. Sr, Nd and Pb isotopic data of the Alnö carbonatite complex. Abstract volume, 22nd Nordic Geological Winter Meeting, 11.
- Andersen, T., 1997. Age and petrogenesis of the Qassiarsuk carbonatite-alkaline silicate volcanic complex in the Gardar rift, South Greenland. *Mineralogical Magazine* 61, 499-513.
- Andersen, T., Andresen, A., Sylvester, A.G., 2002. Timing of late- to post-tectonic Sveconorwegian granitic magmatism in south Norway. *Norwegian Geological Survey (NGU) Bulletin* 440, 5-18.
- Andersson, U.B., Öhlander, B., 2004. The late Svecofennian magmatism. In *The Trans-scandinavian Igneous Belt (TIB) in Sweden*. Geological Survey of Finland, Special Papers 37, 102-104.
- Andersson, U.B., Holtstam, D., Broman, C., 2013. Additional data on the age and origin of the Bastnäs-type REE deposits, Sweden. Mineral deposit research for a high-tech world. Proceedings of the 12th Biennial SGA Meeting 4, 1639-1642.
- Andersson, P., Zeuthen, J.W., Kalvig, P., 2018a. Chinese Mining in Greenland: Arctic Access or Access to Minerals? In: Heininen, L., Exner-Pirot, H. (Eds), 2018. *Arctic Yearbook 2018*. ISSN2298-2418.
- Andersson, S.S., Wagner, T., Jonsson, E., Fusswinkel, T., Leijd, M., Berg, J.T., 2018b. Origin of the high-temperature Olserum-Djupedal REE-phosphate mineralisation, SE Sweden: A unique contact metamorphic-hydrothermal system. *Ore Geology Reviews* 101, 740-764.
- Armands, G., 1964. Geologiska undersökningar i Täsjöområdet under 1963 och 1964. AB Atomenergi KOP-102 (English translation: Exploration in the Täsjö area, 1963 to 1964).
- Armands, G., 1970. A uranium-bearing layer from the Lower Ordovician, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 92, 481-490. ISSN0016-786X.
- Auboin, J., 1980. Geology of Europe: A synthesis. *Episodes* 1, 3-8.
- Arzamastsev, A.A., Bea, F., Arzamastseva, L.V., Montero, P., 2005. Proterozoic Gremyakha-Vyrmes polyphase massif, Kola Peninsula: An example of mixing basic and alkaline mantle melts. *Petrology* 14, 361-389.

- Arzamastsev, A.A., Yakovenchuk, V., Pakhomovsky, Y., Ivanyuk, G., 2008. The Khibina and Lovozero alkaline massifs: Geology and unique mineralization. Field guide book, 33th IGC excursion n°47.
- Asch, K., 2003. The 1:5 million international geological map of Europe and adjacent areas: Development and implementation of a GIS-enabled concept. Geologisches Jahrbuch, SA3, BGR, Hannover, 190 p.
- Atwood, D.A., 2012. The rare earth elements: fundamentals and applications. Encyclopedia of inorganic and bioinorganic chemistry. John Wiley & Sons, 696 p.
- Avanna Resources Ltd., 2010. Karrat Rare Earth Project, West Greenland. Press release 2010. www.avanna.com.
- Baadsgaard, H., Chaplin, C., Griffin, W.L., 1984. Geochronology of the Gloserheia pegmatite, Froland, southern Norway. Norsk Geol. Tidsskr 2, 111-119.
- Balaram, V., 2019. Geoscience Frontiers Rare earth elements: a review of applications, occurrence, exploration, analysis, recycling, and environmental impact. Geoscience Frontiers 10, 1285-1303.
- Balomenos, E., Davris, P., Deady, E., Yang, J., Panias, D., Friedrich, B., Binnemans, K., Seisenbaeva, G., Dittrich, C., Kalvig, P., Paspaliaris, I., 2017. The EURARE Project: Development of a Sustainable Exploitation Scheme for Europe's Rare Earth Ore Deposits. Johnson Matthey Technol. Rev. 61, 142-153.
- Bao, Z., Zhao, Z., 2008. Geochemistry of mineralization with exchangeable REY in the weathering crusts of granitic rocks in South China. Ore Geol. Rev. 33, 519-535.
- Bárdossy, G., Pantó, G., 1973. Trace mineral and element investigation on bauxites by electron probe. 3^{ème} Congrès ICSOBA (Comité International pour l'Etude des Bauxites, de l'Alumine et de l'Aluminium), Nice, 47-53.
- Bárdossy, G., Pantó, G., Várhegyi, G., 1976. Rare metals of Hungarian bauxites and conditions of their utilization. Travaux ICSOBA (Comité International pour l'Étude des Bauxites, de l'Alumine et de l'Aluminium) 13, 221-231.
- Bárdossy, G., 1982. Karst bauxites. Bauxite deposits on carbonate rocks. Elsevier, Amsterdam, 441 p.
- Bárdossy, G., Dercourt, J., 1990. Les Gisements de bauxites téthysiens (Méditerranée, Proche et Moyen-Orient); cadre paléogéographique et contrôles génétiques. Bulletin de la Société Géologique de France VI(6), 869-888.
- Bartels, A., 2013. The Gardar province. In: Kolb, J. (Ed): Geological excursion to South Greenland. Excursion book for the 12th Biennial SGA Meeting, 56 p.
- Barth, T.W.W., Ramberg, I.B., 1966. The Fen circular complex. In: Tuttle, O.F., Gittins, J. (Eds.), Carbonatites, John Wiley and Sons, New York, 225-257.
- Barton, M.D., Johnson, D.A., 1996. Evaporitic-source model for igneous-related Fe oxide-(REE-Cu-Au-U) mineralization. Geology 24, 259-262.
- Batieva, I.D., Bel'kov, I.V., 1984. Sakharjok alkaline massif, its rocks and minerals. Apatity: Kola Branch of Soviet Academy of Sciences press, 133 p.
- Bau, M., Schmidt, K., Koschinsky, A., Hein, J., Kuhn, T. and Usui, A., 2014. Discriminating between different genetic types of marine ferro-manganese crusts and nodules based on rare earth elements and yttrium. Chemical Geology, 381: 1-9.
- Bayanova, T.B., Kirnarskii, Y.M., Levkovich, N.V., 1997. U-Pb dating of baddeleyite from rocks of the Kovdor massif. Dokl. Akad. Nauk 356, 509-511. Trans. Russ. Acad. Sci., Earth Sci. Sec. 356, 1094.
- Bedini, E., 2009. Mapping lithology of the Sarfartoq carbonatite complex, southern West Greenland using HyMap imaging spectrometer data. In remote Sensing of the environment 113, 1209-1219.
- Belolipetskyi, A.P., Britvin, S.N., Voloshin, A.V., Gordienko, V.V., Zozulya, D.R., Kozyreva, L.V., Kulakov, A.N., Mets, O.F., Petrov, S.I., Subbotin, V.V., Subbotina, G.F., Torokhov, M.P., Yakhonchuk, V. N. 1992. Rare metals mineralisation of the Kola metallogenic province. Preprint. Apatity. 50 p.
- Berger, A., Kokfeldt, T.F., Kolb, J., 2014. Exhumation rates in the Archean from pressure-time paths: Example from the Skjoldungen Orogen (SE Greenland). Precambrian Research. doi: 10.1016/j.precamres.2014.04.011.
- Bergstøl, S., 1972. The jacupirangite at Kodal, Vestfold, Norway. Mineralium Deposita 7, 233-246.
- Berl, R., 1996. Lazulith in Österreich, Teil 1. Bemerkungen zu einigen Lazulithfundgebieten von Niederösterreich und Steiermark. Der Steirische Mineralog 10, 5-14.
- Bernhard, F., Walter, F., Ettinger, K., Taucher, J., Mereiter, K., 1998. Pretulite, ScPO₄, a new scandium mineral from the Styria and Lower Austrian lazulite occurrences, Austria. American Mineralogist 83, 625-630.
- Bingen, B., Nordgulen, Ø., Viola, G., 2008. A four phase model for the Sveconorwegian orogeny, SW Scandinavia. Norwegian Journal of Geology 88, 43-72.
- Birkelund, T., Callomon, J.H., Fürsich, F.T., 1978. The Jurassic of Milne Land, central East Greenland. Rapport Grønlands Geologiske Undersøgelse 90, 99-106.
- Birkelund, T., Callomon, J.H., Fürsich, F.T., 1984. The stratigraphy of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous sediments of Milne Land, central East Greenland. Bulletin Grønlands Geologiske Undersøgelse 147, 56.
- Birkelund, T., Callomon, J.H., 1985. The Kimmeridgian ammonite faunas of Milne Land, central East Greenland. Bulletin Grønlands Geologiske Undersøgelse 153, 56.

- Bizzarro, M., Simonetti, A., Stevenson, R.K., David, J., 2002. Hf isotope evidence for a hidden mantle reservoir. *Geology* 30(9), 771-774.
- Bjørlykke, H., 1937. The granite pegmatites of southern Norway. *American Mineralogist* 22, 241-255.
- Blaxland, A.B., 1977. Agpaitic magmatism at Norra Kärr, Rb-Sr isotopic evidence. *Lithos* 10, 1-8.
- Blaxland, A.B., van Breemen, O., Emeleus, C.H., Anderson, J.G., 1978. Age and origin of the major syenite centers in the Gardar Province of South Greenland: Rb-Sr studies. *Geological Society of America Bulletin* 89, 231-244.
- Blengini, G.A., Latunussa, C.E.L., Eynard, U., Torres de Matos, C., Wittmer, D., Georgitzikis, K., Pavel, C., Carrara, S., Mancini, L., Unguru, M., Blagojeva, D., Mathieux, F., Pennington, D., 2020. Study on the EU's list of Critical Raw Materials (2020). Final report. European Commission, ISBN 978-92-76-21049-8, doi: 10.2873/11619, 158 p.
- Blichert-Toft, J., Rosing, M.T., Leshner, C.E., Chauvel, C., 1995. Geochemical constraints on the origin of the Late Archean Skjoldungen alkaline igneous province, SE Greenland. *Journal of Petrology* 36, 515-561.
- Bodeving, S., Williams-Jones, A.E. and Swinden, S., 2017. Carbonate-silicate melt immiscibility, REE mineralising fluids, and the evolution of the Lofdal Intrusive Suite, Namibia. *Lithos* 268-271, 383-398.
- Borst, A., Friis, H., Andersen, T., Nielsen, T., Waight, T., Smit, A., 2016. Zirconosilicates in the kakortokites of the Ilímaussaq complex, South Greenland: Implications for fluid evolution and high-field-strength and rare-earth element mineralization in agpaitic systems. *Mineralogical Magazine* 80, 5-30.
- Borst, A.M., Smith, M.P., Finch, A.A., Estrade, G., Villanova-de-Benavent, C., Nason, P., Marquis, E., Horsburgh, N.J., Goodenough, K.M., Xu, C., Kynický, J. and Geraki, K., 2020. Adsorption of rare earth elements in regolith-hosted clay deposits. *Nature Communications* 11(1), 4386.
- Bohse, H., Brooks, C.K., Kunzendorf, H., 1971. Field observations on the kakortokites of the Ilímaussaq intrusion, South Greenland, including mapping and analyses by portable X-ray fluorescence equipment for zirconium and niobium. *Rapport GEUS* 38, 43 p.
- Bohse, H., Andersen, S., 1981. Review of the stratigraphic divisions of the kakortokite and lujavrite in southern Ilímaussaq. *Grønlands Geologiske Undersøgelse Rapp.* 103, 53-62.
- Bollingberg, H., Hopgood, A.M., Kalsbeek, F., 1976. Some minor and trace elements in Archaean marbles and metamorphosed silico-carbonatites from the Fiskeneset region. *Rapport Grønlands Geologiske Undersøgelse* 73, 86-90.
- Bonazzi, P., Bindi, L., Parodi, G., 2003. Gatelite-(Ce), a new REE-bearing mineral from Trimouns, French Pyrenees: Crystal structure and polysomatic relationships with epidote and törnebohmit-(Ce). *American Mineralogist* 88, 223-228.
- Borst, A., Waight, T., Smit, M., Friis, H., Nielsen, T., 2014. Alteration of eudialyte and implications for the REE, Zr and Nb resources of the layered kakortokites in the Ilímaussaq intrusion, South West Greenland. 1st European Rare Earth Resources (ERES) Conference Abstracts, 36.
- Bottko, H., 1981. Lagerstättenkunde des Eisens - Geochemie, Genese, Typengliederung, wirtschaftl. Bedeutung; Verlag Glückauf, Essen.
- Bouch, J.E., Naden, J., Shepherd, T.J., Young, B., Benham, A.J., Mckerverey, J.A., Sloane, H.J., 2008. Stratabound Pb-Zn-Ba-F mineralisation in the Alston Block of the North Pennine Orefield (England) - origins and emplacement. *British Geological Survey Research Report RR/08/06*.
- Brandenberger, E., 1931. Die Kristallstruktur von Koppit, *Zeitsch. Krist.* 76, S.332334.
- Brooks, C.K., Nielsen, T.F.D., 1982. The Phanerozoic development of the Kangerdlugssuaq area, East Greenland. *Meddelelser om Grønland Geoscience* 9, 30 p.
- Brown, G.M., 1963. The Skye granites. *Mineralogical Magazine* 33, 533-562.
- Browne, A., 2008. Report on current resource estimates for Kläppicäcken and Duobblon uranium properties, and review of Tåsjö uranium project, northern Sweden. *Mawson Resources, Report 080204*, 129 p.
- Bru, K., Christmann, P., Labbé, J.F., Lefebvre, G., 2015. Panorama mondial 2014 du marché des Terres Rares. *Rapport BRGM RP-64330-FR*.
- Brueckner, H.K., Rex, D.C., 1980. K-Ar and Rb-Sr geochronology and Sr isotopic study of the Alnö alkaline complex, northeastern Sweden. *Lithos* 13, 111-119.
- Bühn, B., Rankin, A.H., Schneider, J. and Dulski, P., 2002. The nature of orthomagmatic, carbonatitic fluids precipitating REE,Sr-rich fluorite: fluid-inclusion evidence from the Okorusu fluorite deposit, Namibia. *Chemical Geology* 186(1), 75-98.
- Burnotte, E., Pirard, E., Michel, G., 1989. Genesis of gray monazites: evidences from the Palaeozoic of Belgium. *Economic Geology* 84, 1417-1429.
- Calderón, S., 1910. Los minerales de España. Madrid. imp. Eduardo Anas. T-11.
- Callisen, K., 1943. Igneous rocks of the Ivigtut region, Greenland; Part 1, the nepheline syenites of the Grønneidal-Ika area. *Meddelelser om Grønland* 131, 74 p.
- Campbell, L.S., Henderson, P., Wall, F., Nielsen, T.F., 1997. Rare earth chemistry of perovskite group minerals from the Gardiner Complex, East Greenland. *Mineralogical Magazine* 61, 197-212.
- Cann, J.R., Banks, D.A., 2001. Constraints on the genesis of the mineralization of the Alston Block, Northern Pennine Orefield, northern England. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 53, 187-196.

- Carlborg, H., 1923. Ekonomisk-teknisk beskrivning. In Riddarhytte malmfält i Skinnskattebergs socken i Västmanlands län. Kungl. Kommerskollegium and Sveriges Geologiska Undersökning. Victor Pettersson, Stockholm, Sweden.
- Castor, S.B., Hedrick, J.B., 2006. Rare earth elements. In: Kogel, J.E., Trivedi, N.C., Barker, J.M., Krukowski, S.T. (Eds), Industrial minerals and rocks. Society for Mining, Metallurgy and Exploration, 769-791.
- Černý, P., Ercit, T.S., 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. *Canadian Mineralogist* 43, 2005-2026.
- Chakhmouradian, A.R., Wall, F., 2012. Rare earth elements: minerals, mines, magnets (and more). *Elements* 8, 333-340.
- Chakhmouradian, A.R., Zaitsev, A.N., 2012. Rare earth mineralization in igneous rocks: sources and processes. *Elements* 8, 347-353.
- Charles, N., Tuduri, J., Guyonnet, D., Melleton, J., Pourret, O., 2013. Rare earth elements in Europe and Greenland: a geological potential? An overview. In: Jonsson, E. (Ed), Proceedings of the 12th Biennial SGA Meeting, Uppsala, Sweden, 1698-1701.
- Chi, R., Tian, T., 2008. Weathered crust elution-deposited rare earth ores. Nova Science Publishers, Inc, New York, NY, US, 286 p.
- Choubert, G., Faure-Muret, A., 1976. Sheet 9 Europe. Scale 1:10,000,000. With explanatory notes by G. Luetting and F. Delany. Geological Atlas of the World. UNESCO and Commission for the Geological Map of the World.
- Christensson, U., 2013. Characterising the alteration of the contact to the Norra Kärr alkaline complex, southern Sweden. Bachelor's Thesis, University of Gothenburg, Gothenburg, Sweden.
- Clausen, S., Alvaro, J.J., 2007. Lower Cambrian shelled phosphorites from the northern Montagne Noire, France. *Geological Society of London, Special Publications* 275, 17-28.
- Cliff, R.A., Rickard, D., Blake, K., 1990. Isotope Systematics of the Kiruna magnetite ores, Sweden. Part 1: Age of the ore. *Economic Geology* 85, 1770-1776.
- Clothingh, S., van Wees, J.D., Ziegler, P.A., Lenkey, L., Beekman, F., Tesauero, M., Förster, A., Norden, B., Kaban, M., Hardebol, N., Bonté, D., Genter, A., Guillou-Frottier, L., Ter Voorde, M., Sokoutis, D., Willingshofer, E., Cornu, T., Worum, G., 2010. Lithosphere tectonics and thermo-mechanical properties: An integrated modeling approach for Enhanced Geothermal Systems exploration in Europe. *Earth-Science reviews* 102, 159-206.
- Cockburn, A.M., 1935. The geology of St Kilda. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh* 58, 511-547.
- Cooper, D.C., Bashan, I.R., Smith, T. K., 1983. On the occurrence of an unusual form of monazite in panned stream sediments in Wales. *Geological Journal* 18, 121-127.
- Cooper, D.C., Rollin, K., Howells, M.F., Morgan, D.J., 1984. Regional geochemical and geophysical surveys in the Berwyn dome and adjacent areas, North Wales. Mineral Reconnaissance Programme Report. British Geological Survey 70, 60 p.
- Coppin, F., Berger, G., Bauer, A., Castet, S., Loubet, M., 2002. Sorption of lanthanides on smectite and kaolinite. *Chemical Geology* 182(1), 57-68.
- Cornelius, H.P., 1931. Neue Lazulithfunde im Mürztal. *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 93-94.
- Cornet, A., Sapinart, J., 1967. Monazite à europium armoricaine. *Travaux préliminaires au test d'exploitation envisagé à La Monnerie, sur le ruisseau d'Aron (Ille-et-Vilaine)*. Rapport BRGM DRMM-67 A-8.
- Dahlgren, S., Corfu, F., Heaman, L.M., 1996. U-Pb isotopic time constraints, and Hf and Pb source characteristics of the Larvik plutonic complex, Oslo palaeorift. Geodynamic and geochemical implications for the rift evolution. *Journal of Conference Abstracts* 1, 120.
- Dahlgren, S., 2005. Miljøgeologisk undersøkelse av lavradioaktivt slagg fra ferroniobproduksjon ved Norsk bergverk på Søve 1956-1965. *Regiongeologen* 2005 Rapport 1, 47 p.
- Damtoft, J.S., Grahl-Madsen, L., 1982. Geological and VLF geophysical mapping of the Bredhorn Ba-Pb prospect and preliminary mapping on SE Trill Ø for porphyry molybdenum mineralisation. Internal NM Report 2/81. p.118.
- Debrand-Passard, S., Courbouleix, S., Lienhardt, M.J., 1984. Synthèse géologique du sud-est de la France. *Mémoire BRGM* 125.
- Deady, E.A., Mouchos, E., Goodenough, K., Williamson, B.J., Wall, F., 2016. A review of the potential for rare-earth element resources from European red muds: examples from Seydişehir, Turkey and Parnassus-Giona, Greece. *Mineralogical Magazine* 80, 43-61.
- Decrée, S., Ihlen, P.M., Schiellerup, H., Hallberg, A., Demetriades, A., Raha, M., Soesoo, A., 2017. Potential of phosphate deposits in Europe. *SGA News* 41, 1-14-20.
- Decrée, S., Savolainen, M., Mercadier, J., Debaille, V., Höhne, S., Frimmel, H., Baele, J.-M., 2020. Geochemical and spectroscopic investigation of apatite in the Siilinjärvi carbonatite complex: Keys to understanding apatite forming processes and assessing potential for rare earth elements. *Applied Geochemistry* 123, 104778.
- Dickin, A.P., Mootbath, S., Welke, H.J., 1981. Isotope, trace element and major element geochemistry of Tertiary igneous rocks. Isle of Arran, Scotland: Royal Society of Edinburgh Transactions 72, 159-170.
- Dietzel, C.A.F., Kristandt, T., Dahlgren, S., Giebel, R.J., Marks, M.A.W., Wenzel, T., Markl, G., 2019. Hydrothermal processes in the Fen alkaline-carbonatite complex, southern Norway. *Ore Geology Reviews* 111, 102969.

- Donnot, M., Guiges, J., Lulzac, Y., Magnien, A., Parfenoff, A., Picot, P., 1973. Un nouveau type de gisement d'Europium : la monazite grise à europium en nodules dans les schistes paléozoïques de Bretagne. *Mineralium Deposita* 8, 7-18.
- Druecker, M., Simpson, R.G., 2012. Technical report on the Sarfartoq project, West Greenland. Prepared for Hudson Resources Inc., NI43-101 report, 98 p.
- Dushyantha, N., Batapola, N., Ilankoon, I., Rohitha, S., Premasiri, R., Abeyasinghe, B., Ratnayake, N., Dissanayake, K., 2020. The story of rare earth elements (REEs): Occurrences, global distribution, genesis, geology, mineralogy and global production. *Ore Geology Reviews* 122, 103521.
- European Commission (EC), 2019a. The European Green Deal. COM(2019) 640 final, 24 p.
- European Commission (EC), 2019b. Masterplan for a Competitive Transformation of EU Energy-intensive Industries Enabling a Climate-neutral, Circular Economy by 2050. Publications Office of the European Union, doi:10.2873/854920, 56 p.
- European Commission (EC), 2017. The 2017 list of Critical Raw Materials for the EU. COM(2017) 490 final.
- European Commission (EC), 2011. Tackling the challenges in commodity and markets and on raw materials. COM(2011)0025 final.
- Eilu, P., Hallberg, A., Bergman, T., Bjerkgård, T., Feoktistov, V., Korsakova, M., Krasotkin, S., Lampio, E., Litvinenko, V., Philippov, N., Sandstad, J.S., 2013. Fennoscandian ore deposit database. Annual update. Online at <http://en.gtk.fi/informationsservices/databases/fodd/index.html>.
- Elderfield, H., Upstill-Goddard, R. and Sholkovitz, E.R., 1990. The rare earth elements in rivers, estuaries, and coastal seas and their significance to the composition of ocean waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54(4), 971-991.
- Eliseev, N.A., Fedorov, E.E., 1953. Lovozero pluton and related ore deposits. *Transactions of Laboratory of Precambrian rocks* 1, 308.
- Emeleus, C.H., 1964. The Grønnedal-Ika alkaline complex, South Greenland. The structure and geological history of the complex. *Meddelelser om Grønland* 172, 1-75.
- Emeleus, C.H., Harry, W.T., 1970. The Igaliko nepheline syenite complex. General description. *Grønlands Geologiske Undersøgelse* 85, 116.
- Emeleus, C.H., Upton, B.G.J., 1976. The Gardar period in southern Greenland. In: Escher, A., Watt, W.S. (eds): *Geology of Greenland*. Grønlands Geologiske Undersøgelse.
- Emeleus, C.H., Gyopari, M.C., 1992. British Tertiary Volcanic Province. *Geological Conservation Review Series 4*. Chapman and Hall, London, 259 p.
- Emsbo, P., McLaughlin, P.I., Breit, G.N., du Bray, E.A., Koenig, A.E., 2015. Rare earth elements in sedimentary phosphate deposits: solution to the global REE crisis? *Gondwana Research* 27, 776-785.
- EURARE, 2017. Development of a sustainable exploitation scheme for Europe's Rare Earth ore deposits. <http://eurare.brgm-rec.fr/>.
- Evans, J., Zalasiewicz, J., 1996. U/Pb, Pb/Pb and Sm/Nd dating of authigenic monazite: implications for the diagenetic evolution of the Welsh Basin. *Earth and Planetary Science Letters* 144(3), 421-433.
- Evans, A. M., 2000. *Ore geology and industrial minerals - An introduction*. Blackwell Science, 3, Oxford.
- Exley, R.A., Microprobe studies of REE-rich accessory minerals: Implications for Skye granite petrogenesis and REE mobility in hydrothermal systems, 1980. *Earth and Planetary Science Letters* 48, 97-110.
- Farrow, C., 1974. The geology of the Skjerstad area, Nordland, North Norway. PhD thesis, University of Bristol, UK, 230 p.
- Favreau, G., 1994. Trimouns, Ariège, Frankreich: Seltenerden-Mineralien aus dem Dolomit. *Lapis* 12/94, 18-39.
- Faul, H., Elmore, P.L.D., Brannock, W.W., 1959. Age of the Fen carbonatite (Norway) and its relation to the intrusives of the Oslo Region. *USGS Letters to Editor*, 153-156.
- Fedele, L., Plant, A.J., De Vivo, B., Lima, A., 2008. The REE distribution over Europe: geogenic and anthropogenic sources. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis* 8, 3-18.
- Ferguson, J., 1964. Geology of the Ílímaussaq alkaline intrusion, South Greenland: description of map and structure. *Meddelelser om Grønland* 172, 1-82.
- Ferrero, A., Ruíz, J., Vidal, A., 1989. Investigation about Rare Earths in north-west peninsular. Galicia (España). *Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe* 14, 255-270.
- Finger, F., Roberts, M.P., Haunschmid, B., Schermaier, A., Steyrer, H.P., 1997. Variscan granitoids of central Europe: their typology, potential sources and tectonothermal relations. *Mineral. Petrol.* 61, 67-96.
- Fitton, J.G., Upton, B.G., 1987. *Alkaline igneous rocks*. Geological Society of London Special Publications 30.
- Floor, P., Corretgé, G., Montero, P., 2007. The Ordovician Galiñeiro peralkaline gneiss complex, Vigo, NW Spain. *Goldschmidt Conference Abstracts 2007*, A286.
- Foley, S.F. and Fischer, T.P., 2017. An essential role for continental rifts and lithosphere in the deep carbon cycle. *Nature Geoscience* 10(12), 897-902.
- Foley, S.F., Venturelli, G., Green, D.H., Toscani, L., 1987. The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. *Earth Science Review* 24, 81-134.
- Fortuné, J.P., 1971. Contribution à l'étude minéralogique et génétique des talcs pyrénées. Thèse Univ P. Sabatier, Toulouse, 227 p.

- Fortuné, J.P., Gavaille, B., Thiébaud, J., 1980. Le gisement de talc de Trimouns près de Luzenac (Ariège). 26th International Geological Conference, Paris, France, 10, 43 p.
- Frei, D., Hollis, J.A., Gerdes, A., Karlsson, C., Vasquez, P., Franz, G., Harlov, D., Johansson, L., Knudsen, C., 2006. Advanced in situ trace element and geochronological microanalysis of geomaterials by laser ablation techniques. Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin 10, 25-28.
- Freslon, N., Bayon, G., Toucanne, S., Bermell, S., Bollinger, C., Chéron, S., Etoubleau, J., Germain, Y., Khripounoff, A., Ponzevera, E. and Rouget, M.-L., 2014. Rare earth elements and neodymium isotopes in sedimentary organic matter. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 140, 177-198.
- Freyssinet, P., Butt, C.R.M., Morris, R.C. and Piantone, P., 2005. Ore-forming processes related to lateritic weathering. In: J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb and J.P. Richards (Editors), *Economic Geology 100th Anniversary Volume*. Society of Economic Geologists, Inc, Littleton, Colorado, 681-722.
- Frietsch, R., 1977. The iron ore deposits in Sweden. In: Zitzrnau, A. (Ed), *The iron ore deposits of Europe and adjacent areas. Explanatory note to the international map of iron ore deposits of Europe*. Bundesanst. Geowiss. Rohst. 1, 279-293.
- Frietsch, R., Perdahl, J.A., 1995. Rare earth elements in apatite and magnetite in Kiruna-type iron ores and some other iron ore types. *Ore Geology Reviews* 9, 489-510.
- Frietsch, R., Tuisku, P., Martinsson, O., Perdahl, J.A., 1997. Early Proterozoic Cu-(Au) and Fe ore deposits associated with regional Na-Cl metasomatism in northern Fennoscandia. *Ore Geology Reviews* 12, 1-34.
- Frisch, W., Keusen, H., 1977. The Gardiner intrusion, an ultramafic complex at Kangerdlugssuaq, East Greenland. *Grønlands Geologiske Undersøgelse Bulletin* 122, 62.
- Gamaletsos, P.N., Godelitsas, A., Kasama, T., Church, N.S., Douvalis, A.P., Göttlicher, J., Steininger, R., Boubnov, A., Pontikes, Y., Tzamos, E., Bakas, T., Filippidis, A., 2017. Nano-mineralogy and geochemistry of high-grade diasporic karst-type bauxite from Parnassos-Ghiona mines, Greece. *Ore Geology Reviews* 84, 228-244.
- Gamaletsos, P.N., Godelitsas, A., Filippidis, A., Pontikes, Y., 2019. The Rare Earth Elements Potential of Greek Bauxite Active Mines in the Light of a Sustainable REE Demand. *Journal of Sustainable Metallurgy* 5(1), 20-47.
- Garde, A.A., 1978. The lower Proterozoic Marmorilik Formation, east of Marmorilik, West Greenland. *Meddelelser om Grønland* 200, 71 p.
- Gates, P.E., Horlacher, C.F., Reed, G., 2012. Preliminary economic assessment NI43-101 technical report for the Norra Kärr (REE -Y-Zr) deposit, Gränna, Sweden. Runge Pincock Minarco, prepared for Tasman Metals Limited, 186 p.
- Gates, P.E., Horlacher, C.F., Reed, G., 2013. Amended and restated preliminary economic assessment NI43-101 technical report for the Norra Kärr (REE-Y-Zr) deposit, Gränna, Sweden. Runge Pincock Minarco, prepared for Tasman Metals Limited, 170 p.
- Gee, D.G., Fossen, H., Henriksen, N., Higgins, A.K., 2008. From the Early Paleozoic Platforms of Baltica and Laurentia to the Caledonide Orogen of Scandinavia and Greenland. *Episodes* 31, 44-51.
- Geijer, P., 1931. The iron ores of the Kiruna type. *Sveriges Geol. Unders.*, ser. C, 367, 1-39.
- Geijer, P., 1961. The geological significance of the cerium mineral occurrences of the Bastnäs-type in central Sweden. *Arkiv Mineral. Geol.* 3, 99-105.
- Geijer, P. et Ödman, O.H., 1974. The emplacement of Kiruna iron ores and related deposits. *Sver. Geol. Unders.*, ser. C 700, 1-48.
- Gerasimovsky, V.I., Volkov, V.P., Kogarko, L.N., Polyakov, A.I., Balashov, U., 1966. *Geochemistry of Lovozero alkaline massif. Part I. Geology and Petrology. Part 2. Geochemistry*. Translated 1968 by Brown D.A., Australian National University Press. Canberra: 224 p., 369 p.
- GEUS (Geological Survey of Denmark and Greenland), Bureau of Minerals and Petroleum (Government of Greenland), 2010. Map of Greenland geology and selected mineral occurrences. <http://geus.dk/geuspage-uk.htm>
- GEUS (Geological Survey of Denmark and Greenland), Bureau of Minerals and Petroleum (Government of Greenland), 2014. Greenland mineral resources portal. <http://geus.dk/geuspage-uk.htm>.
- Geyti, A., 1979. Drilling and mapping in the EGMO concession area. *Nordisk Minselskab prospecting report* 13/1979, 44.
- Gislev, M., Grohol, M., 2018. Report on Critical Raw Materials and the Circular Economy. Publications Office of the European Union, doi:10.2873/331561, 80 p.
- GME (Greenland Minerals and Energy Ltd), 2012. Kvanefjeld Concentrator Pilot Plant Campaign Complete; Results Exceed Expectations. Company Announcement, December 14th 2012.
- GME (Greenland Minerals and Energy Ltd), 2014. EURARE Project Update: Kvanefjeld Bulk Ore Sample Selected for Demonstration Plant Operations. Company Announcement, July 1st 2014.
- Goliáš, V., 2001. Thorium occurrences in the Czech Republic and their mineralogy. In: Kribek, B., Zeman, J. (Eds), *Uranium deposits*. Czech Geological Survey, 53-56, ISBN 80-7075-583-0.

- Goodenough, K.M., Schilling, J., Jonsson, E., Kalvig, P., Charles, N., Tuduri, J., Deady, E.A., Sadeghi, M., Schiellerup, H., Müller, A., Bertrand, G., Arvanitidis, N., Eliopoulos, D.G., Shaw, R.A., Thrane, K., Keulen, N., 2016. Europe's rare earth element resource potential: An overview of REE metallogenetic provinces and their geodynamic setting. *Ore Geol. Rev.* 72, 838-856.
- Gothenborg, J., Pedersen, J.L., 1976. Exploration of the Qaqarssuk carbonatite complex. 1975. Part II. Internal report, Kryolitselskabet Øresund A/S, 41 p., 1 plate (in archives of Geological Survey of Denmark and Greenland, GEUS Report File 20232).
- Green, D., Bell, R., Moreton, S., 2005. Drusy cavity minerals including the first Irish danalite from Lindsay's Leap, Mourne Mountains. *UK Journal of Mines and Minerals* 25, 25-30.
- Green, D., McCallum, D., 2005. Kainosite-(Y) from the Strontian Mines, Highland region, Scotland. *UK Journal of Mines and Minerals* 26, 23-26.
- Green, D.H., Wallace, M.E., 1988. Mantle metasomatism by ephemeral carbonatite melts. *Nature* 336(6198), 459-462.
- Grew, E.S., Essene, E.J., Peacor, D.R., Su, S.C., Asami, M., 1991. Dissakisite-(Ce), a new member of the epidote group and the Mg analogue of allanite-(Ce), from Antarctica. *American Mineralogist* 76, 1990-1997.
- Grice, J.D., Gault, R.A., Rowe, R., Johnsen, O., 2006. Qaqarssukite-(Ce), a new barium-cerium fluorocarbonate mineral species from Qaqarssuk, Greenland. *Canadian Mineralogist* 44, 1137-1146.
- Gupta, C.K., Krishnamurthy, N., 2005. Extractive metallurgy of rare earths. CRC Press, Boca Raton, FL, USA.
- Gustafsson, B., 1979. Uranuppslag inom Norrbotten och Västerbotten. Sveriges Geologiska Undersökning, Uranrapport 1979-12-06, 17 p.
- Guyonnet, D., Planchon, M., Rollat, A., Escalon, V., Tuduri, J., Charles, N., Vaxelaire, S., Dubois, D., Fargier, H., 2015. Material flow analysis applied to rare earth elements in Europe. *J. Clean. Prod* 107, 215-228.
- Gysi, A.P., Williams-Jones, A.E. and Collins, P., 2016. Lithogeochemical Vectors for Hydrothermal Processes in the Strange Lake Peralkaline Granitic REE-Zr-Nb Deposit. *Economic Geology*, 111(5): 1241-1276.
- Halama, R., Venneman, T., Siebel, W., Markl, G., 2005. The Grønødal-Ika carbonatite-syenite complex, South Greenland: carbonatite formation by liquid immiscibility. *Journal of Petrology* 46, 191-217.
- Hallberg, A., 2003. Styles of hydrothermal alteration and accompanying chemical changes in the Sängen formation, Bergslagen, Sweden, and adjacent areas. In *Economic Geology Research and Documentation* 2, 2001-2002. Sver. Geol. Undersök., Rapp. Medd. 113, 4-35.
- Halliday, A.N., Aftalion, M., Parsons, I., Dickin, A.P., Johnson, M.R.W., 1987. Syn-orogenic alkaline magmatism and its relation to the Moine thrust zone and the thermal state of the lithosphere in NW Scotland. *Journal of the Geological Society of London* 144, 611-618.
- Hamilton, M.A., Pearson, D.G., Thompson, R.N., Kelley, S.P., Emelous, C.H., 1999. Rapid eruption of Skye lavas inferred from precise U/Pb and Ar/Ar dating of the Rum and Cuillin plutonic complexes. *Nature* 394, 260-263.
- Hammouda, T., Keshav, S., 2015. Melting in the mantle in the presence of carbon: Review of experiments and discussion on the origin of carbonatites. *Chem. Geol.* 418, 171-188.
- Harding, R.R., 1966. The major ultrabasic and basic intrusions of St Kilda, Outer Hebrides. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 66, 419-444.
- Harding, R.R., Merriman, R.J., Nancarrow, P.H.A., 1982. A note on the occurrence of chevkinite, allanite, and zirkelite on St. Kilda, Scotland. *Mineralogical Magazine* 46, 445-448.
- Harding, R.R., Merriman, R.J., Nancarrow, P.H.A., 1984. St. Kilda: an illustrated account of the geology. Report of the British Geological Survey 16, 40-41.
- Harlov, D.E., Andersson, U.B., Foerster, H., Nystrom, J.O., Dulski, P., Broman, C., 2002. Apatite-monazite relations in the Kiirunavaara magnetite-apatite ore, northern Sweden. *Chemical Geology* 191, 47-72.
- Harker, A., 1904. The Tertiary igneous rocks of Skye. *Mem. Geol. Surv. UK.*
- Harpøth, O., Pedersen, J.L., Schönwandt, H.K., Thomassen, B., 1986. The mineral occurrences of central East Greenland. *Meddelelser om Grønland Geoscience* 17, 139 p.
- Hedrick, J.B., 1985. Rare earth minerals and metals. In *Minerals Yearbook*, v.1, 791-803, U.S. Department of the Interior, Washington, D.C.
- Hedrick, J.B., Templeton, D.A., 1991. Rare-earth minerals and metals. *U.S. Bureau of Mines Minerals Yearbook*, 1989, 825-844.
- Hedrick, J.B., Sinha, S.P., Kosynkin, V.D., 1997. Loparite, a rare earth ore (Ce, Na, Sr, Ca)(Ti, Nb, Ta, Fe³⁺)O₃. *Journal of Alloys and Compounds* 250, 467-470.
- Henderson, P., 1984. Rare earth element geochemistry. *Developments in geochemistry*; 2. Elsevier, Amsterdam, NL, 510 p.
- Henderson, G., Pulvertaft, T.C.R., 1987. Geological map of Greenland, 1:100,000, Marmorilik 71 V.2 Syd, Nûgâtsiaq 71 V.2 Nord, Pangnertôq 72 V.2 Syd. Descriptive text, 72 p., 8 plates. Copenhagen: GEUS.
- Henderson, I.H.C., Ihlen, P.M., 2004. Emplacement of polygeneration pegmatites in relation to Sveco-Norwegian contractional tectonics: examples from southern Norway. *Precambrian Research* 133, 207-222.

- Henriksen, N., Higgins, A.K., Kalsbeek, F., 2009. Greenland from Archaean to Quaternary. Descriptive text to the 1995 Geological map of Greenland, scale 1:2,500,000 (2nd edition). Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin 18, 126 p.
- Himmi, R., 1975. Outokumpu Oy:n Korsnäsän ja Petolahden kaivosten vaiheita. Vuoriteollisuus-Bergshanteringen 33, 35-38.
- Hitzman, M.W., Oreskes, N., Einaudi, M.T., 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Paleoproterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. Precambrian Research 58, 241-287.
- Hode Vuorinen, J., Hålenius, U., 2005. Nb-, Zr- and LREE-rich titanite from the Alnö alkaline complex: crystal chemistry and its importance as a petrogenetic indicator. Lithos 83, 128-142.
- Högdahl, K., Andersson, U.B., Eklund, O., 2004. The Transscandinavian Igneous Belt (TIB) in Sweden: A Review of Its Character and Evolution. Geological Survey of Finland Special Paper 37, Espoo, Finland.
- Holtstam, D., 2004. The Bastnäs-type REE deposits. In: The Bastnäs-type REE-mineralizations in north-western Bergslagen, Sweden – a summary with geological background and excursion guide (Andersson, U.B., Ed). Sverige Geol. Unders, Rapp Medd 119, 13-22.
- Holtstam, D., Andersson, U.B., 2007. The REE minerals of the Bastnäs-type deposits, south-central Sweden. The Canadian Mineralogist 45, 1073-1114.
- Hornig-Kjarsgaard, I., 1998. Rare earth elements in sövitic carbonatites and their mineral phases. Journal of Petrology 39, 2105-2121.
- Hugg, R., 1985. Katajakangas. Geologinen malmiarvio. Report OU 12/85, Rautaruukki Oy Malminetsintä, 13 p.
- Hugg, R., Heiskanen, V., 1986. Otanmäen alueen niobiantaniditukimukset, tilanne 31.12.1985 (Lisäys 15.5.1986 L. Pekkarinen). Report OU 28/85, Rautaruukki Oy Malminetsintä, 14 p.
- Hyslop, E.K., Gillanders, R.J., Hill, P.G., Fakes, R.D., 1999. Rare-earth bearing minerals fergusonite and gadolinite from the Arran granite. Scottish Journal of Geology 35, 65-69.
- IGE Nordic AB, 2007. The rare earth deposit of Olserum, Sweden Internal report.
- IGM, Instituto Geológico e Mineiro, 1998. Mineral Potential of Portugal. http://www.lneg.pt/CienciaParaTodos/edicoes_online/diversos/potential.
- Ihlen, P., Schiellerup, H., Gautneb, H., Skar, O., 2013. Characterization of apatite resources in Norway and their REE potential-a review. Ore Geology Reviews. Doi:10.1016/j.oregeorev.2013.11.003.
- Inverno, C., Oliveira, D., Viegas, L., Lencastre, J., Salgueiro, R., 1998. REE-enriched Ordovician quartzites in Vale de Cavalos, Portalegre, Portugal. Proceedings volume of GeoCongress'98, Pretoria, Geological Society of South Africa, 153-157.
- Inverno, C., Oliveira, D., Rodrigues, L., 2007. Inventariação e prospecção de terras raras nas regiões fronteiriças da Beira Baixa e do Norte Alentejo. Alfragide, INETI, Internal Report, 2982 p.
- Isokangas, P., 1975. The mineral deposits in Finland. (Licentiate thesis) Helsinki University, Department of Geology, 128 p.
- Ixer, R.A., Young, B., Stanley, C.J., 1996. Bismuth-bearing assemblages from the Northern Pennine Orefield. Min. Mag. 60, 317-324.
- Jacquemin, D., 2020. The phosphatic chalk of the Mons Basin, Belgium. Petrography and geochemistry of the Ciplly Phosphatic Chalk and implications on its genesis. Memoirs of the Geological Survey of Belgium 64, 82 p.
- Jia, Y.-H., Liu, Y., 2020. REE Enrichment during Magmatic-Hydrothermal Processes in Carbonatite-Related REE Deposits: A Case Study of the Weishan REE Deposit, China. Minerals 10(1), 25.
- Johnsen, O., Petersen, O.V., Medenbach, O., 1985. The Gardiner Complex, a new locality in Greenland. Mineral. Record 16, 485-494.
- Johnsen, O., Grice, J.D., 1999. The crystal chemistry of the eudialyte group. Canadian Mineralogist 37, 865-891.
- Johnsen, O., Grice, J.D., Gault, R.A., 2001. The eudialyte group: a review. In: Sørensen, H. (Ed.): The Ilímaussaq complex, South Greenland: status of mineralogical research with new results. Geology of Greenland Survey Bulletin 190, 65-72.
- Jones, A.P., Wall, F. and Williams, C.T., 1996. Rare earth minerals. Chemistry, origin and ore deposits. Chapman & Hall, 372 p.
- Josso, P., Pelleter, E., Pourret, O., Fouquet, Y., Etoubleau, J., Cheron, S. and Bollinger, C., 2017. A new discrimination scheme for oceanic ferromanganese deposits using high field strength and rare earth elements. Ore Geology Reviews 87, 3-15.
- Judge, W.D., Xiao, Z.W., Kipouros, G.J., 2017. Application of Rare Earths for Higher Efficiencies in Energy Conversion, in: Rare Metal Technology 2017. Springer, 37-45.
- Juteau, T., Noack, Y., Whitechurch, H. and Courtois, C., 1979. Mineralogy and geochemistry of alteration products in Holes 417A and 417D basement samples (Deep Sea Drilling Project Leg 51). In: T. Donnelly, J. Francheteau, W. Bryan, P. Robinson, M. Flower and M. Salisbury (Editors), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C, 1273-1297.
- Kalashnikov, A.O., Konopleva, N.G., Pakhomovsky, Y.A., Ivanyuk, G.Y., 2016. Rare Earth Deposits of the Murmansk Region, Russia-A Review. Economic Geology 111(7), 1529-1559.

- Kalatha, S., Perraki, M., Economou-Eliopoulos, M., Mitsis, I., 2017. On the Origin of Bastnaesite-(La,Nd,Y) in the Nissi (Patitira) Bauxite Laterite Deposit, Lokris, Greece. *Minerals* 7(3).
- Kalsbeek, F., Pulvertaft, T.C.R., Nutman, A.P., 1998. Geochemistry, age and origin of metagreywackes from the Palaeoproterozoic Karrat Group, Rinkian belt, West Greenland. *Precambrian Research* 91, 383-399.
- Kärenlampi, K., Kontinen, A., Hanski, E., Huhma, H., Lahaye, Y., Krause, J., Heinig, T., 2020. Age and origin of the Nb-Zr-REE mineralization in the Paleoproterozoic A1-type granitoids at Otanmäki, central Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 92(1), 39-71.
- Kärkkäinen, N., Huhta, P., 1993. Korsnäsin lyijypitoisten kalkkilohkareiden selvitys v. 1989-1990. Geological Survey of Finland, report M19/1242/92/1/10, 4 p.
- Kato, Y., Fujinaga, K., Nakamura, K., Takaya, Y., Kitamura, K., Ohta, J., Toda, R., Nakashima, T. and Iwamori, H., 2011. Deep-sea mud in the Pacific Ocean as a potential resource for rare-earth elements. *Nature Geoscience* 4(8), 535-539.
- Keller, J., 1981. Carbonatitic volcanism in the Kaiserstuhl alkaline complex: evidence for highly fluid carbonatitic melts at the earth's surface. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 9, 423-431.
- Keller, J., Krafft, M., 1990. Effusive natrocarbonatite activity of Oldoinyo Lengai, June 1988. *Bulletin of Volcanology* 52(8), 629-645.
- Kimbell, G.S., Young, B., Millward, D., Crowley, Q.G., 2010. The North Pennine batholith (Weardale Granite) of northern England: New data on its age and form. *Proceedings-Yorkshire Geological Society* 58, 107-128.
- Kirchheimer, F., 1957. Bericht über das Vorkommen von Uran in BadenWürttemberg. *Abh. des Geol. Land, in BadenWürttemberg, Hft 2S.5255*.
- Kjarsgaard, B.A. and Hamilton, D.L., 1989. The genesis of carbonatites by immiscibility. In: K. Bell (Editor), *Carbonatites, Genesis and Evolution*. Unwin-Hyman, London, UK, 388-404.
- Kjarsgaard, B.A., Hamilton, D.L., Peterson, T.D., 1995. Peralkaline nephelinite/carbonatite liquid immiscibility: comparison of phase compositions in experiments and natural lavas from Oldoinyo Lengai, in: Bell, K., Keller, J. (Eds.), *Carbonatite Volcanism: Oldoinyo Lengai and the Petrogenesis of Natrocarbonatites*. Springer, Berlin, Heidelberg, DE, 163-190.
- Kleinhanns, I.C., Fischer-Gödde, M., Hansen, B.T., 2012. Sr-Nd isotope and geochemical characterisation of the paleoproterozoic Västervik formation (Baltic Shield, SE Sweden): a southerly exposure of Svecofennian meta-siliciclastic sediments. *International Journal of Earth Sciences* 101, 39-55.
- Knudsen, C., 1989. Pyrochlore group minerals from the Qaqarsuk carbonatite complex. In: Saupé, F. (ed.): *Lanthanides, tantalum and niobium*, 80-99. Berlin, Heidelberg. Springer-Verlag.
- Knudsen, C., 1991. Petrology, geochemistry and economic geology of the Qaqarsuk carbonatite complex, southern West Greenland. *Monograph Series on Mineral Deposits* 29, 110.
- Knudsen, C., Buchardt, B., 1991. Carbon and oxygen isotope composition of carbonates from the Qaqarsuk carbonatite complex, southern West Greenland. *Chemical Geology* 86, 263-274.
- Kogarko, L.N., 1987. Alkaline igneous rocks of the Kola Peninsula. In: Fitton, J.G., Upton, B.G.J (Eds.), *Alkaline Igneous Rocks*, Geological Society, Special Publications 30, 531-544.
- Kogarko, L.N., Kononova, V.A., Orlova, M.P., Woolley, A.R., 1995. *Alkaline rocks and carbonatites of the world: Part 2. Former USSR*. Chapman and Hall, London, p 225.
- Kolb, J., Thrane, K., Bagas, L., 2013. Field relationship of high-grade Neo- to Mesoarchean rocks of South East Greenland: Tectonometamorphic and magmatic evolution. *Gondwana Research* 23, 471-492.
- Kontio, M., Pankka, H., 2006. Tutkimustyöselostus Savukosken kunnassa valtausalueella Jammi 1, kaiv. rek. nro 7819/1 tehdyistä malmitutkimuksista 2004-2005. Geological Survey of Finland, Report M06/4723/2006/1/10, 8 p.
- Korovkin, V.A., Turyleva, L.V., Rudenko, D.G., Juravlev, A.V., Kluchnikova, G.N., 2003. Mineral resources of the northwest Russian Federation. VSEGEI Cartographic Factory, 519 p.
- Korsakova, M., Krasotkin, S., Stromov, V., Iljina, M., Lauri, L., Nilsson, N.P. 2012. Metallogenic areas in Russian part of the Fennoscandian shield. *Geological Survey of Finland, Special Paper* 53, 343-395. In: Eilu, P. (Ed), 2012, *Mineral deposits and metallogeny of Fennoscandia*, Geological Survey of Finland.
- Korneliussen, A., McEnroe, S.A., Nilsson, L.P., Schiellerup, H., Gautneb, H., Meyer, G.B., Størseth, L.R., 2000. An overview of titanium deposits in Norway. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin* 436, 27-38.
- Kraemer, D., Viehmann, S., Banks, D., Sumoondur, A.D., Koeberl, C., Bau, M., 2019. Regional variations in fluid formation and metal sources in MVT mineralization in the Pennine Orefield, UK: Implications from rare earth elements and yttrium distribution, Sr-Nd isotopes and fluid inclusion compositions of hydrothermal vein fluorites. *Ore Geology Reviews* 107, 960-972.
- Kramm, U., Kogarko, L.N., Kononova, V.A., Vartiainen, H., 1993. The Kola Alkaline Province of the CIS and Finland: Precise Rb-Sr ages define 380-360 Ma age range for all magmatism. *Lithos* 30, 33-44.
- Kramm, A., Kogarko, L.N., 1994. Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero apatitic centres, Kola alkaline province, Russia. *Lithos* 32, 225-242.

- Kresten, P., Morogan, V., 1986. Fenitization at the Fen complex, southern Norway. *Lithos* 19, 27-42.
- Křištiak, J., Zális Z., 1994. Database of radioactive sites of the Czech Uranium Industry MS, Geofond Praha.
- Krüger, J.C., Romer, R.L., Kämpf, H., 2013. Late cretaceous ultramafic lamprophyres and carbonatites from the Delitzsch Complex, Germany. *Chemical Geology* 353, 140-150.
- Krumrei, T.V., Villa, I.M., Marks, M.A., Markl, G., 2006. A $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U/Pb isotopic study of the Ilímaussaq complex, South Greenland: implications for the ^{40}K decay constant and for the duration of magmatic activity in a peralkaline complex. *Chemical Geology* 227, 258-273.
- Kunzendorf, H., Secher, K., 1987. Dispersion of niobium and phosphorus in soil overlying the Qaqarssuk carbonatite complex, Southern West Greenland. *Journal of Geochemical Exploration* 28, 285-296.
- Kusiak, M.A., Dunkley, D.J., Suzuki, K., Kachlik, V., Kedzior, A., Lekki, J., Oplustil, S., 2010. Chemical (non-isotopic) and isotopic dating of Phanerozoic zircon. A case study of durbachite from the Třebíč Pluton, Bohemian Massif. *Gondwana Research* 17, 153-161.
- Lacan, F., Jeandel, C., 2005. Neodymium isotopes as a new tool for quantifying exchange fluxes at the continent-ocean interface. *Earth and Planetary Science Letters* 232(3), 245-257.
- Lacomme, A., Fontan, F., 1971. Sur la présence de monazite dans les Pyrénées. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences* 272, 1193-1194.
- Lacomme, A., Hottin, A.M., Laval, M., 1993 La monazite grise du massif de l'Arize (Pyrénées françaises). BRGM report R37041 GEO-SGN 93, 48 p.
- Larsen, L.T., Rex, D., Secher, K., 1983. The age of carbonatites, kimberlites and lamprophyres from southern West Greenland: recurrent alkaline magmatism during 2500 million years. *Lithos* 16, 215-221.
- Larsen, L.M., Sørensen, H., 1987. The Ilímaussaq intrusion-progressive crystallization and formation of layering in an agpaitic magma. In: Fitton, J.G. and Upton, B.G.J. (Eds): *Alkaline igneous rocks*. Geological Society of London, Special Publication 30, 473-488.
- Larsen, R.B., 2002. The distribution of rare-earth elements in K-feldspar as an indicator of petrogenetic processes in granitic pegmatites: examples from two pegmatite fields in southern Norway. *Canadian Mineralogist* 40, 137-151.
- Larsen, M., Piasecki, S., Surlyk, F., 2003. Stratigraphy and sedimentology of a basement-onlapping shallow marine sandstone succession, the Charcot Bugt Formation, Middle-Upper Jurassic, East Greenland. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin* 1, 893-930.
- Larsen, B.T., Olaussen, S., Sundvoll, B., Heeremans, M., 2008. The Permo-Carboniferous Oslo Rift through six stages and 65 million years. *Episodes* 31, 52-58.
- Larsen, A.O. (Ed.), 2010. *The Langesundfjord : History, geology, pegmatites and minerals*. Bode edition, 239 p.
- Lauri, L.S., Eilu, P., Brown, T., Gunn, G., Kalvig, P., Sievers, H., 2018. Identification and quantification of primary CRM resources in Europe. SCRREEN Deliverable 3.1, 65 p.
- Laval, M., Dromart, G., 1990. Les terres rares dans les shales noirs mésozoïques. Rapport BRGM DAM/DEX 1756, 58 p.
- Laval, M., Prian, J.P., Hottin, A.M., Orgeval, J.J., 1990. Les terres rares dans les formations cambriennes des Cévennes et de la Montagne Noire (Massif central français). Rapport BRGM DAM/DEX R31672, 39 p.
- Le Bas, M.J., 1981. Carbonatite Magmas. *Mineralogical Magazine* 44(334), 133-140.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M., Bonin, B. and Bateman, P., 2005. *Igneous rocks: a classification and glossary of terms*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 252 p.
- Lefebvre, G., 2017. Sursaut sur le marché des Terres Rares en 2017. *Écomine* 20 oct. 2017. <http://www.mineralinfo.fr/ecomine/sursaut-marche-terres-rares-en-2017>.
- Lehijärvi, M., 1960. The alkaline district of Iivaara, Kuusamo, Finland. *Bulletin of the Geological Commission of Finland* 185, 1-62.
- Lehtonen, M.I., Kujala, H., Kärkkäinen, N., Lehtonen, A., Mäkitie, H., Mänttari, I., Virransalo, P., Vuokko, J., 2005. Etelä-Pohjanmaan liuskealueen kallioperä. Summary: Pre-Quaternary rocks of the South Ostrobothnian Schist Belt: Geological Survey of Finland, report of investigation 158, 155 p., 1 map.
- Lemarchand, R., 1970. Résultats des travaux de reconnaissance et premier pronostic sur les grès à zircon-rutile-monazite de Bailleul (Orne). Rapport BRGM 70-RME-011-RMM.
- Lemoine, M., 1984. Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. In: Boillot, G., Montadert, L., Lemoine, M., Biju-Duval, B. (Eds). Masson Ed., Paris, 179-217.
- Li, M.Y.H., Zhou, M.-F. and Williams-Jones, A.E., 2020. Controls on the dynamics of rare earth elements during subtropical hillslope processes and formation of regolith-hosted deposits. *Economic Geology* 115(5), 1097-1118.
- Lie, A., Østergaard, C., 2014. The Fen Rare Earth Element Deposit, Ulefoss, South Norway. 21st North, Svendborg, Denmark.
- Lie, A., Østergaard, C., 2011. The Fen carbonatite complex, Ulefoss, South Norway. Summary of historic work and data. 21st North Company Report, 47 p.
- Limbourg, Y., 1986. Découverte de monazite grise en nodules dans l'Eodévonien du Synclinerium de Neufchâteau (Belgique). *Bulletin de la Société Géologique de Belgique* 95, 281-285.

- Lindberg, P.A., 1985. Fe-Ti-P mineralisations in the Larvikite-lardalite complex, Oslo Rift. In: Korneliussen, A., Robins, B. (Eds.). Titaniferous magnetite, ilmenite and rutile deposits in Norway. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin* 402, 93-98.
- Lindh, A., Persson, P.O., 1990. Proterozoic granitoid rocks of the Baltic shield - trends of development. In *Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica* (Gower, C.F., Rivers, T., Ryan, A.B., Eds). Geological Association of Canada, Special Papers 38, 23-40.
- Lipin, B.R. et McKay, G.A., 1989. Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. *Review in Mineralogy*, 21. Mineralogical Society of America, 348 p.
- Liu, H., Pourret, O., Guo, H., Bonhoure, J., 2017. Rare earth elements sorption to iron oxyhydroxide: Model development and application to groundwater. *Applied Geochemistry* 87, 158-166.
- Lottermoser, B.G., 1990. Rare-earth element mineralisation within the Mt. Weld carbonatite laterite, Western Australia. *Lithos* 24, 151-167.
- Lottermoser, B.G., 1992. Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes. *Ore Geology Reviews*, 7(1): 25-41.
- Luckscheiter, B., Morteani, G., 1980. Microthermometrical and chemical studies of fluid inclusions in minerals from Alpine veins from the penninic rocks of the central and western Tauern Window (Austria/Italy). *Lithos* 13, 61-77.
- Luossavaara-Kiirunavaara AB (LKAB), 2018. By Per Juntti, Mine waste will now be utilised. LKAB Press Release, Oct 26, 2018.
- Machacek, E., Kalvig, P., 2016. Assessing advanced rare earth element-bearing deposits for industrial demand in the EU. *Resources Policy* 49, 186-203.
- Maksimović, Z.J., 1976. Genesis of some Mediterranean karstic bauxite deposits. *Travaux ICSOBA (Comité International pour l'Etude des Bauxites, de l'Alumine et de l'Aluminium)* 13, 1-14.
- Maksimović, Z.J., Roaldset, E., 1976. Lanthanide elements in some Mediterranean karstic bauxite deposits. *Travaux ICSOBA (Comité International pour l'Etude des Bauxites, de l'Alumine et de l'Aluminium)* 13, 199-220.
- Maksimović, Z.J., 1987. Trace elements in the Jurassic bauxites of Montenegro and their genetic significance. Special volume devoted to acad. Z.M. Bešić, *Acad. Montenegro Sci. Arts*, 47-60.
- Maksimović, Z.J., Pantó, G., 1996. Authigenic rare earth minerals in karst-bauxites and karstic nickel deposits. In: Jones, A.P., Wall, F., Williams, C.T. (Eds), *Rare Earth Minerals: Chemistry, origin and ore deposits*, 257-279.
- Maðour, J., Procházka, J., Vavøín, I., 1992. Zircon in sediments of the upper Lužnice River and its relationship to aeroradiometric anomalies. *Geol. Průzk.* 34, 129-131.
- Marcos, A., Perez-Estaun, A., Pulgar, J.A., Bastida, F., Vargas, I., 1980. Mapa geológica de España. Scale 1:50,000 (Becerreá). Instituto Geológico y Minero de España, 2nd ser., 1st ed., 32 p., 1 map sheet.
- Marignac, C., 1880. Sur les terres de la samarskite. *Annales de Chimie et de Physique* 5(20), 535-557.
- Martens, P.N., Seemann, U., 1973. Prospektionsbericht 1972. Traill Ø. Internal report, Nordisk Mineselskab A/S, 26 p. In archives of Geological Survey of Denmark and Greenland, GEUS report file 20765.
- Martinsson, O., 2007. Apatite-iron deposits. In: GTK (Ed.), *Metallogeny and tectonic evolution of the Northern Fennoscandian Shield: Field trip guidebook* 54.
- Marmo, V., Hoffren, V., Hytönen, K., Kallio, P., Lindholm, O., Siivola, J., 1966. On the granites of Honkamäki and Otanmäki, Finland, with special reference to the mineralogy of accessories. *Bulletin de la Commission Géologique de Finlande* 221, 34 p.
- Marmolejo-Rodríguez, A.J., Caetano, M., de Pablo, H., Vale, C., Prego, R., 2008. Yttrium in the Vigo Ria (NW Iberian Peninsula): Sources, distribution, and background levels. *Ciencias marinas* 34, 399-406.
- Martinsson, O., 1997. Tectonic setting and metallogeny of the Kiruna greenstones. PhD Thesis, Luleå University of Technology, Luleå, Sweden.
- McCreath, J.A., Finch, A.A., Simonsen, S.L., Donaldson, C.H., Armour-Brown, A., 2012. Independent ages of magmatic and hydrothermal activity in alkaline igneous rocks: The Motzfeldt Centre, Gardar Province, South Greenland. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 163, 967-982.
- McLennan, S.M. and Taylor, S.R., 2012. Geology, geochemistry, and natural abundances of the rare earth elements. In: D.A. Atwood (Ed), *The rare earth elements: fundamentals and applications*. EIBC Books. John Wiley & Sons, 1-19.
- Meert, J.G., Torsvik, T.H., Eide, E.A., Dahlgren, S., 1998. Tectonic Significance of the Fen Province, S. Norway: Constraints from geochronology and palaeomagnetism. *Journal of Geology* 106, 553-564.
- Meert, J.G., Walderhaug, H.J., Torsvik, T.H. and Hendriks, B.W.H., 2007. Age and paleomagnetic signature of the Alnø carbonatite complex (NE Sweden): Additional controversy for the Neoproterozoic paleoposition of Baltica. *Precambrian Research* 154(3), 159-174.
- Melfos, V., Voudouris, P.C., 2012. Geological, Mineralogical and Geochemical Aspects for Critical and Rare Metals in Greece. *Minerals* 2, 300-317.
- Menzies, M., Seyfried, W., Blanchard, D., 1979. Experimental evidence of rare earth element immobility in greenstones. *Nature* 282(5737), 398-399.
- Michard, A., Albarède, F., 1986. The REE content of some hydrothermal fluids. *Chemical Geology* 55(1), 51-60.

- Migdisov, A., Guo, X., Nisbet, H., Xu, H., Williams-Jones, A.E., 2019. Fractionation of REE, U, and Th in natural ore-forming hydrothermal systems: Thermodynamic modeling. *The Journal of Chemical Thermodynamics* 128, 305-319.
- Migdisov, A.A., Williams-Jones, A.E., 2014. Hydrothermal transport and deposition of the rare earth elements by fluorine-bearing aqueous liquids. *Mineralium Deposita* 49(8), 987-997.
- Migdisov, A.A., Williams-Jones, A.E., Wagner, T., 2009. An experimental study of the solubility and speciation of the Rare Earth Elements (III) in fluoride- and chloride-bearing aqueous solutions at temperatures up to 300°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73(23), 7087-7109.
- Milodowski, A.E., Zalasiewicz, J.A., 1991. Redistribution of rare earth elements during diagenesis of turbidite/hemipelagite mudrock sequences of Llandovery age from central Wales. *Geological Society Special Publication* 57, 101-124.
- Mitchell, R.H., Brunfelt, A.O., 1975. Rare earth element chemistry of the Fen alkaline complex, Norway. *Contributions to Mineralogical Petrology* 52, 247-259.
- Mitrofanov, F.P., Zozulya, D.R., Bayanova, T.B., Levkovich, N.V., 2000. The World's oldest anorogenic alkali granitic magmatism in the Keivy structure on the Baltic Shield, *Dokl. Earth Sci* 374, 1145-1148.
- Moine, B., Fortuné, J.P., Moreau, P., Viguier, F., 1989. Comparative mineralogy, geochemistry, conditions of formation of two metasomatic talc and chlorite deposits: Trimouns (Pyrenees, France) and Rabenwald (eastern Alps, Austria). *Economic Geology* 84, 1398-1416.
- Mongelli, G., 1997. Ce-anomalies in the textural components of Upper Cretaceous karst bauxites from the Apulian carbonate platform (southern Italy). *Chemical Geology*, 140(1): 69-79.
- Montero, P., Floor, P., Corretgé, G., 1998. The accumulation of rare-earth and high-field-strength elements in peralkaline granitic rocks: the Galiñeiro orthogneiss complex, northwestern Spain. *Canadian Mineralogist* 36, 638-700.
- Montero, P., Bea, F., Corretgé, L.G., Floor, P., Whitehouse, M.J., 2009. U-Pb ion microprobe dating and Sr and Nd isotope geology of the Galiñeiro Igneous Complex: A model for the peraluminous/peralkaline duality of the Cambro-Ordovician magmatism of Iberia. *Lithos* 107(3), 227-238.
- Morogan, V., 1988. Fenitization, hallmark of the ijolite-carbonatite magmatic association. Unpublished PhD thesis, Department of Geology, Stockholm University, Sweden, 5-44.
- Morogan, V., Woolley, A.R., 1988. Fenitization at the Alnö carbonatite complex, Sweden: distribution, mineralogy and genesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 100, 169-182.
- Morteani, G., 1991. The rare earths; their minerals, production and technical use. *European Journal of Mineralogy* 3(4), 641-650.
- Morteani, G., Preinfalk, C., 1996. REE distribution and REE carriers in laterites formed on the alkaline complexes of Araxa and Catalao (Brazil). In: Jones, A.P., Wall, F., Williams, C.T. (Eds), *Rare Earth Minerals: Chemistry, origin and ore deposits*, 227-255.
- Mosander, C.G., 1843. On the new metals, lanthanum and didymium, which are associated with cerium; and on erbium and terbium, new metals associated with yttria. *Philosophical Magazine* 23(152), 241-254.
- Mott, A.V., Bird, D.K., Grove, M., Rose, N., Bernstein, S., Mackay, H., Krebs, J., 2013. Karrat Isfjord: a newly discovered Paleoproterozoic carbonatite-sourced REE deposit, central West Greenland. *Economic Geology* 108(6), 1471-1488.
- Müller, A., Kearsley, A., Spratt, J., Seltmann, R., 2012. Petrogenetic implications of magmatic garnet in granitic pegmatites from southern Norway. *Canadian Mineralogist* 50, 1095-1115.
- Müller, A., Spratt, J., Thomas, R., Williamson, B.J., Seltmann, R., 2018. Alkali-F-Rich Albite Zones in Evolved NYF Pegmatites: The Product of Melt-melt Immiscibility. *Canadian Mineralogist* 56(4), 657-687.
- Mullis, J., 1996. P-T-t path of quartz formation in extensional veins of the Central Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 76, 159-164.
- Mussett, A.E., Hodgson, B.N., Skehorn, R.R., 1987. Palaeomagnetism and age of the quartz-porphyry intrusions, Isle of Arran, Scotland. *Scottish Journal of Geology* 23, 9-22.
- Mutanen, T., 2011. Alkalikiviä ja appiniitteja. Raportti hankkeen "Magmatismi ja malminmuodostus II" toiminnasta 2002-2005. Geological Survey of Finland, Report 9/2011, 627 p.
- Nabyl, Z., Massuyeau, M., Gaillard, F., Tuduri, J., Iacono-Marziano, G., Rogerie, G., Le Trong, E., Di Carlo, I., Melleton, J., Bailly, L., 2020. A window in the course of alkaline magma differentiation conducive to immiscible REE-rich carbonatites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 282, 297-323.
- Nadeau, O., Stevenson, R., Jébrak, M., 2016. Evolution of Montviel alkaline-carbonatite complex by coupled fractional crystallization, fluid mixing and metasomatism — part I: Petrography and geochemistry of metasomatic aegirine-augite and biotite: Implications for REE-Nb mineralization. *Ore Geology Reviews* 72, 1143-1162.
- Nazari-Dehkordi, T., Spandler, C., Oliver, N.H.S., Wilson, R., 2018. Unconformity-related rare earth element deposits: a regional-scale hydrothermal mineralization type of Northern Australia. *Economic Geology* 113(6), 1297-1305.

- Nelson, D.R., Chivas, A.R., Chappell, B.W., McCulloch, M.T., 1988. Geochemical and isotopic systematics in carbonatites and implications for the evolution of ocean-island sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52(1), 1-17.
- NGU (Geological Survey of Norway), 2013. Metallogenic map of Norway. <http://geo.ngu.no/kart/mineralressurser>.
- Nielsen, B.L., 1976. Economic minerals. In: A. Escher and W.S. Watt (Eds), *Geology of Greenland*. Geological Survey of Greenland, 461-486.
- Nielsen, B.K., Steenfelt, A., 1979. Intrusive events at Kvanefjeld in the Ilímaussaq igneous complex. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 27, 143-155.
- Nielsen, T.F.D., 1979. The occurrence and formation of Ti-aegirines in peralkaline syenites. An example from the Tertiary ultramafic alkaline Gardiner complex, East Greenland. *Contrib. Mineral. Petrol.* 69, 235-244.
- Nielsen, T.F.D., 1980. The petrology of a melilitolite, melteigite, carbonatite and syenite ring dike system, in the Gardiner complex, East Greenland. *Lithos* 13, 181-197.
- Nielsen T.F.D., 1987. Tertiary alkaline magmatism in East Greenland: a review. In: Fitton, J.G., Upton, B.G.J. (eds): *Alkaline igneous rocks*. Geological Society Special Publication of London 30, 489-515.
- Nielsen, T.F.D., Rosing, M.T., 1990. The Archaean Skjoldungen alkaline province, South-East Greenland. *Rapport Grønlands Geologiske Undersøgelse* 148, 93-100.
- Nielsen, T.F.D., 1994. Alkaline dyke swarms of the Gardiner Complex and the origin of ultramafic alkaline complexes. *Geochemistry International* 31, 37-56.
- Nielsen, T.F.D., 2002. Palaeogene intrusions and magmatic complexes in East Greenland, 66 to 75°N. *GEUS Rapport 2002/113*, 249 p.
- Nonnon, M., 1984. Découverte de monazite grise en nodules et d'or alluvionnaire dans le massif de la Croix-Scaille. *Bulletin de la Société Géologique Belge* 93, 307-314.
- Nonnon, M., 1989. Une nouvelle occurrence de monazite grise en Belgique. *Bulletin de la Société Géologique Belge* 98, 73-76.
- Notholt, A.J.G., Sheldon, R.P., Davidson, D.F. (Eds), 1989. *Phosphate deposits of the world. Volume 2: Phosphate rocks resources*. Cambridge University Press, 571 p.
- Nuna Minerals, 2010. Commercially interesting rare earth element (REE) grades at two separate projects. Press release 22/2010. <http://nunaminerals.com>.
- Nykänen, J., Laajoki, K., Karhu, J., 1997. Geology and geochemistry of the Early Proterozoic Kortejärvi and Laivajoki carbonatites, Central Fennoscandian Shield, Finland. *Bull. Soc. Finland* 69, part 1-2, 5-30.
- Olerud, S., 1985. *Nor. geol. unders.* Unpublished survey report 85.159, 19 p.
- Olerud, S., 1988. Davidite-loveringite in early Proterozoic albite felsite in Finnmark, north Norway *Mineralogical Magazine* 52, 400-402.
- Orris, G.J., Grauch, R.I., 2002. *Rare Earth Element Mines, Deposits, and Occurrences*. Open-File Report 02-189. USGS.
- Özlü, N., 1983. Trace-element content of "karst bauxites" and their parent rocks in the Mediterranean Belt. *Mineralium Deposita* 18, 469-476.
- Paarma, H., 1970. A new find of carbonatite in north Finland, the Sokli plug in Savukoski. *Lithos* 3, 129-133.
- Papunen, H., Lindsjö, O., 1972. Apatite, monazite and allanite: three rare earth minerals from Korsnäs, Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 44, 123-129.
- Papunen, H., 1986. Suomen metalliset malmiesiintymät. Suomen malmigeologia: metalliset malmiesiintymät. Geological Society of Finland, Helsinki, 133-214.
- Parák, T., 1973. Rare earths in the apatite iron ores of Lapland and some data about the Sr, Th and U content of these ores. *Economic Geology* 68, 210-221.
- Parák, T., 1975. The origin of the Kiruna iron ores. *Sver. Geol. Unders., ser. C*, 709, 209 p.
- Parák, T., 1985. Phosphorus in different types of ore, sulfide in the iron deposit and the type and origin of ores at Kiruna. *Economic Geology* 80, 646-665.
- Pardillo, F., Soriano, V., 1929. Hallazgo de la monacita en las arenas de la Ría de Vigo. *Asoc. Esp. Prog. Cienc., Con. Barc., t. IV*, 141.
- Parga Pondal, I., 1935. Arena monacítica de la Ría de Arosa (Galicia). *An. Soco Esp. Fís. Quím.*, 33, 466-469.
- Parseval, P. (de), 1992. *Minéralogie et géochimie du gisement de talc et chlorite de Trimouns (Pyrénées, France)*. Thèse, Univ. P. Sabatier, Toulouse, 227 p.
- Parseval, P. (de), Moine, B., Fortuné, J.P., Ferret, J., 1993. Fluid-mineral interactions at the origin of the Trimouns talc and chlorite deposit (Pyrénées, France). In: Fenoll Hach-Ali, Torres-Ruiz, Gervilla (eds), *Current research in geology applied to ore deposits*, 205-208.
- Pavel, C.C., Lacal-Arántegui, R., Marmier, A., Schüler, D., Tzimas, E., Buchert, M., Jenseit, W., Blagoeva, D., 2017. Substitution strategies for reducing the use of rare earths in wind turbines. *Resources Policy* 52, 349-357.
- Parseval, P. (de), Fontan, F., Aigouy, T., 1997. Composition chimique des minéraux de terres rares de Trimouns (France). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences* 324, 625-630.
- Pearce, N.J.G., Leng, M.J., Emeleus, C.H., Bedford, C.M., 1997. The origins of carbonatites and related rocks from the Grønødal-Ika Nepheline Syenite Complex, South Greenland: C-O-Sr isotope evidence. *Mineralogical Magazine* 61, 515-529.
- Pearson, R.G., 1963. Hard and Soft Acids and Bases. *Journal of the American Chemical Society* 85(22), 3533-3539.

- Pergamalis, F., Karageorgiou, D.E., Koukoulis, A., Katsikis, I., 2001a. Mineralogical and chemical composition of sand ore deposits in the seashore zone Nea Peramos-Loutra Eleftheron Kavala (N. Greece). *Bulletin of the Geological Society of Greece* 34, 845-850.
- Pergamalis, F., Karageorgiou, D.E., Koukoulis, A., 2001b. The location of Tl, REE, Th, U, Au deposits in the seafront zones of Nea Peramos-Loutra Eleftheron area, Kavala (N. Greece) using γ radiation. *Bulletin of the Geological Society of Greece* 34, 1023-1029.
- Perissoratis, C., Moorby, S.A., Angelopoulos, I., Cronan, D.S., Papavasiliou, C., Konispoliatis, N., Sakellariadou, F., Mitropoulos, D., 1988. Mineral concentrations in the recent sediments of Eastern Macedonia, Northern Greece: Geological and geochemical considerations. In: *Mineral Deposits within the European Community*, Boissonnas, J., Omenetto, P., (Eds). Springer, 530-552.
- Pilonen, P.C., McDonald, A.M., Poirier, G., Rowe, R., Larsen, A.O., 2018. The mineralogy and crystal chemistry of alkaline pegmatites in the Larvik Plutonic Complex, Oslo rift valley, Norway. Part 1. Magmatic and secondary zircon: implications for petrogenesis from trace-element geochemistry. *Mineralogical Magazine* 76(3), 649-672.
- Piret, P., Deliens, M., Pinet, M., 1990. La trimounsite-(Y), nouveau silicotitanate de terres rares de Trimouns, Ariège, France : $(\text{TR})_2\text{Ti}_2\text{SiO}_9$. *European Journal of Mineralogy* 2, 725-729.
- Plant, J.A., Jones, D.G., 1999. Development of regional exploration criteria for buried carbonate-hosted mineral deposits: A multidisciplinary approach in northern England. BGS report WP/91/1.
- Plant, J.A., Whittaker, A., Demetriades, A., De Vivo, B., Lexa, J., 2005. The Geological and Tectonic framework of Europe. In: Salminen, R. (ed) *Geochemical Atlas of Europe, Part 1: Background information, Methodology and Maps*, FOREGS, GTK.
- Pourret, O., Davranche, M., 2013. Rare earth element sorption onto hydrous manganese oxide: A modeling study. *Journal of Colloid and Interface Science* 395, 18-23.
- Pourret, O., Tuduri, J., 2017. Continental shelves as potential resource of rare earth elements. *Scientific Reports* 7(1), 5857.
- Pozhilenko, V.I., Gavrilenko, B.V., Zhironov, D.V., Zhabin, S.V., 2002. Geology of ore areas of the Murmansk oblast. Apatity: Publ. of KSC RAS., 359 p.
- Prego, R., Caetano, M., Vale, C., Marmolejo-Rodríguez, J., 2009. Rare earth elements in sediments of the Vigo Ria, NW Iberian Peninsula. *Continental Shelf Research* 29(7), 896-902.
- Prego, R., Caetano, M., Bernárdez, P., Brito, P., Ospina-Alvarez, N., Vale, C. 2012. Rare earth elements in coastal sediments of the northern Galicia shelf: Influence of geological features. *Continental Shelf Research* 35, 75-85.
- Pushtinen, K., 1971. Geology of the Siilinjärvi carbonatite complex, Eastern Finland. *Bulletin de la Commission Géologique de Finlande* 249, 1-43.
- Rabiei, M., Chi, G., Normand, C., Davis, W.J., Fayek, M., Blamey, N.J.F., 2017. Hydrothermal rare earth element (xenotime) mineralization at Maw Zone, Athabasca Basin, Canada, and its relationship to unconformity-related uranium deposits. *Economic Geology* 112(6), 1483-1507.
- Ram Resources Ltd, 2012. Ram Resources to build rare earths resource inventory at Motzfeldt with a \$3m capital raising. Press release 11 June 2012. www.ramresources.com.au.
- Rasmussen, B., Buick, R., Taylor, W.R., 1998. Removal of oceanic REE by authigenic precipitation of phosphatic minerals. *Earth and Planetary Science Letters* 164(1), 135-149.
- Rauchenstein-Martinek, K., Wagner, T., Wälle, M., Heinrich, C., 2014. Gold concentrations in metamorphic fluids: A LA-ICPMS study of fluid inclusions from the Alpine orogenic belt. *Chemical Geology* 385, 70-83.
- Read, D., Cooper, D. C., McArthur, J. M., 1987. The composition and distribution of nodular monazite in the Lower Palaeozoic rocks of Great Britain. *Mineralogical Magazine* 51, 271-280.
- Reed, G.C., 2013. Amended and restated technical report for Olserum REE deposit, southern Sweden. Prepared for Tasman Metals Ltd by Reed Leyton Consulting. Technical report, 85 p.
- Renberg, R., 2014. Recovery of Rare Earth Elements from magnetic waste in the WEEE recycling industry and tailings from the iron ore industry. Project "REECover" from the Luleå University of Technology. www.ltu.se/research/subjects/Malmgeologi/Forskningssprojekt/REEcover?l=en.
- Rillard, J., Pourret, O., Censi, P., Inguaggiato, C., Zuddas, P., Toulhoat, P., Gombert, P., Brusca, L., 2019. Behavior of rare earth elements in an aquifer perturbed by CO₂ injection: Environmental implications. *Science of The Total Environment* 687, 978-990.
- Roadset, E., 1973. Rare earth elements in Quaternary clays of the Numedal area, southern Norway. *Lithos* 6(4), 349-372.
- Rollat, A., Guyonnet, D., Planchon, M., Tuduri, J., 2016. Prospective analysis of the flows of certain rare earths in Europe at the 2020 horizon. *Waste Management* 49, 427-436.
- Romer, R.L., Smeds, S.-A., 1994. Implications of U/Pb ages of columbite-tantalites from granitic pegmatites for the Palaeoproterozoic accretion of 1.90-1.85 Ga magmatic arcs to the Baltic Shield. *Precambrian Research* 67(1), 141-158.
- Rosa, D., Salgueiro, R., Inverno, C., de Oliveira, D., Guimarães, F., 2010. Occurrence and origin of alluvial xenotime from Central Eastern Portugal (Central Iberian Zone/Ossa-Morena Zone). *Comunicações Geológicas* 97, 63-72.

- Rosenblum, S., Mosier, E.L., 1983. Mineralogy and occurrence of Europium-rich dark monazite. US Geological Survey Professional Paper 1181, 72 p.
- Rosing, M. T., Leshner, C. E., Thomsen, H. S., Blichert-Toft, J., 1992. Alkaline magmatism in the Archaean Skjoldungen province, East Greenland (abstract). *Eos Transactions, American Geophysical Union* 73, 331.
- Roure, F., Brun, J.P., Colletta, B., Van den Driessche, J., 1992. Geometry and kinematics of extensional structures in the Alpine Foreland Basin of southeastern France. *Journal of Structural Geology* 14, 503-519.
- Rousseau, T.C.C., Sonke, J.E., Chmeleff, J., van Beek, P., Souhaut, M., Boaventura, G., Seyler, P., Jeandel, C., 2015. Rapid neodymium release to marine waters from lithogenic sediments in the Amazon estuary. *Nature Communications* 6(1), 7592.
- Ryghaug, P., 1983. Geochemical exploration methods for niobium and rare earth elements at Sæteråsen, Vestfold volcanic are, Oslo Graben. *Norsk geologisk forening. TIDSSKRIFTARTIKKEL, Norsk geologisk tidsskrift* 63, 1-13.
- Sadeghi, M., Morris, G.A., Carranza, E.J.M., Ladenberger, A., Andersson, M., 2013. Rare earth elements distribution and mineralization in Sweden: An application of principal component analysis to FOREGS soil geochemistry. *Journal of Geochemical Exploration* 133, 160-175.
- Sæther, E., 1957. The alkaline rock province of the Fen area in southern Norway. *Det Kongelige Norske Videnskabers Selskabs Skrifter* 1, 150 p.
- Sahlström, F., Jonsson, E., Högdahl, K., Troll, V.R., Harris, C., Jolis, E.M., Weis, F., 2019. Interaction between high-temperature magmatic fluids and limestone explains 'Bastnäs-type' REE deposits in central Sweden. *Scientific Reports* 9(1), 15203.
- Salgueiro, R., Inverno, C., de Oliveira, D.P.S., Guimarães, F., Lencastre, J. and Rosa, D., 2020. Alluvial nodular monazite in Monfortinho (Idanha-a-Nova, Portugal): Regional distribution and genesis. *Journal of Geochemical Exploration* 210, 106444.
- Sarapää, O., 1996. Proterozoic primary kaolin deposits at Virtasalmi, Southeastern Finland. *Geological Survey of Finland*, 152 p.
- Sarapää, O., Sarala, P., 2011. Mäkäräselkä REE-Au exploration target, Sodankylä, northern Finland. In: Sarala, P., Ojala, V.J. (Eds), 25th International Applied Geochemistry Symposium 2011, 22-26 August 2011, Rovaniemi, Finland. *Geochemical and indicator mineral exploration methods and ongoing projects in the glaciated terrains in Northern Finland: Excursion guide, 26-30 August 2011: Vuorimiesyhdistys-Finnish Association of Mining and Metallurgical Engineers*, B92-11, 46-52.
- Sarapää, O., Al Ani, T., Lahti, S.I., Lauri, L.S., Sarala, P., Torppa, A., Kontinen, A., 2013. Rare earth exploration potential in Finland. *Journal of Geochemical Exploration* 133, 25-41.
- Sarapää, O., Sarala, P., 2013. Rare earth element and gold exploration in glaciated terrain – example from the Mäkärä area, Northern Finland. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis* 13, 131-143.
- Saunders, A.D., Fitton, J.G., Kerr, A.C., Norry, M.J., Kent, R.W., 1997. The North Atlantic Igneous Province. In: Mahoney, J.J., Coffin, M.F. (eds.), *Large Igneous Provinces. Geophysical Monograph. American Geophysical Union*, 45-93.
- Schärer, U., de Parseval, P., Polvé, M., de Saint-Blanquat, M., 1999. Formation of the Trimouns talc-chlorite deposit (Pyrenees) from persistent hydrothermal activity between 112 and 97 Ma. *Terra Nova* 11, 30-37.
- Schaub, H.P., 1942. Zur Geologie der Traill Insel (Nordost-Grønland). *Eclogae Geol. Helv.* 35, 1-54.
- Schassberger, H.T., Spieth, V., 1978. Molybdenum exploration in NE Greenland 1977 - Internal NM-report. p. 9.
- Schassberger, H.T., Newall, G.C., 1980. The East Greenland Molybdenum Project 1979. AMAX - Internal NM-report. p. 53.
- Scherer, E., Münker, C., Mezger, K., 2001. Calibration of the lutetium-hafnium clock. *Science* 293, 683-687.
- Scheyder, E., 2019. U.S. Army will fund rare earths plant for weapons development. Reuters press release <https://www.reuters.com/article/us-usa-rareearths-army-exclusive-idUSKBN1YFOHU>.
- Scheyder, E., 2020. Pentagon resumes rare earths funding program after review. Reuters press release <https://uk.reuters.com/article/us-usa-rareearths/pentagon-resumes-rare-earths-funding-program-after-review-idUSKCN24M2Z4>.
- Schilling, J., Wu, F.Y., McCammon, C., Wenzel, T., Marks, M.A.W., Pfaff, K., Jacob, D.E., Markl, G., 2011. The compositional variability of eudialyte-group minerals. *Miner. Magazine* 75, 87-115.
- Schleicher, H., Keller, J., Kramm, U., 1990. Isotope studies on alkaline volcanics and carbonatites from the Kaiserstuhl, Federal Republic of Germany. *Lithos* 26, 21-35.
- Schoenenberg, J., Markl, G., 2008. The magmatic and fluid evolution of the Motzfeldt intrusion in South Greenland: insights into the formation of agpaitic and miaskitic rocks. *J. of Petrology* 49, 1549-1577.
- Sebastian, D., Mancheri, N., Tukker, A., Brown, T., Petavratzi, E., Espinoza, L., 2017. Report on the current use of critical raw materials. *Solutions for CRITICAL Raw materials - a European Expert Network*, 91 p.
- Secher, K., 1976. Airborne radiometric survey between 66° and 69°N, southern and central West Greenland. *Rapport Grønlands Geologiske Undersøgelse* 80, 65-67.
- Secher, K., 1980. Distribution of radioactive mineralisation in central West Greenland. *Rapport Grønlands Geologiske Undersøgelse* 100, 61-65.

- Secher, K., Larsen, L.M., 1980. Geology and mineralogy of the Sarfartoq carbonatite complex, southern West Greenland. *Lithos* 13, 199-212.
- Secher, K., 1986. Exploration for the Sarfartoq carbonatite complex, southern West Greenland. *Rapport Grønlands geol. Unders.* 128, 89-101.
- Secher, K., Heaman, L.M., Nielsen, T.F.D., Jensen, S.M., Schjøth, F., Creaser, R.A., 2009. Timing of kimberlite, carbonatite, and ultramafic lamprophyre emplacement in the alkaline province located 64°-67° N in southern West Greenland. *Lithos* 112S, 400-406.
- Seifert, W., Kämpf, H., Wasternack, J., 2000. Compositional variation in apatite, phlogopite and other accessory minerals of the ultramafic Delitzsch complex, Germany: implication for cooling history of carbonatites. *Lithos* 53, 81-100.
- Shepherd, T.J., Darbyshire D.P.F., Moore, G.R., Greenwood, D.A., 1982. Rare earth element and isotopic geochemistry of the North Pennine ore deposits In: Anonymous (Ed) Symposium Jules Agard; Gîtes filoniens Pb-Zn-F-Ba de basse température du domaine varisque d'Europe et d'Afrique du Nord. BRGM, 371-377.
- Sinisi, R., 2018. Mineralogical and Geochemical Features of Cretaceous Bauxite from San Giovanni Rotondo (Apulia, Southern Italy): A Provenance Tool. *Minerals* 8(12).
- Sjöqvist, A.S.L., Cornell, D.H., Andersen, T., Erambert, M., Ek, M., Leijd, M., 2013. Three compositional varieties of rare-earth element ore: Eudialyte-group minerals from the Norra Kärr alkaline complex, southern Sweden. *Minerals* 3, 94-120.
- Shaw, M.H., Gunn, A.G., 1993. Rare earth elements in alkaline intrusions, North-West Scotland. British Geological Survey, Open file report 11, 66 p.
- Škoda, R., Novák, M., Houzar, S., 2006. Granitic NYF pegmatites of the Třebíč Pluton. *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.* 91, 129-176.
- Škoda, R., Novák, M., 2007. Y, REE, Nb, Ta, Ti-oxide (AB₂O₆) minerals from REL-REE euxenite-subtype pegmatites of the Třebíč Pluton, Czech Republic: substitutions and fractionation trends. *Lithos* 95, 43-57.
- Smeds, S.A., 1990. Regional trends in mineral assemblages of Swedish Proterozoic granitic pegmatites and their geological significance. *Geologiska Föreningens I Stockholm Förhandlingar* 112, 227-242.
- Smirnov, V.I., 1977. Ore Deposits of the USSR. Volume 3. San Francisco: Pitman.
- Smith, R.T., Cooper, D.C., Bland, D.J., 1994. The occurrence and economic potential of nodular monazite in south-central Wales. Mineral Reconnaissance Programme Report 130. British Geological Survey Technical report WF/94/1.
- Sørensen, H., Hansen, J., Bondam, J., 1969. Preliminary account of the geology of the Kvanefjeld area of the Ilímaussaq intrusion, South Greenland. *Rapport GEUS* 18, 1-40.
- Sørensen, H., 2001. The Ilímaussaq complex, South Greenland: status of mineralogical research with new results. *Geology of Greenland Survey Bulletin* 190, 55-64.
- Sørensen, L.L., Kalvig, P., 2011. The rare earth element potential in Greenland. *Geology and Ore* 20 (GEUS-Bureau of Minerals and Petroleum Government of Greenland), 12 p., ISSN1602-818x.
- Sørensen, H., Bailey, J.C., Rose-Hansen, J., 2011. The emplacement and crystallization of the U-Th-REE rich agpaitic and hyperagpaitic lujavrites at Kvanefjeld, Ilímaussaq alkaline complex, South Greenland. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 59, 69-92.
- Steenfelt, A., Hollis, J.A., Secher, K., 2006. The Tikisaaq carbonatite: a new Mesozoic intrusive complex in southern West Greenland. *GEUS Bulletin* 10, 41-44.
- Steenfelt, A., 2012. Rare earth elements in Greenland: known and new targets identified and characterised by regional stream sediment data. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis* 12, 313-326.
- Steensgaard, B.M., Kolb, J., Nielsen, T.F.D., Olsen, S.D., Pilbeam, L., Lieber, D., Clausen, A., 2010. The mineral resource assessment project, South-East Greenland: year one. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin* 20, 59-62.
- Steensgaard, B.M., Stendal, H., Kalvig, P., Hanghøj, K., 2016. Review of potential resources for critical minerals in Greenland. *MiMa report* 2016/3, 74 p.
- Stembera, J., 2012. Exploration projects in East Greenland. Greenland Day Congress, CRGR (Czech Geological Research Group) oral presentation (20 slides), Perth.
- Stendal, H., 2014. Critical Minerals in Greenland. Mines and Money Congress, Hong-Kong (oral presentation). www.minesandmoney.com/hongkong.
- Stewart, J.W., 1970. Precambrian alkaline-ultramafic/carbonatite volcanism at Qagssiarssuk, South Greenland. *Bulletin Grønlands Geologiske Undersøgelse* 84, 70 p.
- Sturesson, U., 1995. Llanvirnian (Ord.) iron ooids in Baltoscandia: element mobility, REE distribution patterns, and origin of the REE. *Chemical Geology* 125, 45-60.
- Sulovský, P., 2000. Comparison of chemistry of the Třebíč durbachite and other durbachites. *Geol. Výzk. Morave Slez. v r.* 1999, 135-140.
- Tanbreez Mining Greenland A/S, 2014. Website of the Company. <http://tanbreez.com>.
- Tasman Metals Ltd., 2010a. Tasman expands Otanmäki REE Project in Finland. Press release 14 September 2010. www.tasmanmetals.com.
- Tasman Metals Ltd., 2010b. Tasman Expands Rare Earth Element Portfolio with the Bastnäs Project, Sweden. Press release 08 April 2010. www.tasmanmetals.com.
- Tasman Metals Ltd., 2010c. Tasman Acquires The Past Producing Korsnäs REE-Pb Mine, Finland. Press release 03 February 2010. www.tasmanmetals.com.

- Tasman Metals Ltd., 2012. Tasman expands rare earth element project portfolio in Finland. Press release 11 June 2012. www.tasmanmetals.com.
- Tasman Metals Ltd., 2013. Tasman submits mining lease application over Olserum heavy rare earth element project, Sweden. Press release 23 July 2013, www.tasmanmetals.com.
- Tegner, C., Duncan, R.A., Bernstein, S., Brooks, C.K., Bird, D.K., Storey, M., 1998. ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology of Tertiary mafic intrusions along the East Greenland rifted margin: relation to flood basalts and the Iceland hotspot track. *Earth and Planetary Science Letters* 156, 75-88.
- Tegner, C., Brooks, C.K., Duncan, R.A., Heister, L.E., Bernstein, S., 2008. ^{40}Ar - ^{39}Ar ages of intrusions in East Greenland: rift-to drift transition over the Iceland hotspot. *Lithos* 101, 480-500.
- Teisseyre, W., 1903. Der Paleozoische Horst von Podolien und die ihn umgehenden Senkungsfelder. Beiträge zur Paleontologie und Geologie Osterreichs-Ungarn und d. Orients, XV.
- Thirlwall, M.F., 1988. Geochronology of Late Caledonian magmatism in northern Britain. *Journal of the Geological Society of London* 145, 951-967.
- Thomassen, B., 1988. The Motzfeldt 87 project. Final report. Open file series Grønlands Geologiske Undersøgelse 88/1, 81 p.
- Thompson, P., Mussett, A.E., Dagley, P., 1987. Revised ^{40}Ar - ^{39}Ar age for granites of the Mourne Mountains, Ireland. *Scottish Journal of Geology* 23, 215-220.
- Thorpe, R.S., Potts, P.J., Sarre, M.B., 1977. Rare earth evidence concerning the origin of granites of the Isle of Skye, northwest Scotland. *Earth and Planetary Science Letters* 36, 111-120.
- Thybo, H., Pharaoh, T., Guterch, A. (Eds) 1999. Geophysical investigations of the Trans-European Suture Zone. *Tectonophysics* 314.
- Thybo, H., Pharaoh, T., Guterch, A. (Eds) 2002. The Trans European Suture Zone II. *Tectonophysics* 360.
- Tichomirowa, M., Whitehouse, M.J., Gerdes, A., Götze, J., Schulz, B., Belyatsky, B.V., 2013. Different zircon recrystallization types in carbonatites caused by magma mixing: Evidence from U-Pb dating, trace element and isotope composition (Hf and O) of zircons from two Precambrian carbonatites from Fennoscandia. *Chemical Geology* 353, 173-198.
- Tornquist, A.J.H., 1908. Die Feststellung des Siidwestrandes des Baltisch Russischen Schildes. *Schriften der Physikalisch-Okonomische Gesellschaft zu Konigsberg*, XLIX.
- Trägårdh, J., 1991. Metamorphism of magnesium-altered felsic volcanic rocks from Bergslagen, central Sweden. A transition from Mg-chlorite to cordierite-rich rocks. *Ore Geology Reviews* 6, 485-497.
- Tuduri, J., Charles, N., Guyonnet, G., Melleton, J., Pourret, P., Rollat, A., 2015. Projet ANR ASTER. Rapport de Tâche 4. Potentialité de stocks géologiques de terres rares en Europe et au Groenland. Rapport final. BRGM/RP-64910-FR.
- Tuduri, J., Chevillard, M., Colin, S., Gloaguen, E., Gouin, J., Potel, S., Pourret, O., 2013. Formation of monazite-(MREE) from Paleozoic shales: role of host rock chemical composition and organic material. *Mineral. Mag.* 77, 2362.
- Tuduri, J., Lefebvre, G., Charles, N., Nabyl, Z., Gaillard, F., Pourret, O., 2020. Lumière sur la géologie des terres rares, pourquoi tant d'attraits ? *Géologues* 204, 48-54.
- Tuduri, J., Pourret, O., Chauvet, A., Barbanson, L., Gaouzi, A., Ennaciri, A., 2011. Rare earth elements as proxies of supergene alteration processes from the giant Imiter silver deposit (Morocco). In: F. Barra, M. Reich, E. Campos and F. Tornos (Editors), *Proceeding of the 11th biennial SGA meeting*. Ediciones Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile, Antofagasta, Chile, 826-828.
- Tuisku, P., Huhma, H., 2006. Evolution of migmatitic granulite complexes: implications from Lapland Granulite Belt, Part II: isotopic dating. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 78, 143-175.
- Tukiainen, T., Bradshaw, C., Emeleus, C.H., 1984. Geological and radiometric mapping of the Motzfeldt Centre of the Igaliko Complex, South Greenland. Rapport Grønlands Geologiske Undersøgelse 120, 78-83.
- Tukiainen, T., 1986. Pyrochlore in the Motzfeldt centre of the Igaliko nepheline syenite complex, South Greenland. Final report. Open file Series Grønlands Geologiske Undersøgelse 86/3, 98 p.
- Tukiainen, T., 1988. Niobium-Tantalum mineralisation in the Motzfeldt centre of the Igaliko nepheline syenite complex, South Greenland. In: Boissonnas, J., Omenetto, P. (eds): *Mineral deposits within European Community*. Berlin, Springer-Verlag, 230-246.
- Upton, B.G.J., Emeleus, C.H., 1987. Mid-Proterozoic alkaline magmatism in southern Greenland: the Gardar province. In: Fitton, J.G., Upton, B.G.J. (eds): *Alkaline igneous rocks*. Geological Society of London Special Publication 30, 449-471.
- Upton, B.G.J., Emeleus, C.H., Heaman, L.M., Goodenough, K.M., Finch, A.A., 2003. Magmatism of the mid-Proterozoic Gardar Province, South Greenland: chronology, petrogenesis and geological setting. *Lithos* 68, 43-65.
- Upton, B.G.J., 2013. Tectono-magmatic evolution of the younger Gardar southern rift, South Greenland. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin* 29, 124 p.
- Van Wambeke, L., Brinck, J.W., Deutzmann, W., Gonfiantini, R., Hubaux, A., Métais, D., Omenetto, P., Tongiorgi, E., Verfaillie, G., Weber, K., Wimmenauer, W., 1964. Les roches alcalines et les carbonatites du Kaiserstuhl. CEA-EURATOM report, EUR1827.d, f, e, 232 p.

- Vanhänen, E., 2001. Geology, mineralogy and geochemistry of the Fe-Co-Au-(U) deposits in the Paleoproterozoic Kuusamo Schist Belt, northeastern Finland. Geological Survey of Finland Bulletin 399, 229 p.
- Vaquero, C., 1979. Descubrimiento, por primera vez en España, de una monacita de facies aberrantes portado de Europa: Spain. Boletín Geológico y Minero 90-4, 374-379.
- Vartiainen, H., Woolley, A.R., 1974. The age of the Sokli carbonatite, Finland, and some relationships of the North Atlantic alkaline igneous province. Bulletin of the Geological Society of Finland 46, 81-91.
- Vartiainen, H., Woolley, A.R., 1976. The petrography, mineralogy and chemistry of the fenites of the Sokli carbonatite intrusion, Finland. Geological Survey of Finland Bulletin 280, 87 p.
- Vartiainen, H., 1980. The petrography, mineralogy and petrochemistry of the Sokli carbonatite massif, northern Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 313, 126 p.
- Vartiainen, H., Vitikka, A., 1994. The late stage dykes of the Sokli massif and their tectonic control. Geochemistry International 31, 103-106.
- Vartiainen, H., 2001. Sokli carbonatite complex, northern Finland. Res Terrae. Series A, 20. University of Oulu 8-24.
- Vazquez-Lopez, R., Jézéquel, P., 2002. Expertise géologique des anomalies radioactives des plages de Camargue : Plage de l'Espiquette et les Saintes Maries de la Mer Ouest. Rapport BRGM RP-51754-FR, 45 p.
- Verhulst, A., Balaganskaya, E., Kirnarsky, Y., Demaiffe, D., 2000. Petrological and geochemical (trace elements and Sr-Nd isotopes) characteristics of the Paleozoic Kovdor ultramafic, alkaline and carbonatite intrusion (Kola Peninsula, NW Russia). Lithos 51, 1-25.
- Verplanck, P.L., Mariano, A.N., Mariano, A.J., 2016. Rare earth element ore geology of carbonatites. In: P.L. Verplanck and M.W. Hitzman (Editors), Rare earth and critical elements in ore deposits. Society of Economic Geologists, Inc, Littleton, CO, USA, 5-32.
- Vidal-Legaz, B., Mancini, L., Blengini, G.A., Pavel, C., Marmier, A., Blagoeva, D., Latunussa, C., Nuss, P., Dewulf, J., Nita, V., Kayam, Y., Manfredi, S., Magyar, A., Dias, P., Baranzelli, C., Tzimas, E., Pennington, D., 2016. Raw materials scoreboard. European Innovation Partnership on Raw Materials. Publications Office of the European Union, Luxembourg, 108 p.
- Vlasov, K.A., M.V. Kuz'menko, and Y.M. Yes'kova. 1966. The Lovozero Alkali Massif. New York: Hafner.
- Vuotovesi, T., 1974. A new find of carbonatite in West Greenland, the Qaqarssuk ring dike. M.Sc. thesis, University of Helsinki, 44 p. (unpublished).
- Waight, T., Baker, J., Willigers, B.W., 2002. Rb isotope dilution analyses by MC-ICPMS using Zr to correct for mass fractionation: towards improved Rb-Sr geochronology? Chemical Geology 186, 99-116.
- Wagner, T., Boyce, A.J., Erzinger, J., 2010. Fluid-rock interaction during formation of metamorphic quartz veins: a REE and stable isotope study from Rhenish massif, Germany. American Journal of Science 310, 645-682.
- Walter, B.F., Parsapoor, A., Braunger, S., Marks, M.A.W., Wenzel, T., Martin, M., Markl, G., 2018. Pyrochlore as a monitor for magmatic and hydrothermal processes in carbonatites from the Kaiserstuhl volcanic complex (SW Germany). Chemical Geology 498, 1-16.
- Walters, A.S., 2011. A reconnaissance investigation of REE concentrations in the North Pennine Orefield. BGS report IR/11/050.
- Walters, A.S., Lusty, P., Hill, A., 2011. Rare Earth Elements. BGS NERC report, 54 p.
- Walters, A.S., Hughes, H.S.R., Goodenough, K.M., Gunn, A.G., Lacinska, A., 2012. Rare earth mineralisation in the Cnoc nan Cuilean intrusion of the Loch Loyal syenite Complex, northern Scotland. Geophysical Research Abstracts 14, EGU2012-4587.
- Weidendorfer, D., Schmidt, M.W., Mattsson, H.B., 2017. A common origin of carbonatite magmas. Geology 45, 507-510.
- Weihed, P., Eilu, P., Kolb, J., Sandstad, J.S., 2013. Metallic minerals deposits in Fennoscandia, Greenland and NW Russia. SGA News Bulletin 33, 9-14.
- Weisenberger, T.B., Spürgin, S., Lahaye, Y., 2014. Hydrothermal alteration and zeolitization of the Fohberg phonolite, Kaiserstuhl Volcanic Complex, Germany. International Journal of Earth Sciences 103, 2273-2300.
- Welin, E., 1980. Tabulation of recalculated radiometric ages published 1960-1979 for rocks and minerals in Sweden. GFF 101, 309-320.
- Weng, Z.H., Jowitt, S.M., Mudd, G.M. and Haque, N., 2013. Assessing rare earth element mineral deposit types and links to environmental impacts. Applied Earth Science, 122(2): 83-96.
- Weng, Z., Jowitt, S.M., Mudd, G.M., Haque, N., 2015. A detailed assessment of global rare earth element resources: opportunities and challenges. Economic Geology 110(8), 1925-1952.
- Wimmenauer, W., 1963. Beitriffe zur Petrographie des Kaiserstuhls. Teile VI-VII. Neues Jahrb. Mineral., Abh., 99, 231-276.
- Wimmenauer, W., 1974. The alkaline province of Central Europe and France. In: H. Spønsen (Ed), The alkaline rocks. Wiley, London, 238-271.
- Windle, S., Nesbitt, R., 1993. The genesis of grey monazites: textural and geochemical evidence from Central Spain. Mineral Deposits Studies Group Annual Meeting 1993, Abstracts Volume. The Natural History Museum, London 55.

- Wood, S.A., 1990a. The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium: 1. Review of available low-temperature data for inorganic complexes and the inorganic REE speciation of natural waters. *Chemical Geology* 82, 159-186.
- Wood, S.A., 1990b. The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium: 2. Theoretical predictions of speciation in hydrothermal solutions to 350°C at saturation water vapor pressure. *Chemical Geology* 88(1), 99-125.
- Woolley, A.R., 1987. Alkaline rocks and carbonatites of the world. Part 1: North and South America. London, United Kingdom, British Museum of Natural History, 216 p.
- Woolley, A.R., Kjarsgaard, B.A., 2008. Paragenetic types of carbonatites as indicated by the diversity and relative abundances of associated silicate rocks: evidence from a global database. *Canadian Mineralogist*, 46(4), 741-752.
- Zepf, V., 2013. Rare earth elements: a new approach to the nexus of supply, demand and use: exemplified along the use of neodymium in permanent magnets, 157 p.
- Zhou, B., Li, Z. Chen, C., 2017. Global Potential of Rare Earth Resources and Rare Earth Demand from Clean Technologies. *Minerals* 7(11), 203.
- Zozulya, D.R., Bayanova, T.B., and Eby, G.N., 2005. Geology and age of the late Archean Keivy alkaline province, northeastern Baltic Shield. *J. Geol.* 113, 601-608.
- Zozulya, D.R., Bayanova, T.B., Serov, P.N., 2007. Age and isotopic geochemical characteristics of Archean carbonatites and alkaline rocks of the Baltic Shield. *Doklady Akademii Nauk* 415, 383-388.
- Zozulya, D.R., Lyalina, L.M., Eby, N., Savchenko, Y.E., 2012. Ore Geochemistry, zircon mineralogy, and genesis of the Sakharjok Y-Zr deposit, Kola Peninsula, Russia. *Geology of Ore Deposits* 54, 81-98.
- Zozulya, D.R., Eby, N., Bayanova, T., Lyalina, L., 2013. Archean alkaline magmatism of OIB-type on the Baltic Shield. 30th International Conference « Ore potential of alkaline, kimberlite and carbonatite magmatism », Moscow, GEOKHI RAS.